



HAL
open science

Fluctuations glaciaires holocènes au Groenland : contribution des datations cosmogéniques in situ

Melody Biette

► **To cite this version:**

Melody Biette. Fluctuations glaciaires holocènes au Groenland : contribution des datations cosmogéniques in situ. Géographie. Université Panthéon-Sorbonne - Paris I, 2022. Français. NNT : 2022PA01H014 . tel-03771706

HAL Id: tel-03771706

<https://theses.hal.science/tel-03771706v1>

Submitted on 7 Sep 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.

Fluctuations glaciaires holocènes au Groenland

Contribution des datations cosmogéniques *in situ*



Melody Biette

DOCTORAT de l'UNIVERSITE DE PARIS 1 PANTHEON-SORBONNE

Spécialité : Géographie physique

Soutenue publiquement le 23 février 2022

Université Paris 1
Panthéon-Sorbonne

Ecole doctorale de
Géographie de Paris
(ED 434)

Laboratoire de
Géographie Physique,
Environnements
Quaternaires et Actuels
(UMR 8591 CNRS)

Membres du jury :

Magali Delmas, Maître de Conférences, Université de Perpignan.....**Rapporteuse**

Olga Solomina, Directrice de Recherche, Université d'État de Moscou**Rapporteuse**

Denis Mercier, Professeur des Universités, Sorbonne-Université**Examinateur**

Emilie Gauthier, Professeure des Universités, Université de Franche-Comté**Examinatrice**

Vincent Jomelli, Directeur de Recherche, Université d'Aix-Marseille.....**directeur de thèse**

Marie Chenet, Maître de Conférences, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne....**co-directrice de thèse**

*« Nul éclat de couleur ne trouble l'harmonie
De tous ces blocs polis et bleus comme l'acier,
Que la nature a fait, dans sa force infinie,
Pêle-mêle jaillir des sources du glacier »*

- **Albert Mérat**

Résumé

Les glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland sont particulièrement sensibles aux changements de températures et de précipitations. Comprendre comment les marges glaciaires ont fluctué au cours du temps permet de documenter l'évolution régionale du climat sur l'île et aide à identifier l'action des différents forçages responsables des variations climatiques dans l'hémisphère Nord. Cette thèse vise donc à améliorer les connaissances sur l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis au Groenland pendant l'Holocène, soit les 11 700 dernières années. Pour ce faire, le travail se focalise sur un marqueur géomorphologique présent en marge des glaciers actuels : les moraines. Ces amas de débris rocheux sont formés par érosion lors des anciennes extensions glaciaires. Dans cette étude, la datation cosmogénique ^{10}Be des moraines est utilisée pour documenter l'évolution de sept glaciers répartis sur trois secteurs au Groenland : l'île de Clavering (nord-est), la vallée de Tasilap (sud-est) et la vallée d'Isortup (sud). Associés aux quelques chronologies glaciaires antérieures à ce travail de thèse, ces travaux renforcent l'idée d'une extension maximale des glaciers pendant l'Holocène Ancien (11,7 – 8,2 ka) sur certains secteurs de l'île. Cependant, les résultats les plus inédits concernent l'identification de deux nouveaux stades morainiques témoignant d'expansions glaciaires pendant l'Holocène Récent (à partir de 4,2 ka). Il s'agit de moraines formées pendant le Néoglaciale Moyen (~3 ka) sur les trois sites d'études de cette thèse et pendant le refroidissement du *Dark Age Cold Period* (~1,2-1,7 ka) dans six de nos sept chronologies glaciaires. En améliorant la couverture spatiale des chronologies glaciaires au Groenland, il a été possible de discuter de l'hétérogénéité spatiale du climat à l'échelle du Groenland et de la relation entre les différents forçages climatiques dans l'hémisphère Nord. Ces nouvelles chronologies glaciaires peuvent aussi contribuer aux connaissances sur l'hétérogénéité spatiale du climat dans l'hémisphère Nord. En parallèle de la datation ^{10}Be de moraines, une modélisation glaciologique (degré-jour) fondée sur une chronologie glaciaire préexistante sur l'île de Disko (centre-ouest) a été appliquée pour estimer des conditions de températures responsables d'une extension glaciaire au cours de l'Optimum Climatique Médiéval (~0,9 – 0,7 ka). Les résultats montrent un refroidissement compris entre -1,3°C et -1,6°C par rapport au 20^{ème} siècle à la fin de l'Optimum Climatique Médiéval. Ce modèle glaciologique n'a pas encore pu être appliqué aux autres sites de cette thèse. Cependant, cette étude préliminaire montre que ce modèle glaciologique constitue une bonne opportunité pour la détermination de conditions de température passées.

Mots clés : fluctuation glaciaire, datation cosmogénique, Holocène, Groenland

Abstract

Mountain glaciers and local ice caps are particularly sensitive to changes in temperature and precipitation in Greenland. A better understanding of glacier margins fluctuations over time will help to document the regional climate evolution and contribute to the determination of the different mechanisms involved in climate variability in the Northern hemisphere. This work aims to improve our knowledge of glaciers evolution disconnected from the ice sheet in Greenland during the Holocene (i.e. the last 11.7 ka). In this end, the present study focuses on a geomorphological feature adjacent to the current glaciers: moraines. These rock accumulations were formed by erosion during past glacial extensions. In this study, ^{10}Be cosmogenic moraines dating is used to document the evolution of seven glaciers across three parts of Greenland: Clavering Island (northeast), Tasilap valley (southeast) and Isortup valley (south). Combined to the other glacial chronologies in Greenland, this provides further evidence of a maximum glacial extension during the Early Holocene (11.7 – 8.2 ka). However, the most original results concern the identification of two new moraine stages showing glacial expansions during the Late Holocene (since 4.2 ka). These moraines were formed during the Middle of Neoglacial (~3 ka) in the three investigated sites of this thesis, and during the Dark Age Cold Period (~1.2-1.7 ka) in six of our seven glacial chronologies. By improving the spatial coverage of glacial chronologies in Greenland, it was also possible to reconsider the relationship between different climate forcing in the Northern Hemisphere. These new glacial chronologies can also contribute to the knowledge of the spatial heterogeneity of climate in the Northern Hemisphere. In parallel with the ^{10}Be dating on moraines, a glaciological model (Degree-days) based on a pre-existing glacial chronology in Disko Island (central west) was applied to estimate temperature conditions responsible for glacial extension during the Medieval Climate Anomaly (~0.9 - 0.7 ka) The results suggest a cooling about -1.3°C to -1.6°C relative to the 20th century at the end of the Medieval Climate Anomaly. This glaciological model was not yet applied to the other investigated sites of this work. However, this preliminary study shows that this glaciological model is strong and easily used for the determination of temperature conditions.

Key-words : glacier fluctuation, cosmogenic dating, Holocene, Greenland

Remerciements

A venir...

Sommaire

Remerciements.....	4
Sommaire	6
Introduction générale	10
PARTIE I : Contextualisation de la recherche.....	18
CHAPITRE 1 : Les climat holocènes dans l'hémisphère Nord et au Groenland.....	20
1.1. Dynamiques climatiques de l'hémisphère Nord au cours de l'Holocène.....	21
1.2. Fluctuations climatiques du Groenland pendant l'Holocène.....	27
Conclusion.....	37
CHAPITRE 2 : Etude des fluctuations des glaciers pour évaluer la variabilité du climat pendant l'Holocène	40
2.2. Les glaciers : des objets morphoclimatiques	41
2.2. De la moraine aux chronologies glaciaires.....	49
2.3. Importance de la prise en compte de la variabilité des réponses des glaciers aux fluctuations du climat	51
Conclusion :	54
CHAPITRE 3 : Connaissance de l'évolution des glaciers du Groenland.....	56
3.1. Présentation du Groenland et de ses masses glaciaires actuelles	57
3.2. Connaissances des fluctuations passées des glaciers au Groenland	59
3.3. Présentation des sites d'études.....	76
Conclusion.....	94
PARTIE II : Méthodologie.....	96
CHAPITRE 4 : Reconstitution des fluctuations glaciaires par la datation cosmogénique in situ des dépôts morainiques	98
4.1. Des rayonnements cosmiques à la production de nucléides cosmogéniques <i>in situ</i> ^{10}Be	99
4.2. L'apport des nucléides cosmogénique ^{10}Be pour la datation des dépôts morainiques	103
Conclusion.....	107
CHAPITRE 5 : Traitement des échantillons : du prélèvement sur le terrain à la détermination d'un âge d'exposition.....	110
5.1. Stratégie d'échantillonnage sur le terrain	111
5.2. Extraction des minéraux	114
5.4. Le contrôle de propreté par ICP (<i>Inductively Coupled Plasma</i>).....	120
5.5. Protocole chimique de la mesure du ^{10}Be	121
5.6. Difficultés rencontrées en laboratoire.....	125
5.7. Mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accélérateur	126
5.8. Calcul de l'âge d'exposition	129
Conclusion.....	130

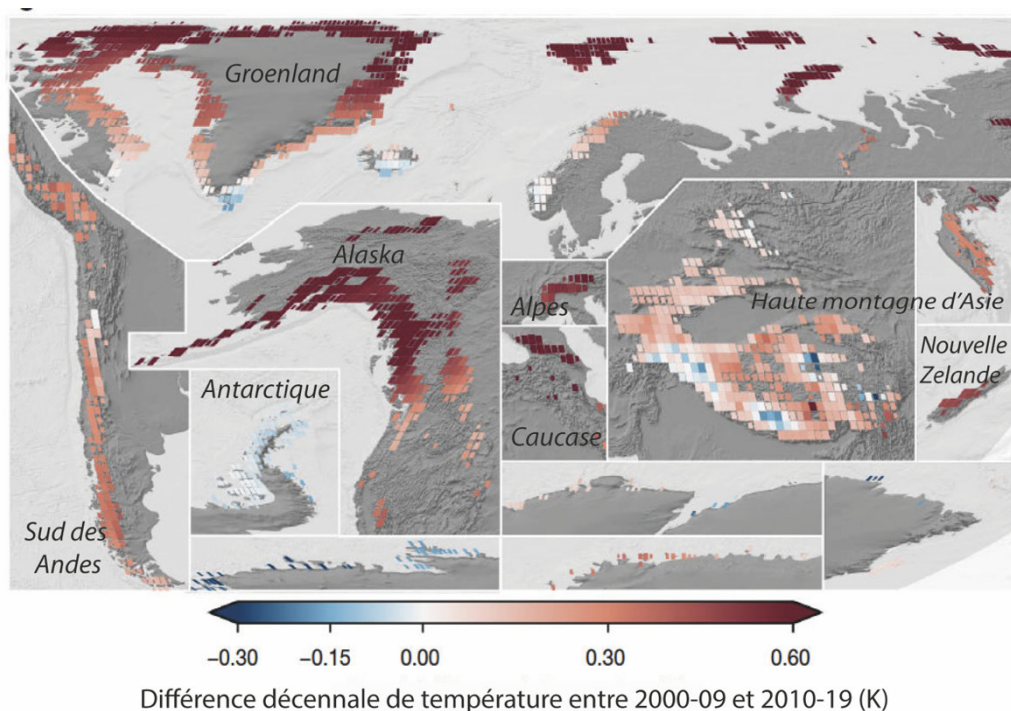
CHAPITRE 6 : Déterminer des paléotempératures à partir des chronologies de fluctuations glaciaires	132
6.1. Le modèle glaciologique.....	133
6.2. Application du modèle glaciologique sur MATLAB	137
Conclusion.....	139
 <i>PARTIE III : Résultats.....</i>	<i>142</i>
Préambule.....	144
 CHAPITRE 7 : Fluctuations des glaciers de montagne au cours du Tardiglaciaire et l’Holocène sur l’île de Clavering (nord-est du Groenland) à partir de la datation cosmogénique ¹⁰Be de moraine	146
7.1. Introduction.....	148
7.2. Regional setting	149
7.3. Material and methods	152
7.4. Results.....	157
7.5. Discussion.....	163
7.6. Conclusions.....	167
 CHAPITRE 8 : Mise en évidence de la plus grande extension glaciaire de l’Holocène Récent pendant le milieu du Néoglaciaire à partir de la datation ¹⁰Be de moraines (sud et sud-est du Groenland)	170
8.1. Introduction.....	172
8.2. Study areas.....	175
8.3. Materiel and methods	178
8.4. Results.....	179
8.5. Discussion.....	189
8.6. Conclusions	194
 CHAPITRE 9 : Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l’ouest du Groenland : résultats préliminaires issus de l’application d’un modèle glaciologique de type degré-jour sur le glacier du Lyngmarksbræen	196
9.1. Introduction.....	198
9.2. Contexte de l’étude	200
9.3. Méthodes.....	203
9.4. Résultats.....	207
9.5. Discussion.....	210
9.6. Conclusions.....	215
 <i>PARTIE IV : Discussion, conclusion et perspectives.....</i>	<i>218</i>
 CHAPITRE 10 : Synthèse et apports de ce travail de thèse.....	220
10.1. Rappel du contexte de recherche et objectif de la thèse	221
10.2. Apport des nouvelles chronologies glaciaires dans la compréhension de l’évolution des glaciers déconnectés de l’inlandsis du Groenland pendant l’Holocène	222
10.3. Apport des chronologies glaciaires à la compréhension des forçages climatiques de l’hémisphère Nord	227

10.4.	Apport de l'application d'un modèle glaciologique degré-jour dans la précision des conditions paléoclimatiques pendant l'Holocène.....	237
10.5.	Le bénéfice des étapes ajoutées dans le protocole de datation ^{10}Be au LGP.....	238
10.6.	Conclusion et perspectives	239
Références bibliographiques.....		244
Liste des figures		272
Liste des tableaux.....		278
Liste des équations.....		280
Table des Matières.....		282

Introduction générale

Mes recherches s'articulent autour des nombreux questionnements de la communauté scientifique sur le changement climatique et de ses effets sur l'évolution des glaciers déconnectés des inlandsis. Particulièrement sensibles aux changements de températures et de précipitations, les fluctuations des langues glaciaires individuelles et des petites calottes glaciaires sont reconnues comme l'un des indicateurs les plus emblématiques des changements climatiques (Oerlemans, 2005; Haeberli *et al.*, 2007; Lemke *et al.*, 2007; Vaughan *et al.*, 2013). Depuis le début de l'ère industrielle, l'observation du retrait important de ces marges glaciaires à travers le monde témoigne de l'ampleur de l'évolution actuelle du climat (Bahr *et al.*, 2009 ; Ohmura, 2011; Solomina *et al.*, 2015; Zemp, 2015; Hugonnet, 2021) et impose de nombreux enjeux pour l'environnement et les sociétés. Pour cause, la fonte des glaciers déséquilibre l'accès aux ressources en eau, le fonctionnement des écosystèmes (Bliss *et al.*, 2014; Fort, 2015; Cauvy-Fraunié & Dangles 2019; Pritchard, 2019) et participe à l'élévation du niveau des océans (Ohmura, 2011; Gardner *et al.*, 2013; Cazenave *et al.*, 2014; Bamber *et al.*, 2018). Si un recensement et des suivis annuels de l'évolution des glaciers sont mis en place pour mesurer les conséquences des changements environnementaux en cours (Ohmura, 2011; Mernild *et al.*, 2013; Radić & Hock 2014; Sharp *et al.*, 2015), des incertitudes autour de leurs réponses aux fluctuations climatiques futures subsistent. Cela est lié notamment au fait que l'évolution des glaciers est marquée par une variabilité spatiale et temporelle qui dépend de multiples forçages climatiques encore difficiles à comprendre et à évaluer. Par exemple dans l'hémisphère Nord, l'Arctique est particulièrement au cœur des préoccupations des scientifiques qui observent une sensibilité et un changement du milieu plus accru que dans le reste du monde avec une perte de masse des glaciers de presque 60 % depuis le début du 21^{ème} siècle (IPCC, 2013, 2021 ; Hugonnet *et al.*, 2021) (Fig. 1).

Pour mieux appréhender l'évolution future des glaciers déconnectés des inlandsis face aux changements du climat dans cette partie de l'hémisphère Nord, il est intéressant de documenter les anciennes fluctuations des glaciers aux échelles locales et régionales depuis le début de l'Holocène (interglaciaire actuel commencé il y a ~11 700 ans (Walker *et al.* 2018)). L'histoire de ces fluctuations glaciaires aide ensuite à reconstituer l'évolution régionale du climat pendant l'Holocène et à mieux identifier les différents forçages climatiques qui peuvent en être responsables.



Region	Contribution principale à la perte de masse des glaciers dans le monde (%)
Alaska	25%
Arctique canadien	20%
Peripherie du Groenland	13%
Antarctique et Subantarctique	8%
Hautes montagne d'Asie	8%
Sud des Andes	8%

Figure 1: Localisation des principales pertes de masse des glaciers (tableau) en lien avec les changements de températures entre 2000-09 et 2010-19 (carte). On observe que l'Arctique (Alaska, Arctique canadien, Groenland) est une région particulièrement sensible au changement climatique en cours qui induit une perte de masse des glaciers de presque 60 %. Cette perte de masse des glaciers génère des enjeux importants pour l'environnement et les sociétés. Figure modifiée de Hugonnet *et al.* (2021).

Une des solutions utilisées pour documenter les anciennes avancées des glaciers est de s'intéresser aux dépôts glaciaires accumulés dans le paysage au cours du temps. Ces dépôts se forment par phénomène d'érosion lors des épisodes d'expansion de la glace. Les traces les plus courantes et les plus évidentes laissées en marge des glaciers sont des amas de débris rocheux que l'on appelle « moraines » (Anderson & Anderson, 2010). Disposées de manière successive dans le paysage, elles représentent les expansions antérieures de la glace et peuvent être associées à des périodes de refroidissements climatiques précises. La datation de ces héritages

glaciaires est une solution fiable pour documenter les avancées glaciaires passées. L'application de la datation de l'âge d'exposition par nucléide cosmogénique sur les moraines (^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al principalement) est de plus en plus utilisée pour reconstruire des chronologies glaciaires (Delmas *et al.*, 2011; Balco, 2011; Young *et al.*, 2013, Young *et al.*, 2020 ; Larsen *et al.*, 2021). Initiée sur des moraines dans les années 1990 (Gosse *et al.* 1995), cette méthode de datation ne cesse de s'améliorer et a pour avantage de fournir un résultat d'âge d'exposition directement lié au début d'un retrait glaciaire/fin d'une expansion glaciaire. Ce qui dans tous les cas, documente une période de transition climatique.

Ces travaux de thèse se focalisent sur **l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis pendant l'Holocène au Groenland**, une île située au nord-est du Canada. C'est un territoire de ~ 2 millions km^2 entouré au nord par l'océan Arctique et au sud par l'océan Atlantique (Fig. 2). L'île s'étend entre 59° et 83° de latitude nord (dont $\frac{1}{4}$ du territoire situé en dessous du cercle polaire) et est majoritairement englacée du fait de la présence d'un inlandsis qui recouvre 80 % du territoire (Rastner *et al.*, 2012). Par ailleurs, 30 % de la surface de glace sur l'île est assimilée à des langues glaciaires individuelles et des petites calottes glaciaires localisées sur toute la périphérie de l'inlandsis (Rastner *et al.*, 2012). De ce fait, le Groenland est un site à part entière qui peut faciliter des comparaisons de fluctuations glaciaires Holocène à partir de la datation cosmogénique de moraine sur plusieurs degrés de latitude. Pourtant, notre connaissance sur l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland pendant l'Holocène est encore très lacunaire. Cela s'explique en partie à cause de la répartition très inégale des chronologies à l'échelle de l'île et du nombre limité de moraines datées à l'échelle des sites étudiés (Kelly *et al.*, 2008 ; Levy *et al.*, 2014, 2016, 2020 ; Young *et al.*, 2015; Jomelli *et al.*, 2016 ; O'Hara *et al.*, 2017 ; Schweinsberg *et al.*, 2019). En effet, nous verrons qu'elles se concentrent majoritairement dans le centre du Groenland et qu'une seule étude propose une chronologie glaciaire qui couvre l'ensemble de l'Holocène (Jomelli *et al.*, 2016). Les autres chronologies se focalisant généralement sur la partie la plus ancienne ou la plus récente de notre interglaciaire actuel. À cause de ce hiatus chronologique, il est encore difficile aujourd'hui d'avoir une vision d'ensemble de l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis au Groenland et de pouvoir réaliser des comparaisons tangibles des chronologies glaciaires pour ensuite identifier de possibles variabilités climatiques régionales.

C'est sur la base de ce constat que ce projet de thèse s'est construit. Cette recherche a pour objectif de participer à combler les lacunes sur les périodes d'expansions majeures des glaciers

déconnectés de l'inlandsis pendant l'Holocène au Groenland en construisant des nouvelles chronologies glaciaires.

Au-delà de la multiplication des données, ces nouvelles chronologies glaciaires vont aider à mieux répondre aux questionnements scientifiques suivants : les glaciers groenlandais ont-ils évolué de manière synchrone pendant l'Holocène? Quelle est la période d'avancée maximale de ces glaciers? Si une variabilité spatiale et temporelle de l'évolution des glaciers existe, quels sont les mécanismes qui ont pu influencer sur le climat à l'échelle régionale? Enfin, quelles sont les conditions de températures et de précipitations à l'origine des avancées glaciaires Holocène documentées dans les différentes régions du Groenland?

Pour répondre à ces différentes questions, **le premier objectif** est donc d'améliorer nos connaissances des fluctuations glaciaires à l'échelle de l'île par l'apport de nouvelles chronologies glaciaires fondées sur la datation cosmogénique de moraine sur des sites qui en sont dépourvus. **Le second objectif** est d'exploiter la position des moraines datées pour obtenir des informations paléoclimatiques par l'utilisation d'un modèle glaciologique. Cet objectif n'a été finalement possible que pour un site au cours de cette thèse, mais est toujours d'actualité.

Organisation de la thèse

Ce manuscrit s'organise en quatre grandes parties déclinées en 10 chapitres :

- **La première partie** porte sur le contexte de l'étude et le développement de la problématique. **Un chapitre 1** est consacré aux questions climatiques de l'Holocène dans l'hémisphère Nord et au Groenland pour introduire nos interrogations sur une possible variabilité régionale du climat. **Le chapitre 2** aborde les spécificités de l'étude des glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland pour accroître les connaissances climatiques locales. Enfin, **le chapitre 3** se focalise sur les glaciers du Groenland et l'état des connaissances sur les fluctuations glaciaires pendant l'Holocène pour ensuite justifier les sites d'études choisis pour cette thèse.
- **La deuxième partie** est consacrée à la présentation des méthodologies utilisées dans cette thèse sous la forme de trois chapitres. **Le chapitre 4** introduit le principe de la datation cosmogénique ^{10}Be *in situ* sur des moraines, tandis que **le chapitre 5** présente précisément le protocole appliqué au cours de la thèse. L'application de cette méthode de datation permet

de proposer des chronologies glaciaires pour sept glaciers répartis sur trois secteurs : l'île de Clavering (nord-est), la vallée de Tasilap (sud-est) et la vallée d'Isortup (sud) (Fig. 2).

Le chapitre 6 aborde la méthode utilisée pour réaliser des modélisations climatiques sur les bases d'un modèle glaciologique et la position de moraines datées dans le but d'apporter des données de températures et de précipitations pendant des périodes précises de l'Holocène.

- **La troisième partie** se décline sous la forme de trois autres chapitres.

Les chapitres 7 et 8 présentent les nouvelles chronologies glaciaires qui sont ensuite comparées aux chronologies préexistantes au Groenland et confrontées à l'évolution de potentiels forçages climatiques. Ces chapitres sont présentés sous la forme de deux articles.

Le chapitre 9 aborde la question des conditions climatiques responsables des avancées glaciaires documentées au Groenland. Cette question a seulement eu le temps d'être soulevée à travers l'application d'une modélisation climatique fondée sur une chronologie glaciaire de l'île de Disko (centre-ouest) (Fig. 2) antérieure au début de cette thèse. Ces premiers résultats sont présentés dans un troisième article.

- **Une quatrième partie**, avec un **10^{ème} chapitre**, permet de dresser une synthèse des apports de ce travail de thèse dans la compréhension de l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis au Groenland et des informations climatiques qui en découlent. Ce bilan permet également de pouvoir mettre à jour de nouvelles perspectives de recherches en rapport avec l'amélioration de la compréhension du comportement des glaciers selon différentes approches.

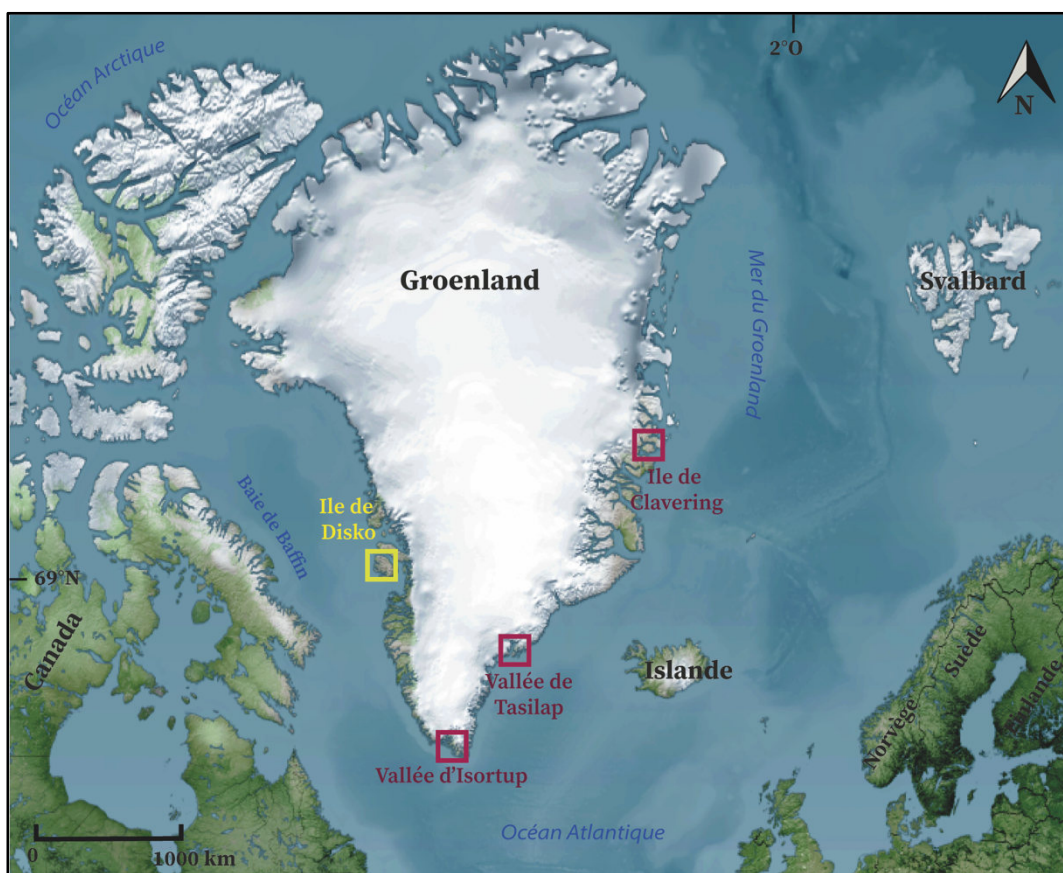
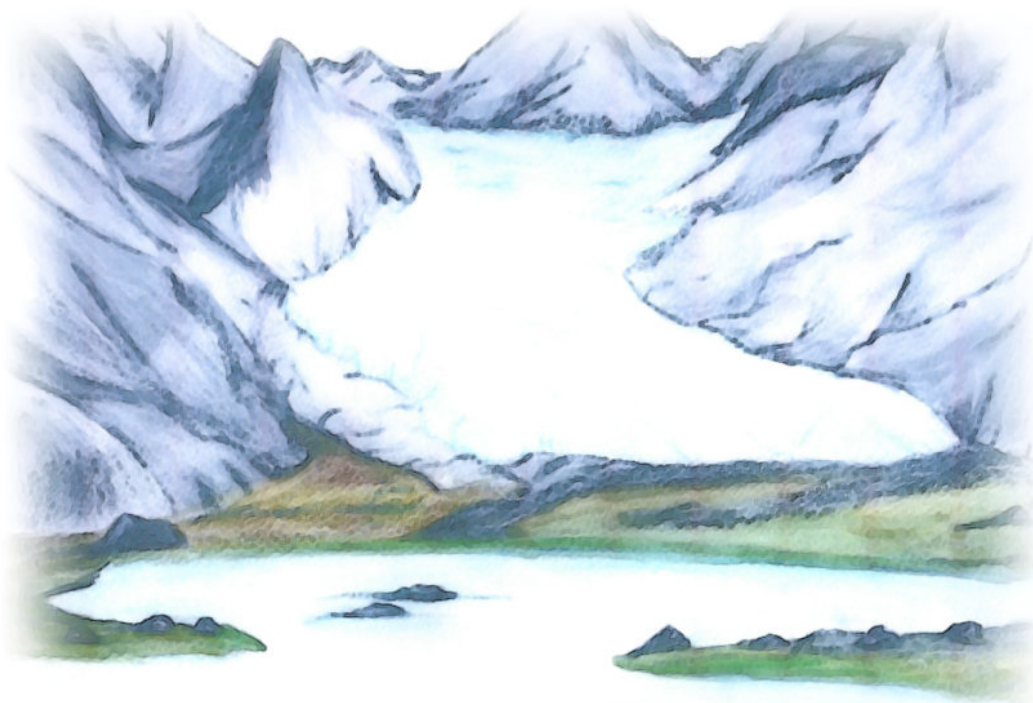


Figure 2 : Carte de localisation du Groenland et des sites étudiés au cours de cette thèse. Les encadrés rouge représentent les sites visés pour construire des nouvelles chronologies glaciaires et l'encadré jaune représente le site de l'étude préliminaire utilisant un modèle glaciologique sur une chronologie glaciaire déjà existante. Fond de carte : Nasa, Earth observatory.

PARTIE I

CONTEXTUALISATION DE LA RECHERCHE



Aquarelle d'un glacier de la vallée de Tasilap, Groenland. Réalisation Biette

CHAPITRE 1

Les climats holocènes dans l'hémisphère Nord et au Groenland

L'Holocène correspond à la période interglaciaire actuelle qui débute il y a 11,7 ka à la fin de la dernière grande glaciation du Pléistocène (glaciation du Würm : 115 ka – 11,7 ka). Si l'Holocène correspond à un réchauffement relativement stable du climat d'après les reconstructions de températures, une variabilité spatiale du climat existe à des échelles de temps multi-millénaires et multi-décennales.

Dans ce premier chapitre nous présentons une recension de la littérature scientifique sur l'évolution du climat dans l'hémisphère Nord puis au Groenland au cours de l'Holocène et nous abordons les différents types de forçages responsables des variations climatiques.

1.1. Dynamiques climatiques de l'hémisphère Nord au cours de l'Holocène

La connaissance de la chronologie climatique de notre interglaciaire actuel dans l'hémisphère Nord a bien été documentée à partir de l'analyse de nombreux proxies tirés d'enregistrements glaciaires, marins et continentaux. Ces études ont permis de définir différentes phases d'évolution du climat pendant l'Holocène. Cependant, il existe encore beaucoup d'incertitudes sur la compréhension de la variabilité spatiale du climat pendant l'Holocène et des facteurs à l'origine de cette variabilité climatique.

1.1.1. Évolution du climat pendant l'Holocène dans l'hémisphère Nord

La première partie de l'Holocène marque les premiers signes d'un réchauffement fondamental du climat avec une hausse importante des températures à la fin du Dryas récent (dernière oscillation froide de la dernière période glaciaire) (Bradley, 2003; Walker *et al.*, 2012, 2018). L'augmentation globale des températures au cours de l'Holocène Ancien (11,7 – 8,2 ka) est brièvement interrompue par des épisodes de refroidissement abrupt et de courte durée (Fig. 3). Les événements les plus connus sont ceux de l'oscillation du Préboréal (~11,3 ka) (Johnsen *et al.*, 1992) et celui de l'évènement climatique 8.2 (~8,2 ka) (Dyke, 2004; Briner *et al.*, 2006; Thomas *et al.*, 2007; Bradley & England, 2008) notamment révélés par les carottes de glace du Groenland et caractérisé par une diminution brutale des températures (jusqu'à ~5-6°C) (Alley *et al.*, 1997; Grootes & Stuiver, 1997; Barber *et al.*, 1999; Labeyrie *et al.*, 2003; Vinther *et al.*, 2006; Hoffman *et al.*, 2012; Gkinis *et al.*, 2014).

A la fin de l'évènement climatique 8.2, les températures augmentent de nouveau et marquent le début de la seconde partie de l'Holocène : l'Holocène Moyen (Walker *et al.*, 2018). C'est pendant cette période que le Maximum Thermique Holocène (MTH) est atteint entre 8 – 6 ka (Renssen *et al.*, 2009) (Fig. 3A). Cette période a été caractérisée par des températures plus élevées que celles de l'ère industrielle (~+2°C) enregistrées par différents proxies dans l'hémisphère Nord (Gajewski *et al.*, 2000; Thomas *et al.*, 2010; Solomina *et al.*, 2015; Marsicek *et al.*, 2018).

La fin du MTH, il y a ~4,2 ka, correspond au début de l'Holocène Récent marqué par un refroidissement à l'échelle de l'hémisphère Nord (Ross, 2017; Walker *et al.*, 2018). Cette nouvelle période est communément appelée « Néoglaciale » (Porter, 2013) et perdure jusqu'au

début de l'ère industrielle. L'Holocène récent (Fig. 3B) est ponctué d'anomalies climatiques « chaudes » comme l'Optimum climatique Romain (OCR ; entre ~1.6 – 1.4 ka) (Marquardt & Walker, 2012) et l'Optimum Climatique Médiéval (OCM ; ~1.0 – 0,7 ka) (Graham *et al.*, 2007) avec des températures assez comparables à celles du milieu du 20^{ème} siècle (Crowley & Lowery, 2000 ; Mann *et al.*, 2009; Diaz *et al.*, 2011). Ces périodes dites « chaudes » sont entrecoupées par des épisodes de refroidissement abrupt comme le *Dark Age Cold Period* (~1,2 – 1,7 ka) (Helama *et al.*, 2017; Kolling *et al.*, 2017) ou le Petit Âge Glaciaire (PAG ; ~0,7 – 0,2 ka) qui se traduit par une diminution moyenne des températures estivales annuelles de ~0,5-1°C dans l'hémisphère Nord (Matthews & Briffa, 2005; PAGES 2k Consortium, 2013; Kolling *et al.*, 2017; Ilyashuk *et al.*, 2019). La remontée brutale et constante des températures au début de l'ère industrielle marque le début du changement climatique actuel.

Les principales fluctuations du climat pendant l'Holocène sont donc bien connues dans l'hémisphère Nord, notamment grâce aux données des carottes de glace au Groenland (Fig. 4A). Cependant, cette vision du climat à l'échelle hémisphérique peut dissimuler des variations régionales importantes, révélées par les reconstructions de températures multiproxies à différentes latitudes dans l'hémisphère Nord (Kaufman *et al.*, 2020a) (Fig. 4B-C). La reconstruction des températures entre 60° et 90° de latitude nord montre des anomalies climatiques moins marquées que celles documentées pour les moyennes latitudes. Les séries de températures reconstruites à partir des enregistrements de l'*Arctic Holocene database* montrent que cette évolution plus « plane » des températures est particulièrement marquée pour les sites en dessous de 66° de latitude nord (Sundqvist *et al.*, 2014). Ce constat renforce l'idée d'une hétérogénéité spatiale du climat à l'échelle de l'hémisphère Nord. Il apparaît donc important de multiplier les reconstitutions climatiques locales et de s'interroger sur les forçages climatiques globaux, régionaux voire locaux, pour approfondir nos connaissances sur le climat.

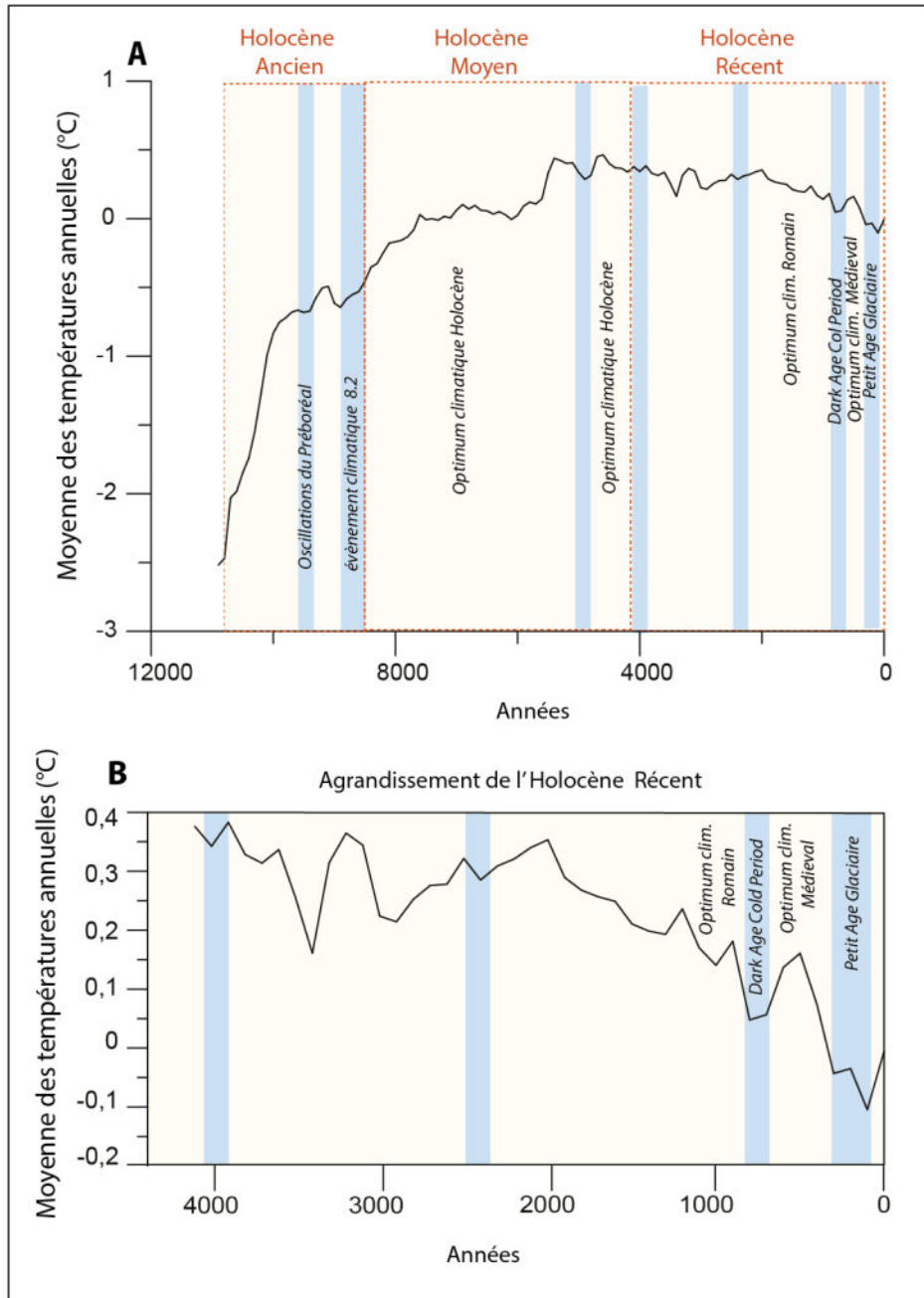


Figure 3 : A : Reconstruction de la moyenne des températures annuelles au cours de l'Holocène. B : Agrandissement de l'évolution des températures sur la période de l'Holocène Récent permettant de mieux entrevoir les anomalies climatiques. Les données de températures proviennent de l'analyse de pollen sub-fossile provenant de sites en Amérique du Nord et en Europe (Marsicek *et al.*, 2018). Les couleurs correspondent aux périodes froides (bleu) et chaudes (roses) principales documentées dans la littérature.

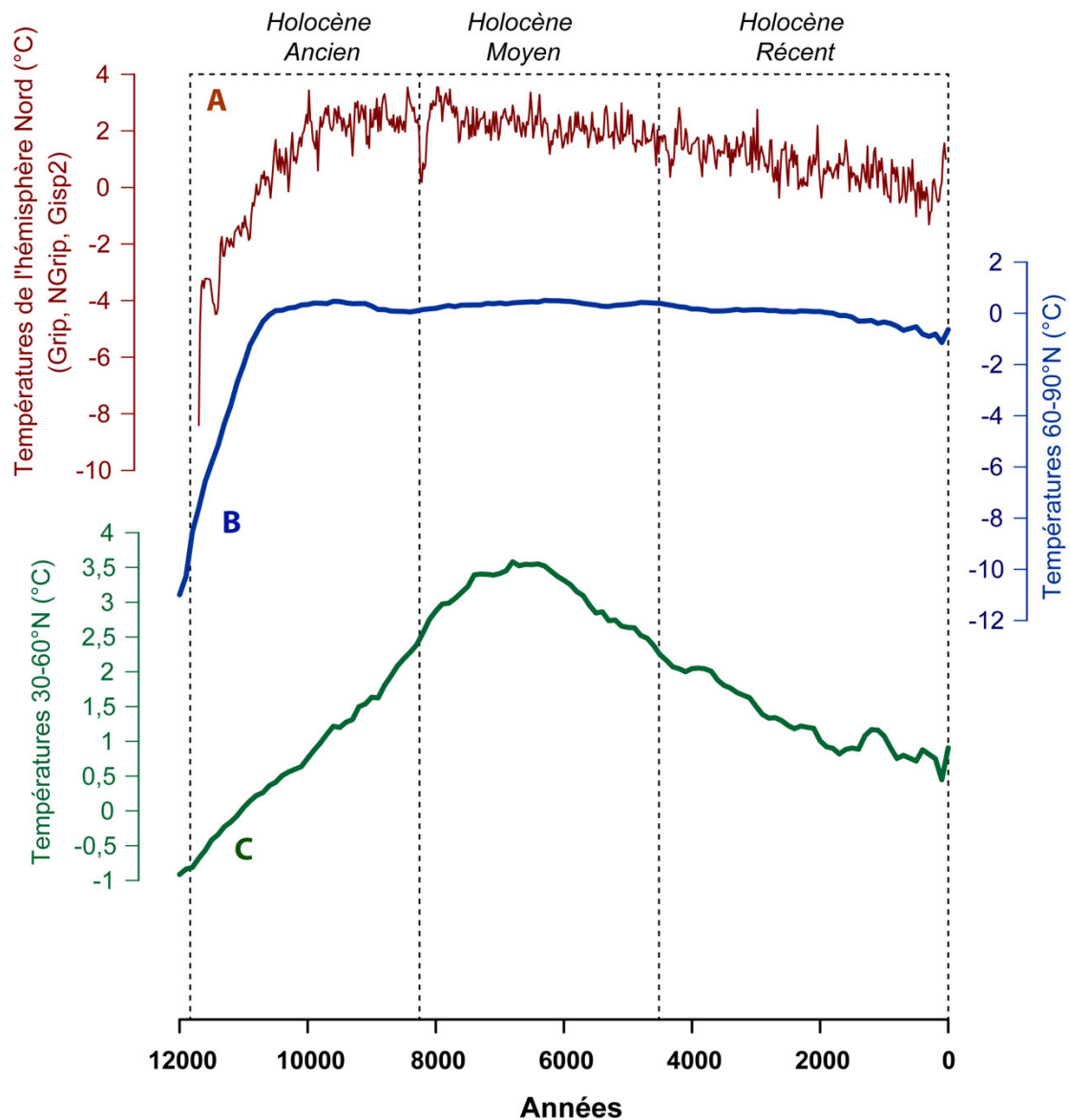


Figure 4: Comparaison de la reconstruction des températures holocènes à l'échelle de l'hémisphère Nord (carottes de glace du Groenland) (Vinther *et al.*, 2009) avec les reconstructions multiproxies des températures holocènes aux hautes latitudes (B) et aux moyennes latitudes (C) (Kaufman *et al.*, 2020a).

1.1.2. Les forçages responsables des variations climatiques pendant l'Holocène

La variabilité du climat pendant l'Holocène résulte de l'influence de forçages climatiques dont l'origine peut être « externe » (changements orbitaux, l'irradiance solaire totale, volcanisme) ou « interne » (interaction entre biosphère, hydrosphère, cryosphère et atmosphère) au système

climatique (Ruddiman, 2008; IPCC, 2013) (Fig. 5). Ces différents facteurs vont influencer le climat sur des échelles de temps variées.

L'irradiance solaire totale est la quantité d'énergie radiative provenant directement du soleil. Il s'agit de la première source d'énergie qui influence la variabilité climatique de manière complexe, même si les reconstructions de l'activité solaire montrent que cette énergie varie peu au cours de l'Holocène (Bond *et al.*, 2001; Kren, 2015; Vieira *et al.*, 2011).

La variabilité de l'insolation solaire, liée aux changements des paramètres orbitaux, est un forçage externe tout aussi important qui impacte le climat sur une échelle de temps très longue (plurimillénaire) pendant l'Holocène (Laskar *et al.*, 2004; Bradley, 2003). Dans l'hémisphère Nord, l'insolation solaire est à son maximum au début de l'Holocène Ancien, puis décroît progressivement tout au long de l'Holocène pour atteindre son minimum au cours de l'Holocène Récent (Berger & Loutre, 1991). De façon générale, cette évolution de l'insolation solaire montre une bonne corrélation avec les reconstructions de températures à l'échelle de l'hémisphère Nord (Vinther *et al.*, 2009; Kaufman *et al.*, 2020a) (Fig. 6). Cependant la variation de l'insolation solaire n'est pas le seul facteur responsable de l'évolution du climat et n'explique pas l'évolution régionale des températures enregistrées par les archives paléoclimatiques dans l'hémisphère Nord (Kaufman *et al.*, 2020a). Pour cela, il faut considérer l'intervention d'autres facteurs, qui atténuent ou amplifient le signal climatique de base (à échelles de temps décennales/pluri-décennales voire centennales/pluri-centennales) au travers des rétroactions négatives ou positives. C'est le cas des éruptions volcaniques, des courants marins et de la couverture de glace qui peuvent interagir avec l'atmosphère et contribuer de façon significative aux anomalies climatiques (Bard, 2002; Davis *et al.*, 2003; Kaufman, 2004; Brönnimann *et al.*, 2019). La relation entre ces différents forçages est complexe et encore discutée (Mayewski *et al.*, 2004), mais ils se combinent les uns aux autres sur des périodes différentes de l'Holocène (Ruddiman, 2008). Pour mieux identifier les interactions entre les différents forçages et leur influence sur le climat depuis 11,7 ka, on peut caractériser leurs effets à une échelle régionale. C'est le cas au Groenland, qui montre des variations climatiques régionales marquées au cours de l'Holocène.

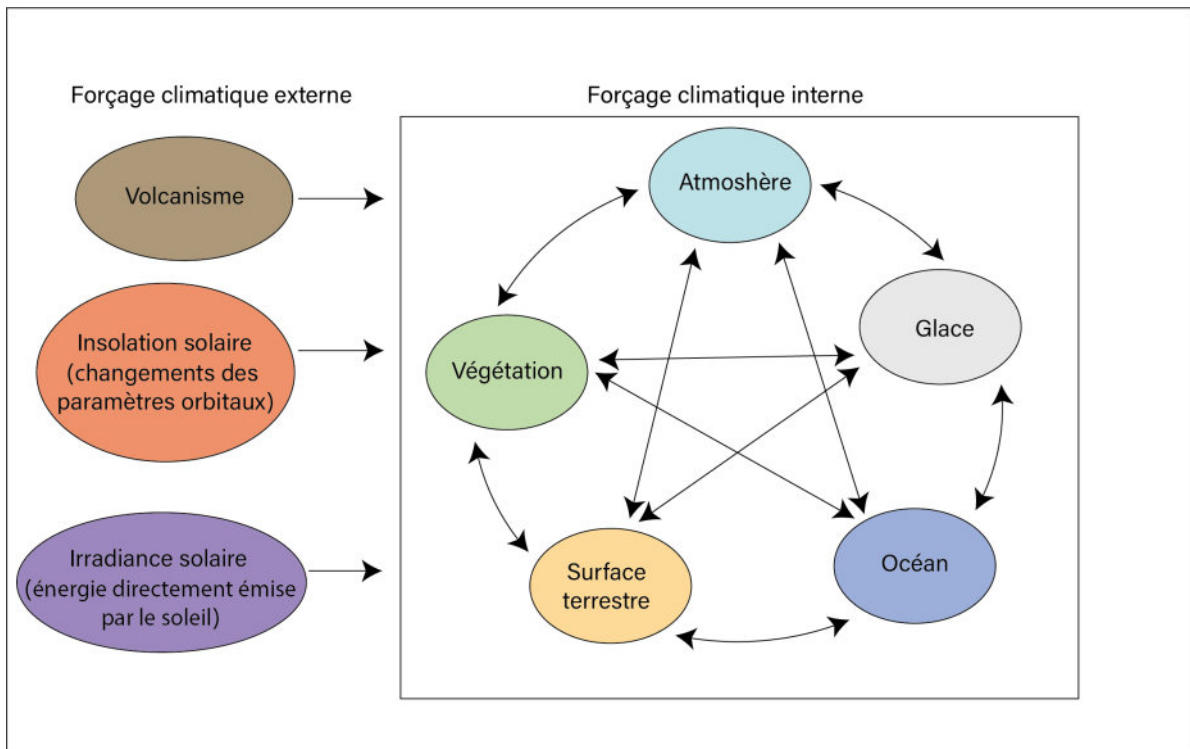


Figure 5 : Schéma simplifié du système climatique de la Terre pendant l'Holocène et les interactions de ses composants. Les forçages externes entraînent des changements climatiques. Ces facteurs provoquent ensuite des interactions entre les éléments internes du système climatique (air, eau, glace, surfaces terrestres et végétation). Le résultat de ces interactions entraîne différentes réponses climatiques à des échelles de temps et d'espace encore difficiles à appréhender. Figure modifiée de Ruddiman (2008).

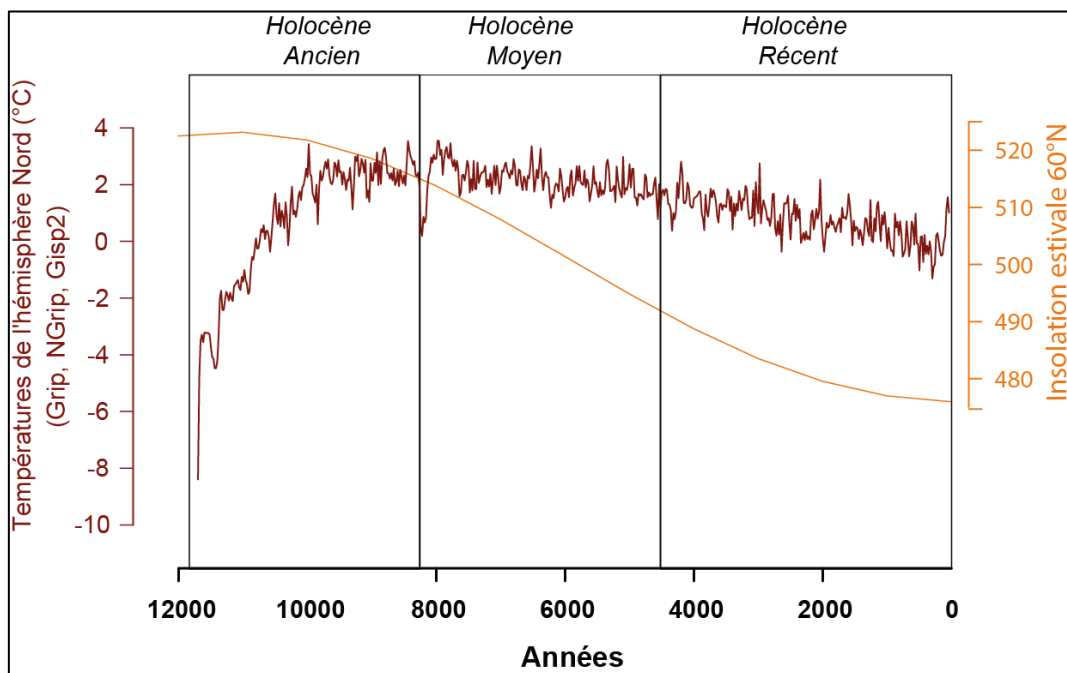


Figure 6 : Comparaison de l'évolution de l'insolation estivale à 60°N (Berger & Loutre, 1991) et la reconstruction des températures à l'échelle de l'hémisphère Nord au cours de l'Holocène (Vinther *et al.*, 2009).

1.2. Fluctuations climatiques du Groenland pendant l'Holocène

Pour mieux comprendre les fluctuations régionales du climat Holocène dans l'hémisphère Nord, nous nous sommes intéressés au Groenland, une île qui a la particularité de s'étendre entre 59° et 83° de latitude de nord. Ainsi, un quart de l'île se situe sous le cercle polaire Arctique. Ce gradient latitudinal permet d'étudier la variabilité régionale du climat et de s'intéresser aux forçages climatiques à l'œuvre dans cette partie de l'hémisphère Nord.

1.2.1. Évolution du climat pendant l'Holocène au Groenland

Les reconstructions les plus complètes de la température régionale pour le nord (82°-78°N), le centre-est (70°-75°N) et le sud/sud-ouest (59°-64°N) du Groenland ont été constituées à partir de données polliniques provenant de 17 carottes de sédiments lacustres datées au radiocarbone (Gajewski, 2015) (Fig. 7). Ces synthèses régionales permettent de fournir une première comparaison de l'évolution des températures régionales sur l'île pendant l'Holocène. De manière générale, les trois reconstructions régionales montrent des températures relativement fraîches au début de l'Holocène, une remontée des températures pendant l'Holocène Moyen, et une nouvelle diminution des températures au cours de l'Holocène Récent. Cependant, ces reconstructions suggèrent également des différences climatiques régionales significatives au sein même de l'île. Si la remontée des températures est bien marquée dans le centre-est et le nord du Groenland au milieu de l'Holocène entre ~7,5 et 5 ka, cette augmentation est plus faible dans la partie sud et sud-ouest de l'île (Gajewski, 2015). Une synthèse, réalisée cette fois-ci à partir de plusieurs proxies, suggère que cette augmentation plus lente des températures pendant l'Holocène Moyen est notamment documentée sur les sites localisés en dessous de 66°N (Briner *et al.*, 2016; Larocca *et al.*, 2020a) avec une amplitude thermique plus faible (Woodroffe *et al.*, 2014).

Le nord-est et le centre-est du Groenland sont associés à un climat sec et des températures estivales estimées à 1-2 °C supérieures aux températures du 20^{ème} siècle pendant l'Holocène Moyen (Engels & Helmens, 2010). A partir de 4 ka, les températures diminuent et les précipitations augmentent jusqu'au PAG (Wagner *et al.*, 2000, 2007; Wagner & Melles, 2002). Une courte période d'augmentation des températures est enregistrée entre ~0,9 – 0,7 ka et correspond à l'OCM documenté dans les carottes de glace. Dans le centre-ouest du Groenland, l'évolution du climat semble similaire à celle du centre-est de l'île. Six lacs dans la région de

Kangerlussuaq enregistrent le refroidissement de l'événement 8.2 (ce qui n'est pas le cas des enregistrements dans le nord de l'île) et les températures les plus chaudes pendant l'Holocène Moyen (Willemse & Törnqvist, 1999). Dans cette partie du Groenland, le climat est aussi considéré comme plus sec qu'aujourd'hui pendant l'Holocène Ancien et Moyen (Andresen *et al.*, 2004). Pour finir, le sud et le sud-ouest du Groenland comptent le plus de reconstructions de températures et environnementales locales (Kaplan *et al.*, 2002; Andresen *et al.*, 2004; D'Andrea *et al.*, 2011; Millet *et al.*, 2014; Lasher & Axford 2019) (Fig. 8). Même si la plupart des reconstructions se focalisent surtout sur l'Holocène Récent, elles permettent de montrer que le climat du sud du Groenland est marqué par une instabilité climatique plus importante pendant l'Holocène Ancien (Andresen *et al.*, 2004); et que l'Holocène Moyen est la période qui enregistre les conditions les plus chaudes et les plus humides des 10 000 dernières années. De manière générale, on observe donc que le sud du Groenland est associé à un climat plus humide que dans les autres régions pendant l'Holocène (Kaplan *et al.*, 2002). Le prolongement de l'Optimum Climatique Holocène dans le temps entraîne une mise en place plus tardive du Néoglaciale dont les premiers signes sont le retour d'une instabilité climatique à l'échelle centennale à partir de ~3 ka vers un climat plus sec et plus froid (Kaplan *et al.*, 2002; Andresen *et al.*, 2004; Massa *et al.*, 2012; Briner *et al.*, 2016). Les reconstructions des 2000 dernières années montrent que le sud du Groenland est marqué par un OCM chaud et un PAG froid (Kaplan *et al.*, 2002; Andresen *et al.*, 2004; Millet *et al.*, 2014; D'Andrea *et al.*, 2011; Lasher & Axford, 2019) (Fig. 8).

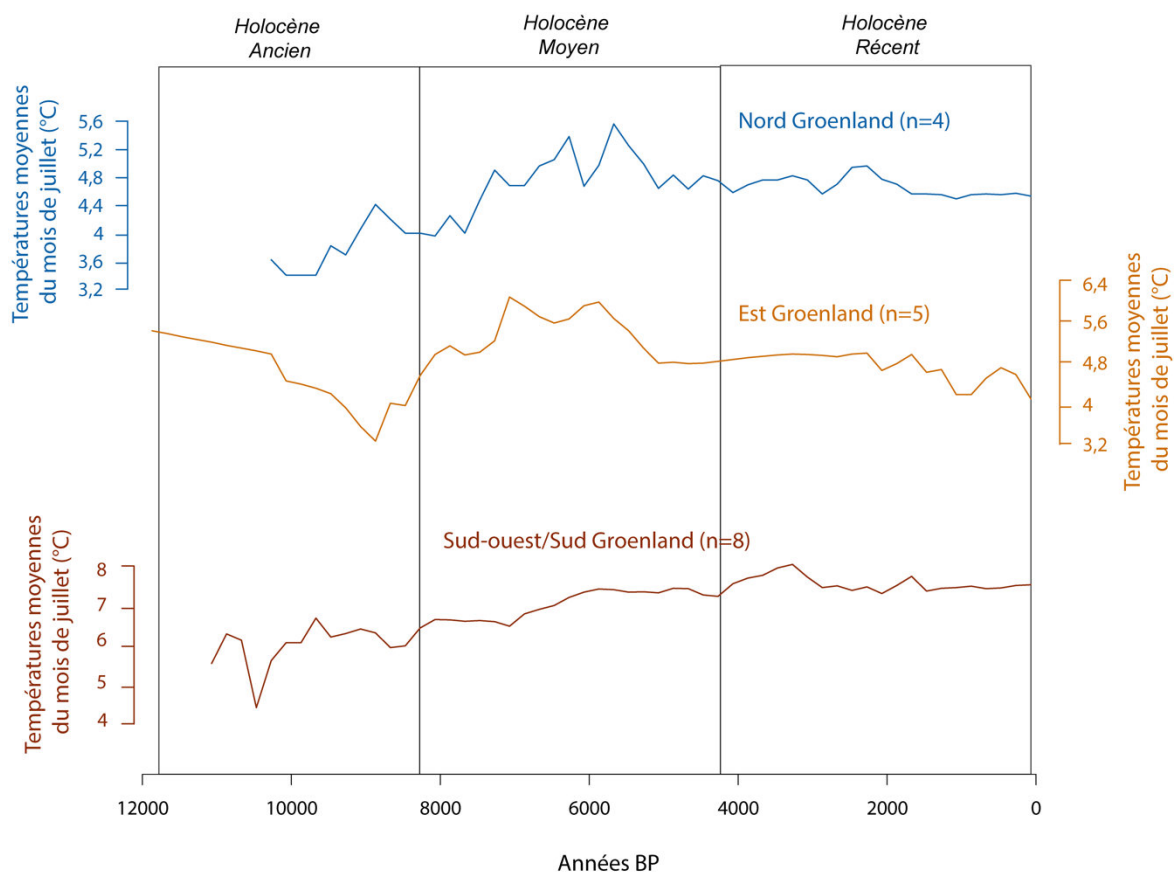


Figure 7: Reconstruction des températures moyennes régionales en juillet au Groenland d'après Gajewski (2015). Ces reconstructions reposent sur l'étude de 17 carottes de sédiments lacustres datées au radiocarbone (4 dans le nord, 5 dans le centre-est et 8 dans le sud/sud-ouest de l'île).

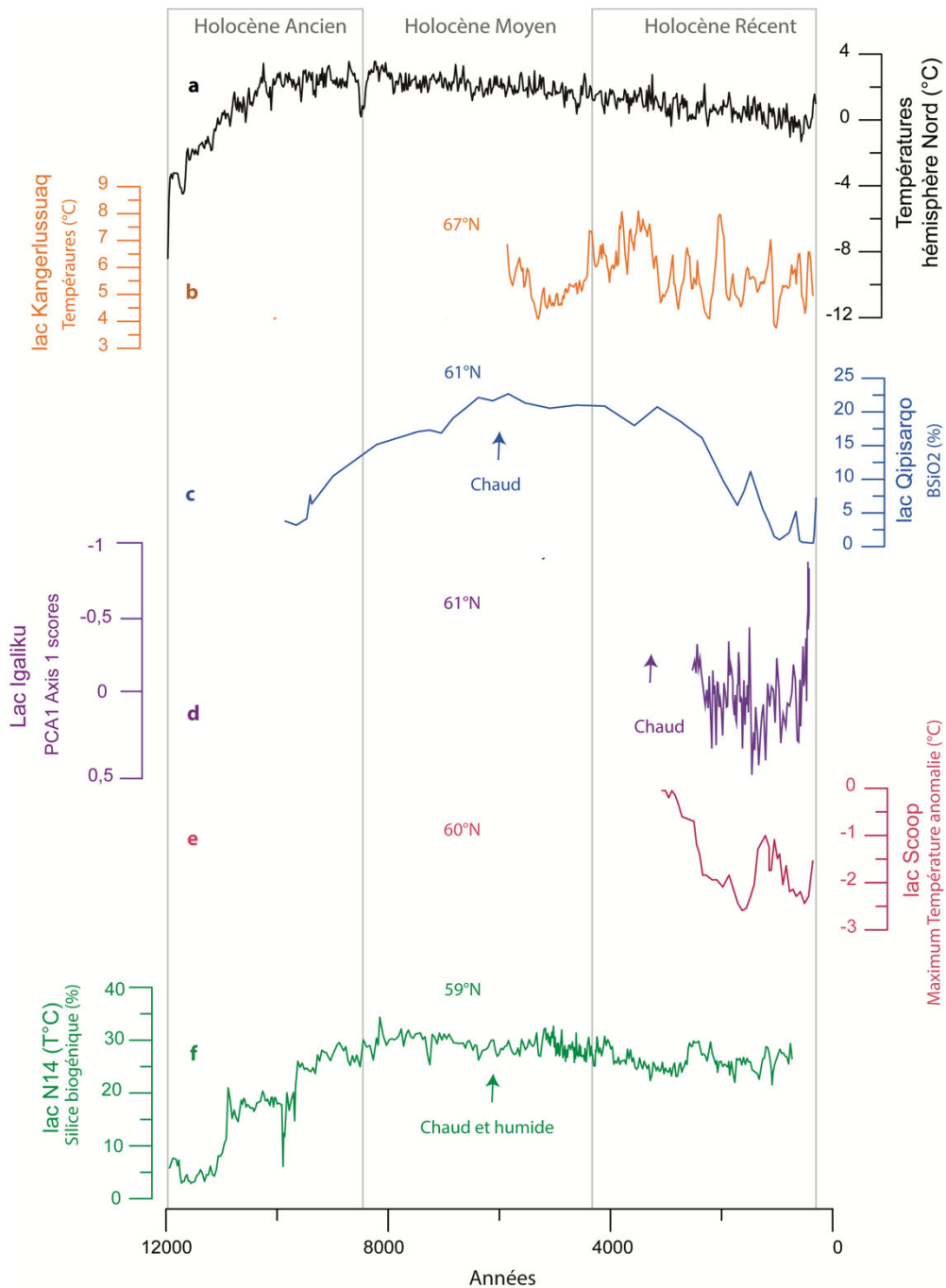


Figure 8 : Reconstruction de températures locales ou environnementales dans le sud et le sud-ouest du Groenland comparée et reconstructions de températures de l'hémisphère Nord. Les reconstructions sont présentées du nord au sud. a : Températures holocènes à l'échelle de l'hémisphère Nord (carottes de glace du Groenland) (Vinther *et al.*, 2009) ; b : Reconstruction de la température de l'eau du lac Kangerlussuaq à base d'alkénone (D'Andreas *et al.*, 2011) ; c : Reconstruction des changements environnementaux à partir du profil BSiO₂ du lac Qipisarqo (Kaplan *et al.*, 2002) ; d : Reconstruction des changements environnementaux à partir du Scores PCA1 de l'axe 1 des échantillons de chironomides du lac Igaliku (Millet *et al.*, 2014) ; e : reconstruction des températures à partir des relevés chironomides du lac Scoop (Lasher & Axford, 2019) ; f : Changements environnementaux à partir du taux de silice biogénique du lac N14 (Andresen *et al.*, 2004).

1.2.2. Forçages climatiques identifiés au Groenland pendant l'Holocène

1.2.2.1. Le rôle prédominant de l'AMOC : *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

Le Groenland se situe au carrefour de nombreuses circulations océaniques connues sous le nom d'*Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) qui peuvent influencer la variabilité du climat à l'échelle régionale (Clark *et al.*, 2002; Jennings *et al.*, 2011; Blaschek *et al.*, 2015; Blaschek *et al.*, 2015 ; Swingedouw *et al.*, 2013; Perner *et al.*, 2016; van der Wiel *et al.*, 2019). Le courant froid de l'Est du Groenland, qui naît dans l'océan Arctique, longe la côte Est du Groenland et transporte la glace de mer en direction du sud (Fig. 9). Ce courant est un élément important pour la circulation océanique et joue un rôle clé dans la régulation du climat par son phénomène de *downwelling* (eaux de surface s'enfonçant dans les profondeurs) (Kuhlbrodt *et al.*, 2007). À l'extrémité sud du Groenland (cap Farvel), le courant change de direction et forme le courant Ouest du Groenland. Ce courant s'écoule vers le nord le long de la côte ouest de l'île et rejoint le courant du Labrador par le détroit de Davis (Cuny *et al.*, 2002; Myers, 2005; Fratantoni & Pickart, 2007). Au niveau du détroit du Danemark, le courant de l'Est du Groenland rencontre le courant Irminger (Fig. 9). Ce courant est une branche du courant chaud de l'Atlantique Nord (Gulf Stream) (Hansen *et al.*, 2008a). Il se divise en deux branches à l'ouest de l'Islande : l'une continue de s'écouler vers le nord-est de l'Islande tandis que l'autre s'écoule au sud du Groenland et réchauffe une partie du courant Est du Groenland au niveau de sa transition avec le courant Ouest du Groenland (Bacon, 2002; Jakobsen, 2003; Ólafsdóttir *et al.*, 2010). Ces différents courants ont connu des fluctuations d'intensité pendant l'Holocène (surtout dans le sud de l'île au croisement des trois courants océaniques) ce qui pourrait potentiellement justifier les différentes évolutions régionales des températures évoquées précédemment.



Figure 9: Carte des principaux courants océaniques en bordure du Groenland qui participent au fonctionnement de l'*Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC). Les flèches rouges indiquent le sens de circulation des courants chauds tandis que les flèches bleues indiquent le sens de circulation des courants froids. Source fond de carte : Esri, USGS.

1.2.2.2. Le rôle de l'Oscillation Nord-Atlantique

Le climat du Groenland est également influencé par une circulation atmosphérique propre à la région de l'Atlantique Nord : L'Oscillation Nord-Atlantique (ONA ou *NAO*) (Li *et al.*, 2013; Delworth & Zeng, 2016), qui fonctionne en relation étroite avec l'AMOC. La variation de l'ONA est liée à des anomalies de pression de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande. Ce phénomène impacte particulièrement le climat pendant la saison hivernale (Souriau & Yiou, 2001; Wanner *et al.*, 2001 ; van der Wiel *et al.*, 2019). Pour mesurer la bascule de pression, un indice « ONA » a été établi (Wanner, 1999). Un indice positif de l'ONA correspond généralement à des conditions plus sèches dans le centre et le sud de l'Europe mais des conditions plus humides et plus douces dans le nord-ouest de l'Atlantique. Dans ce scénario, le Groenland est associé à des hivers froids et secs. À l'inverse, un indice négatif de l'ONA correspond généralement plutôt à des conditions assez sèches et marquées dans le nord de l'Europe, tandis que le sud de l'Europe est alors plus humide. Le Groenland est alors souvent sujet à des hivers doux (Fig. 10).

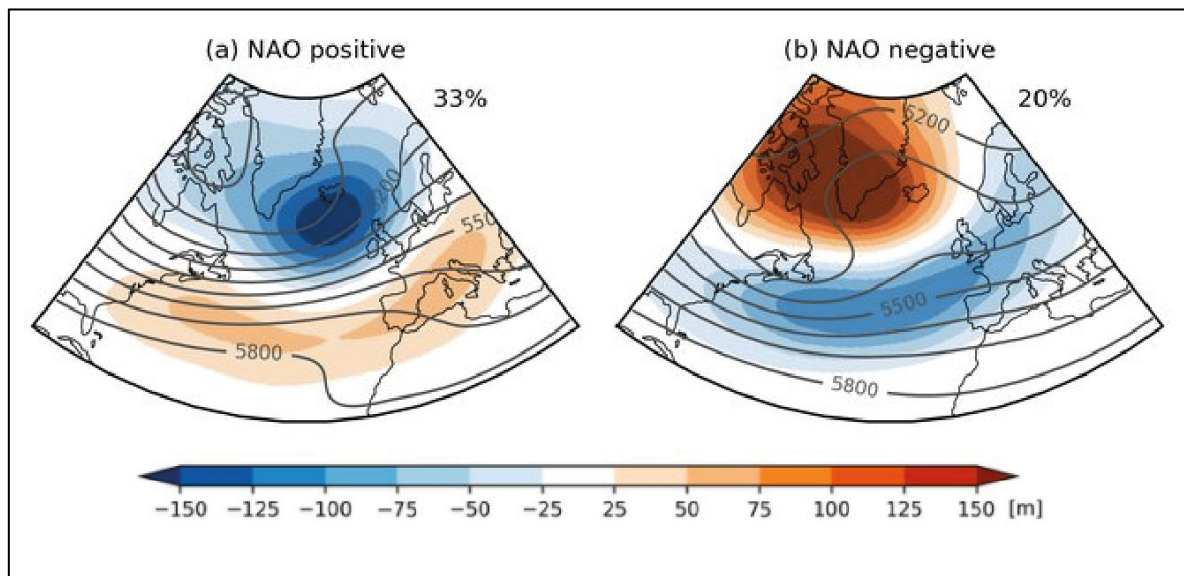


Figure 10: Régimes de circulation atmosphérique dans le domaine Atlantique Nord-Européen. a : ONA positive, b : ONA négative. Les couleurs montrent l'anomalie de pression à 500 hPa [m], les lignes de contour montrent la pression à 500 hPa [m]. Les valeurs en pourcentage indiquent le pourcentage de jours totaux catégorisés dans chaque régime. Figure fondée sur les données ERA5 (van der Wiel *et al.*, 2019).

1.2.2.3. L'influence de la couverture de glace

La glace, très présente dans la région du Groenland (sous forme de glaciers, calottes glaciaires et glace de mer) joue également un rôle important dans la variabilité du climat. Sa surface très réfléchissante (valeur d'albédo comprise entre 0,7 et 0,9) aide à réguler le bilan énergétique de la Terre et limite donc directement le réchauffement atmosphérique (Pirazzini, 2004; van den Broeke *et al.*, 2008 ; van Angelen *et al.*, 2012). La couverture de la glace en Arctique est à son maximum pendant l'Holocène Ancien (Alley *et al.*, 2010; McKay *et al.*, 2018) mais diminue continuellement depuis l'Holocène Moyen (McKay *et al.*, 2018; Saini *et al.*, 2020) (Fig. 11). Dans le contexte du changement climatique actuel, la diminution de la surface englacée entraîne une augmentation de l'absorption du rayonnement solaire et intensifie le réchauffement dans cette partie de l'hémisphère Nord. Ce mécanisme perdure dans une boucle de rétroaction positive qui accélère la fonte de la glace en Arctique et induit une nouvelle baisse d'albédo (von Paris *et al.*, 2013). La glace peut également avoir des effets indirects sur le climat lorsque celle-ci entre en interaction avec le fonctionnement de l'AMOC (Sévellec *et al.*, 2017). L'apport important d'eau douce dans l'océan issu de la fonte des calottes glaciaires peut entraîner des modifications de la densité et de la températures des eaux dont les conséquences se répercutent sur le climat régional. Par exemple, le déclin des températures au cours de l'évènement climatique 8.2 pendant l'Holocène Ancien est souvent évoqué comme le résultat d'une modification de l'AMOC due à la fonte de la calotte glaciaire Laurentide (Renssen *et al.*, 2001; Debret, 2008).

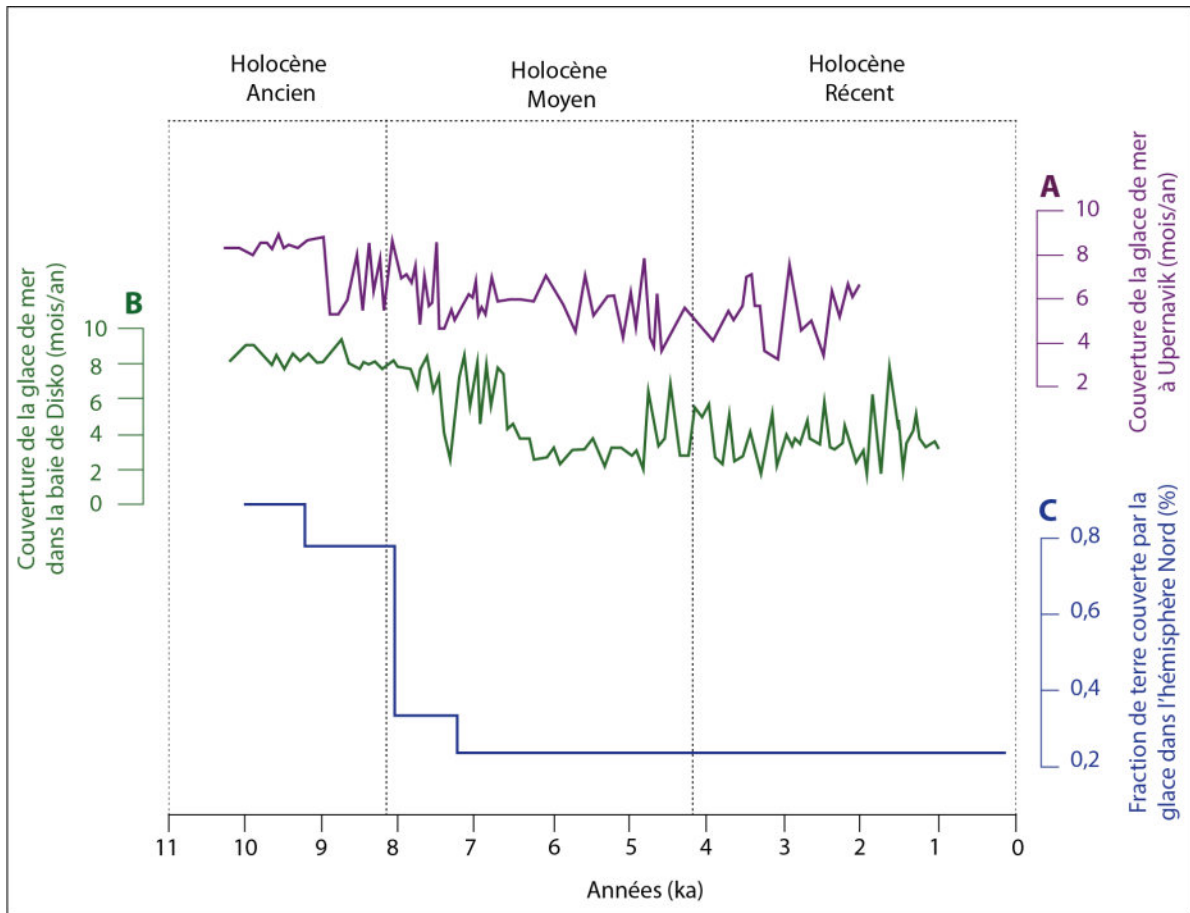


Figure 11: Évolution de la couverture de glace de mer dans la région du Groenland pendant l'Holocène. Fluctuation de la couverture de glace de mer à Upernavik (A) et dans la baie de Disko (B) (Saini *et al.*, 2020). Évolution de la couverture de glace sur les terres dans l'hémisphère Nord (McKay *et al.*, 2018).

1.2.2.4. Le volcanisme

Les éruptions volcaniques explosives qui produisent des aérosols sulfatés dans la stratosphère sont considérées par certains auteurs comme l'un des principaux moteurs de la variabilité climatique à l'échelle pluriannuelle (Bradley, 2003; Kobashi *et al.*, 2017; Brönnimann *et al.*, 2019). Les particules fines, qui résident entre 1 et 3 ans en moyenne dans la stratosphère, diminuent la quantité de rayonnement qui traverse l'atmosphère (Robock, 2000; Kremser *et al.*, 2016 ; Aubry *et al.*, 2021). Ce phénomène implique généralement une diminution régionale ou globale des températures sur des échelles de temps qui varient entre 1 et 10 ans (Sigl *et al.*, 2015). Dans le cas de multiples éruptions volcaniques, il a été démontré que les effets sur les températures peuvent perdurer jusqu'à 100 ans (Robock, 2000; Timmreck, 2012).

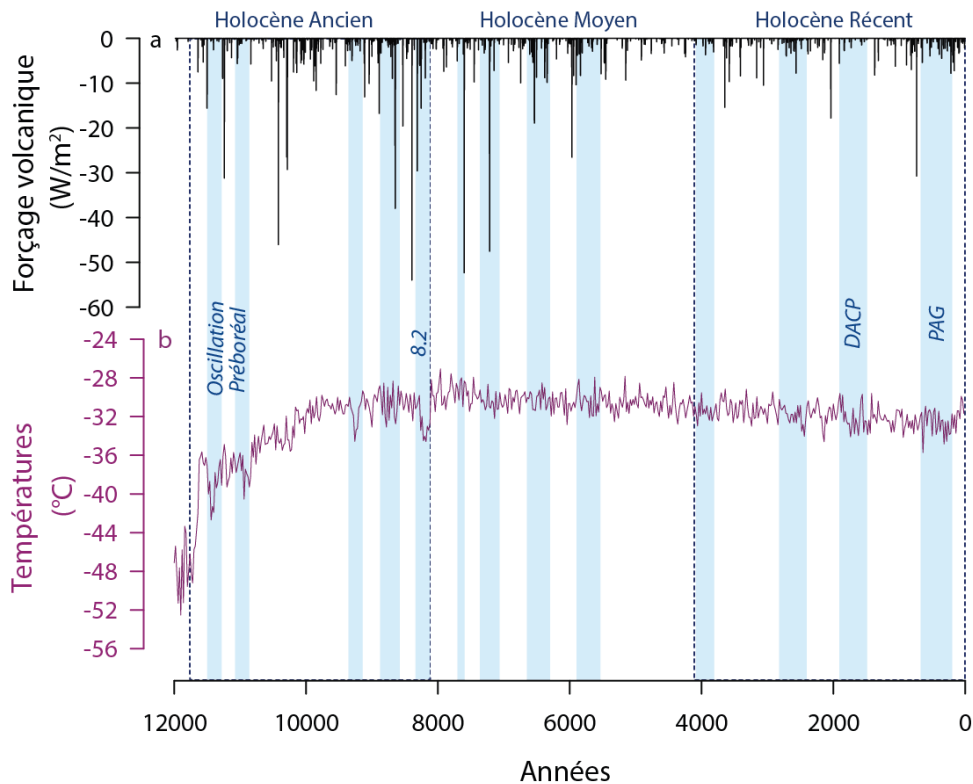


Figure 12 : Fluctuations du forçage volcanique au cours de l’Holocène comparées à l’évolution des températures dans l’hémisphère Nord. a : forçage volcanique (W/m^2) d’après Kobashi *et al.* (2017) ; b : reconstruction des températures sur la calotte glaciaire du Groenland d’après Vinther *et al.* (2009). Les intervalles bleus correspondent aux épisodes froids du Groenland documentés dans les carottes de glaces. DACP : *Dark Age Cold Period* ; PAG : *Petit Âge Glaciaire*.

L’analyse des dépôts de sulfate accumulés dans les couches des carottes de glace au Groenland a permis de reconstruire une chronologie des grands pics d’activité volcanique dans l’hémisphère Nord pendant l’Holocène (Gao *et al.*, 2008; Kobashi *et al.*, 2017). Les reconstructions montrent une activité volcanique quasiment continue au cours de l’Holocène, avec des périodes d’événements importants plus fréquents pendant l’Holocène Ancien que pendant l’Holocène Récent (Fig. 12) (Kobashi *et al.*, 2017). La chronologie montre également que des charges d’aérosols volcaniques importants dans l’atmosphère ne sont pas systématiquement en phase avec les périodes de refroidissement documentées par les reconstructions de températures dans l’hémisphère Nord. Il est donc encore difficile de quantifier l’impact réel de ce forçage climatique tout au long de l’Holocène. Cependant, ce facteur doit être pris en compte dans nos discussions car des simulations de modèles climatiques suggèrent que l’activité volcanique a joué un rôle crucial dans le refroidissement des températures de l’hémisphère Nord au cours du PAG, en entraînant indirectement des rétroactions positives au sein du système climatique interne (Owens *et al.*, 2017). Ce

refroidissement peut favoriser une couverture neigeuse et de glace de mer plus persistante qui augmenterait l'albédo de la surface et/ou modifierait éventuellement les interactions entre l'atmosphère et l'océan (ONA/AMOC) (Miller *et al.*, 2012; Swingedouw *et al.*, 2015; Kobashi *et al.*, 2017), ce qui pourrait impacter la variabilité climatique régionale au Groenland.

Conclusion

Les apports de la littérature sur les évolutions régionales du climat au Groenland et les interactions entre les différents forçages régionaux montrent que l'évolution du climat Holocène et les mécanismes climatiques sont très variables à l'échelle de l'île. Ces observations confirment l'intérêt d'affiner les études sur la variabilité spatiale et temporelle du climat au Groenland en utilisant des proxies qui répondent rapidement aux transitions climatiques. La datation de périodes de transition climatique à l'échelle régionale permet d'identifier de façon plus fine l'influence des forçages climatiques dans cette partie de l'hémisphère Nord. Particulièrement sensibles aux changements de températures et de précipitations, les fluctuations des glaciers reflètent bien la variabilité du climat à l'échelle d'une région. Dans la suite de ce manuscrit, nous présentons l'intérêt de travailler sur les glaciers déconnectés de l'inlandsis pour l'étude de la variabilité du climat à l'échelle régionale au cours de l'Holocène au Groenland.

CHAPITRE 2

Étude des fluctuations des glaciers pour évaluer la variabilité du climat pendant l'Holocène

Les fluctuations des glaciers sont de bons marqueurs des changements climatiques majeurs. Un glacier est une masse de glace à la surface du sol qui s'écoule sous l'effet de la gravité. C'est une forme dynamique : elle se forme et se maintient dans la partie amont du bassin-versant qui compense la fonte de la neige et de la glace dans la partie aval. Le climat influence l'évolution des glaciers en modifiant cet équilibre entre accumulation et fonte de la neige et de la glace.

Les formes géomorphologiques héritées des fluctuations des glaciers sont bien visibles dans le paysage. Certaines fournissent des indices primordiaux sur l'expansion passée de la glace. Les moraines sont des amas de débris rocheux considéré comme les témoins des avancées glaciaires passées. Leur cartographie et leur datation permet de reconstituer les surfaces anciennement englacées et apporte des nouvelles connaissances sur la variabilité spatiale et temporelle du climat au Groenland.

Dans cette partie, nous présentons le fonctionnement général d'un glacier et sa relation avec le climat pour mieux comprendre l'intérêt de développer des chronologies glaciaires à l'aide des moraines. Nous expliquons également pourquoi il est important de travailler sur les moraines de glaciers déconnectés de l'inlandsis à terminaison terrestre, pour développer des chronologies glaciaires et optimiser notre vision de la variabilité du climat pendant l'Holocène au Groenland.

2.2. Les glaciers : des objets morphoclimatiques

L'évolution des glaciers est soumise à un équilibre fragile qui dépend des conditions climatiques, de leur morphologie et de leur localisation. Nous présentons ici le fonctionnement des dynamiques glaciaires selon ces différents critères.

2.2.1. La dynamique des glaciers

Les glaciers sont constitués de deux zones différentes. Dans la partie supérieure du bassin versant on trouve la zone d'accumulation, le lieu de naissance du glacier. Dans la partie inférieure, on trouve la zone d'ablation, partie où le glacier perd de la masse selon divers processus (Fig. 13).

La zone d'accumulation représente généralement ~60 % de la surface du glacier contre ~40 % pour la zone d'ablation (Ignéczi & Nagy, 2013). Cependant ce rapport n'est pas fixe et change selon les caractéristiques du glacier (morphologie, localisation etc...) (Hughes *et al.*, 2010; Kern & László, 2010). Ainsi, Hughes *et al.* (2010) ont identifié des zones d'accumulation pouvant représenter jusqu'à 80 % de la surface du glacier dans le cas des calottes glaciaires secondaires dans le passé.

Les zones d'accumulation et d'ablation du glacier sont séparées par une ligne imaginaire appelée la « ligne d'équilibre glaciaire » (LEG) (Cogley *et al.*, 2011 ; Hambrey & Glasser, 2011). La LEG représente l'altitude à laquelle l'accumulation et la perte en volume du glacier se compensent et correspond à l'isotherme 0°C. Les variations altitudinales de la LEG sont ainsi liées aux variations climatiques (Ohmura *et al.*, 1992; Benn & Lehmkuhl, 2000; Cogley *et al.*, 2011). Lorsque la LEG s'élève en altitude, la zone d'ablation s'agrandit, la surface glaciaire est alors en régression. A contrario, lorsque l'altitude de la LEG s'abaisse, la zone d'accumulation s'agrandit et le glacier est en phase d'expansion.

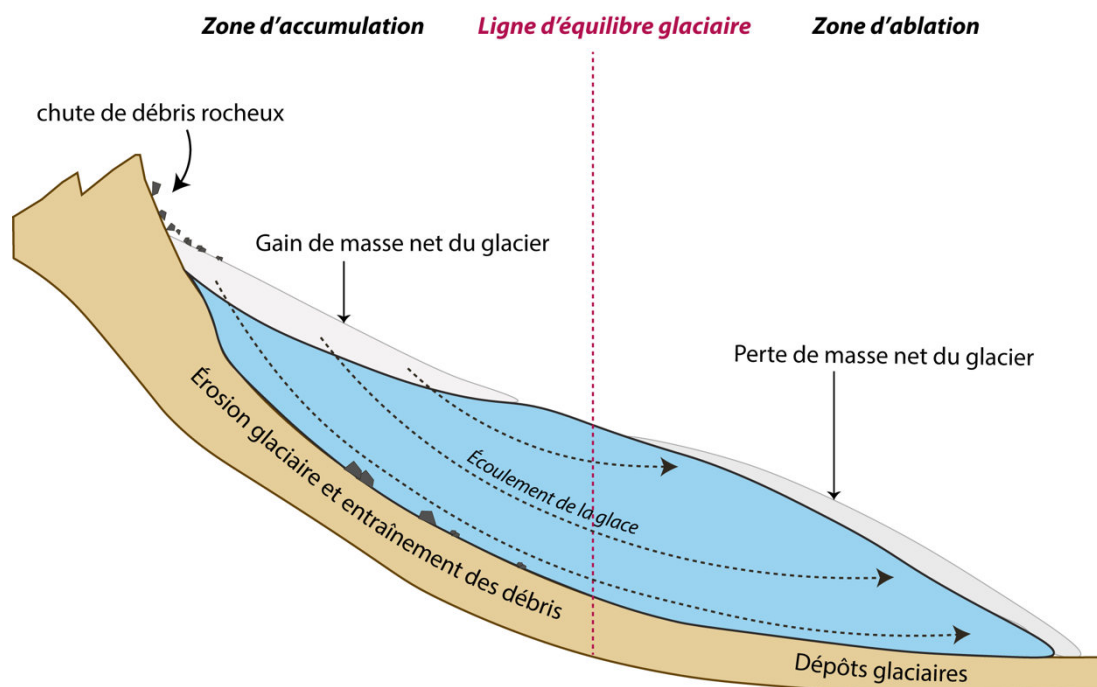


Figure 13: Coupe longitudinale illustrant le fonctionnement général d'un glacier. Figure modifiée de Hambrey & Glasser (2011).

Les variations altitudinales de la LEG reflètent le bilan de masse du glacier qui désigne la différence entre le volume de glace accumulée et le volume de glace perdue par ablation au cours d'un intervalle de temps donné (Oerlemans, 2001; Francou & Vincent, 2007). Lorsque l'accumulation (apport de neige) est supérieure à l'ablation on parle d'un bilan de masse positif. À l'inverse, lorsque l'ablation (fonte de la glace et de la neige) est supérieure à l'accumulation on parle d'un bilan de masse négatif. La LEG représente la partie du glacier où le bilan de masse est nul. La mesure du bilan de masse, exprimée en « hauteur d'équivalent eau », permet de suivre l'évolution du glacier à différentes échelles de temps : les valeurs annuelles du bilan de masse d'un glacier documentent l'évolution interannuelle du glacier et aident à comprendre et quantifier les impacts météorologiques directs sur les systèmes glaciaires. Les observations annuelles du bilan de masse sont concrètement réalisées sur le terrain par le suivi de balises GPS, introduites dans la zone d'ablation, qui se déplacent avec l'écoulement du glacier (Vincent, 2002), et la mesure de la hauteur de neige dans les différentes zones du glacier. Cependant, l'observation et les mesures régulières du bilan de masse des glaciers sont difficiles et coûteuses à réaliser dans la majeure partie du monde (les glaciers les mieux documentés se trouvent dans les Alpes – Francou & Vincent, 2007). Les glaciologues recourent alors généralement à l'analyse des images satellites par télédétection pour calculer les changements

de masse d'ensembles glaciaires (Rabatel *et al.*, 2002) ou à la modélisation du bilan de masse par différentes méthodes (bilan énergétique de surface, approche par degré-jour, modèles d'ablation ou atmosphérique etc...) (Greuell & Genthon, 2003).

2.1.2. Les différents types de glaciers

Même si chaque glacier est unique de par sa taille, sa forme et sa disposition dans le paysage, des classifications, présentant des degrés divers de complexité, ont été proposées sur des critères définis. La classification de base porte sur la morphologie du glacier (contrainte ou non par la topographie) mais aussi sur le type de terminaison glaciaire.

Les glaciers non dépendants de la topographie du terrain s'écoulent dans des directions multiples en fonction de la différence d'épaisseur de la glace. Par conséquent, la glace qui s'écoule en amont donne naissance à plusieurs langues glaciaires, appelées aussi « glaciers émissaires ». On retrouve dans cette catégorie l'inlandsis du Groenland et de l'Antarctique (calotte glaciaire de plus de 50 000 km²) (Armstrong *et al.*, 1973; Graham, 2011) et des calottes secondaires de taille inférieure qui présentent des caractéristiques physiques similaires en haute montagne (*ice cap*) (Weidick & Morris, 1998; GCOS, 2004; Bhutiyani, 2011) (Fig. 14A).

Les glaciers contraints par la topographie s'écoulent dans des vallées en fonction de la pente et de sa direction (Abermann *et al.*, 2011). Ils se présentent sous la forme de langues glaciaires individuelles et ont des limites de bassin versant généralement plus simple à identifier (Cogley *et al.*, 2011). Ce groupe de glaciers comprend une liste exhaustive de sous catégories selon la taille et la forme des langues glaciaires (Rau *et al.*, 2005; Singh *et al.*, 2011). On peut par exemple citer les glaciers de « cirque », nommés d'après les dépressions de forme semi-circulaire qu'ils occupent, dominés par des versants raides. Ce type de glacier présente des langues glaciaires qui ont tendance à être plus larges que longues (Fig. 14B). Les glaciers de « versant », plus longs que les glaciers de cirque, sont localisés sur des pentes très inclinées (Fig. 14C). Les glaciers de « piedmont » développent des fronts glaciaires en forme de lobe étendu lorsqu'ils atteignent un fond de vallée relativement plat après s'être développés sur une pente abrupte (Fig. 14D). Les glaciers de « vallée », souvent appelés alpins, se caractérisent par de larges et grandes langues glaciaires qui se déversent en aval dans les vallées (Fig. 14E). Le terme de glacier de montagne sera ici utilisé pour parler des langues glaciaires individuelles dans le but de simplifier la lecture du manuscrit (AMAP, 2011).

Les glaciers peuvent également se distinguer selon leurs types de terminaisons glaciaires. Les langues glaciaires à terminaison marine voient leurs extrémités flotter à la surface de l'eau, qu'il s'agisse d'un lac ou d'une mer ([van der Veen, 2002](#); [Warren, 2011](#)) (Fig. 14F), tandis que les glaciers à terminaison terrestre se limitent aux vallées ou aux plaines. Les glaciers à terminaison marine perdent majoritairement de la masse par un processus qui ne concerne pas les glaciers à terminaison terrestre. Au contact de l'eau, l'ablation se fait ici par vèlage : l'eau creuse le glacier à sa base, ce qui entraîne un détachement progressif de la glace en surface et donne naissance aux icebergs ([Benn *et al.*, 2007](#); [Evans, 2007](#)). L'évolution de ce type de langue glaciaire dépend majoritairement de la topographie (qui contrôle la vitesse d'écoulement du glacier), de la pression de la glace dans l'eau, ainsi que de la profondeur et la température de l'eau ([Vieli *et al.*, 2001](#); [van den Broeke *et al.*, 2009](#); [Warren, 2011](#); [Carr *et al.*, 2015](#)). Tous ces types de glaciers sont présents au Groenland.

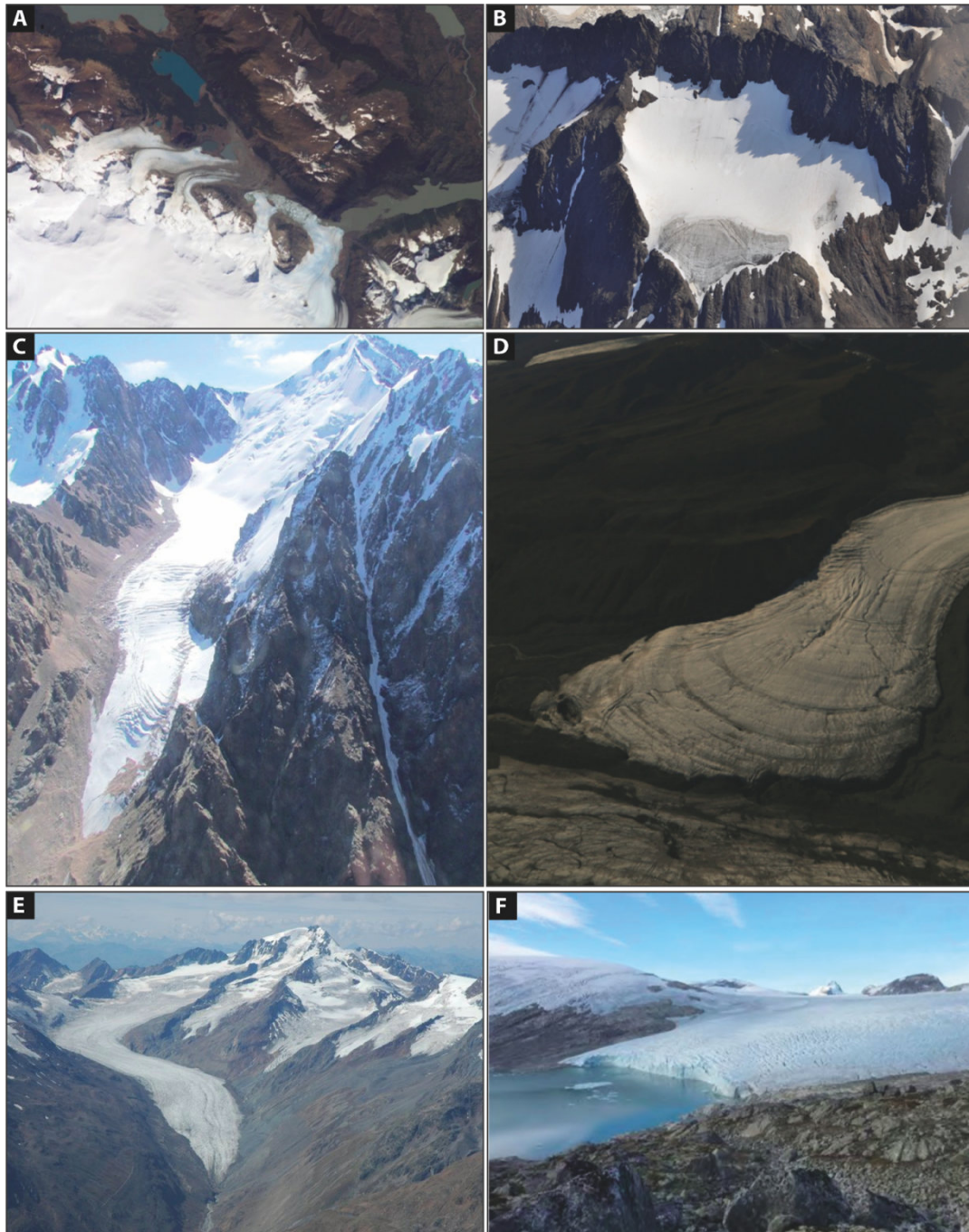


Figure 14: Photographies de différents types de glaciers principaux : (A) Glacier de calotte inférieure à 50000 km² et ses multiples langues glaciaires - glacier Frias (Argentine), 2002. (B) Glacier de cirque - Martial Este Glacier (Argentine), 2013. (C) Glacier de versant - Kroszka Glacier (Kazakhstan), 2011. (D) Glacier de piedmont - White Glacier (Canada), 2014. (E) Glacier de vallée - Hintereis Ferner Glacier (Autriche), 2006. (F) Glacier à terminaison marine - Austdalsbreen Glacier (Norvège), 2010. Source: *National Snow and Ice Data Center (NSIDC)*.

2.1.3. Sensibilité du glacier à la saisonnalité climatique

Les glaciers sont dépendants des conditions météorologiques et climatiques, ils évoluent principalement en fonction de celles-ci (Golledge *et al.*, 2010; Six & Vincent, 2014).

La zone d'accumulation gagne de la masse par des chutes de précipitations neigeuses ou par l'apport de neige environnante transportée par le vent et les avalanches dans le bassin versant. Cette neige se métamorphose en glace pérenne en raison de températures atmosphériques au-dessous du point de fusion (généralement 0°C) (Oerlemans, 2005; Dobhal, 2011; Zemp *et al.*, 2013; Mackintosh *et al.*, 2017) et de la pression exercée par l'accumulation des couches de neige successive. En raison de la gravité et lorsque l'épaisseur de glace et de neige est suffisante, le glacier s'écoule sur son lit rocheux. La vitesse d'écoulement dépend généralement de la taille du glacier, de la pente et de l'altitude de la vallée (Ignéczi & Nagy, 2013).

Dans la zone d'ablation, le glacier perd de la masse par divers processus, principalement par la fonte de la glace et de la neige, lorsque la température de l'air est au-dessus du point de fusion. D'autres mécanismes comme le ruissellement des eaux de fonte, la sublimation, le transport de la neige par le vent hors du bassin versant et dans certains cas le vêlage favorisent également la perte de masse du glacier (Francou & Vincent, 2007; Dobhal, 2011; Cogley *et al.*, 2011; Mackintosh *et al.*, 2017). La variabilité de l'ensoleillement (intensité, durée et exposition) peut aussi jouer sur la sensibilité de fonte du glacier. Cependant, cette capacité d'influence de l'ensoleillement sur le glacier est étroitement liée aux propriétés spécifiques de la neige et de la glace et de leur grande variabilité temporelle (Hock, 2005; Mackintosh *et al.*, 2017). Pour rappel, les surfaces recouvertes par la neige et la glace sont connues pour avoir un albédo important à la surface de la Terre (~87 % en moyenne - Dozier *et al.*, 2009). La couverture de neige et de glace favorise le maintien de température fraîche au sol et retarde la fonte du glacier. L'étude de l'évolution des bilans de masse des glaciers montre l'influence majeure de la température de l'air, notamment pendant la période estivale (Ohmura, 2001; Vincent, 2002; Braithwaite, 2008). De nombreux travaux sur les bilans de masse cumulés permettent d'exposer l'action des changements climatiques sur l'évolution des glaciers. Par exemple, les mesures régulières de bilans de masse recensées dans la base internationale *World Glacier Monitoring Service (WGMS)* montrent une succession de bilans de masse négatifs pour de nombreux glaciers dans le monde en lien avec l'augmentation des températures enregistrées au cours des dernières décennies (Haerberli, 2005, 2011) (Fig. 15).

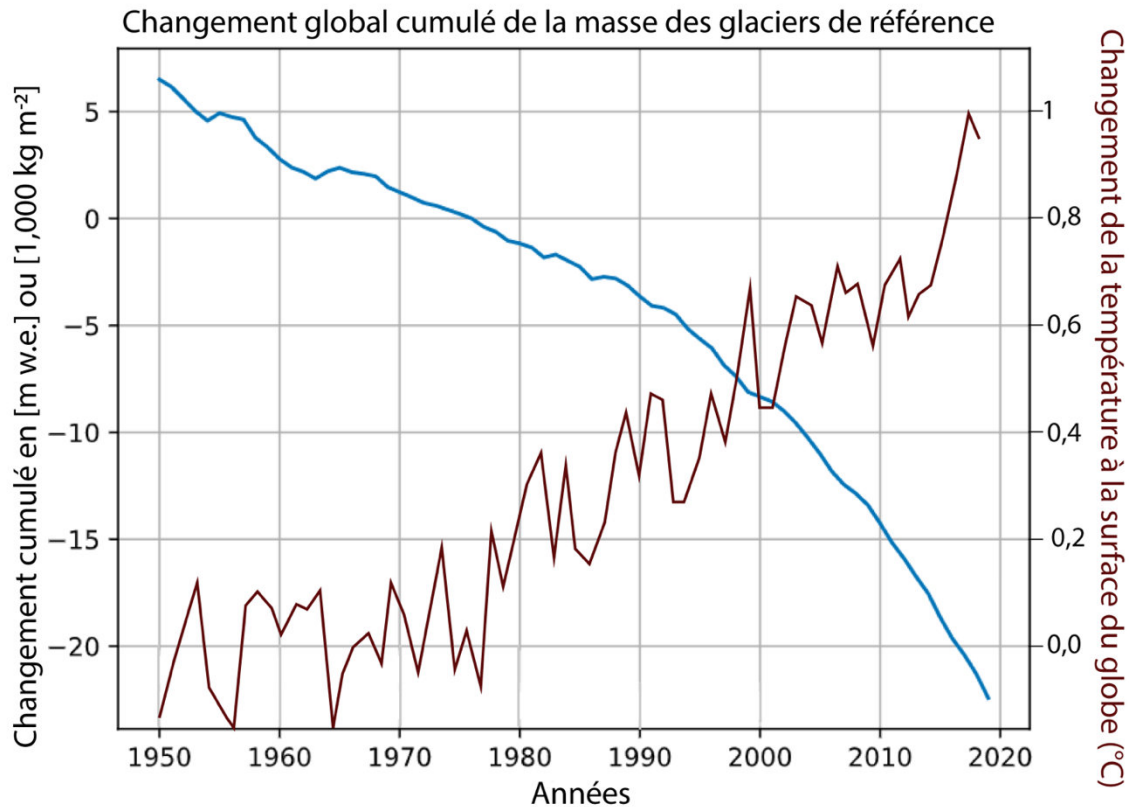


Figure 15 : Changement de masse cumulé des glaciers de référence (courbe bleue) et les changements de températures à l'échelle du globe (courbe rouge) (modifiée de WGMS (2020)). Les valeurs cumulées sont indexées sur l'année 1976, exprimée en mètre équivalent eau (m w.e) d'après le rapport *WGMS* (2020). Les données de changements de températures proviennent de la NASA (Suci *et al.*, 2019). Liste des glaciers de référence: https://wgms.ch/products_ref_glaciers/

2.1.4. Sensibilité du glacier aux variables morphologiques locales

Les glaciers d'une même région (ou d'une même vallée) présentant des conditions climatiques similaires n'évoluent pas de manière parfaitement homogène sur une échelle de temps décennale (Solomina *et al.*, 2008; Brun *et al.*, 2017). C'est ce qui est constaté concernant le retrait actuel des glaciers dans de nombreuses régions du monde (Fischer *et al.*, 2015; Sakai & Fujita, 2017; Brun *et al.*, 2019; Li *et al.*, 2019). La première raison de différenciation de la vitesse de fonte à l'échelle locale est celle de l'altitude respective des glaciers. Les glaciers les plus hauts en altitude, et donc bénéficiant de températures plus froides, fondent moins vite (Benn & Evans 2010). Par ailleurs, des études ont mis en avant que la différence d'évolution des glaciers à l'échelle locale peut être également liée à leur morphologie respectives (Huss, 2012; Chenet *et al.*, 2010; Brun *et al.*, 2019). Le terme de « morphologie » des glaciers fait

référence à la taille du bassin versant et aux caractéristiques de la pente sur laquelle le glacier s'écoule (Kirkbride & Dugmore, 2008; Brun *et al.*, 2017). Ces facteurs influent sur la distribution de la masse du glacier dans les zones d'accumulation et d'ablation (et donc sur l'altitude de la LEG) (Solomina *et al.*, 2008; Chenet *et al.*, 2010 ; Li *et al.*, 2012), ce qui va jouer un rôle fondamental dans la vitesse de progradation ou de retrait du glacier (Barr & Lovell, 2014; Herman *et al.*, 2018) (Fig. 16).

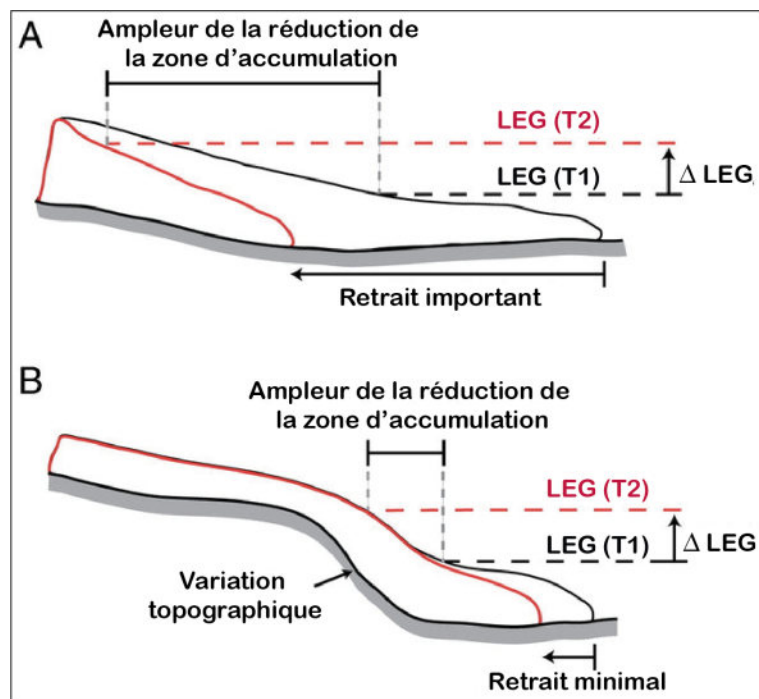


Figure 16 : Illustration schématique de l'impact des pentes sur les dimensions et la stabilité des glaciers. Le glacier (A) s'écoule sur une pente régulière avec un faible gradient, tandis que le glacier (B) s'écoule sur une pente avec une variation topographique plus importante. Dans les deux cas (A) et (B), les dimensions du glacier pendant deux périodes de temps sont montrées, (T1) et (T2), séparées par une période d'amélioration climatique (entraînant une élévation de la LEG). Le changement de la LEG en (A) et (B) est égal, mais les variations de la position du front glaciaire varient considérablement. Dans le cas de (A), le glacier subit un retrait important entre T1 et T2, tandis que dans le cas de (B), le retrait est minimal car l'élévation de la LEG a un impact limité sur la taille de la zone d'accumulation du glacier. Figure modifiée de Barr & Lovell (2014).

2.2. De la moraine aux chronologies glaciaires

Si le fonctionnement des glaciers est déterminé par les conditions climatiques et la morphologie des bassins versants, les glaciers sont aussi des agents de transport et d'érosion. Au cours des derniers cycles glaciaires, les glaciers ont façonné les vallées en auge et les fjords (Harbor *et al.*, 1988; Shroder, 2011). Depuis le début de l'Holocène, les fluctuations des glaciers continuent à modeler le paysage de manière moins radicale mais toujours visible. Ils mobilisent à leurs surfaces les blocs de roche tombés des versants et arrachent des matériaux au substrat rocheux qu'ils entraînent au sein de leurs avancées (Francou & Vincent, 2007; Orombelli, 2011; Shroder, 2011). Ce transport de sédiments rocheux est à l'origine d'accumulations de débris rocheux à granulométrie variable, appelées moraine.

2.2.1. Principe de formation des moraines

Déposés sous la forme d'un cordon, les débris proviennent de la météorisation du substrat rocheux encadrant le glacier, puis du transport de ces fragments par celui-ci (Benn, 1992). Le matériel rocheux détaché des versants par simple gravité et transporté en surface par le glacier peut également venir alimenter les dépôts morainiques. La taille des moraines varie selon la densité de débris transportés par le glacier, la vitesse d'écoulement du glacier et la durée pendant laquelle le glacier conserve une même extension (Evans, 2003; Bennett & Glasser, 2009; Schomacker, 2011; Kirkbride & Winkler, 2012). Ainsi, les moraines inférieures à 10 m de haut sont généralement produites par des avancées mineures (souvent annuelles) (Evans & Twigg, 2002).

Il existe différents types de moraines (Barr & Lovell, 2014). Les débris charriés et accumulés sous le glacier constituent des « moraines de fond ». Les débris localisés sur les flancs du glacier sont appelés « moraines latérales » (Fig. 17). Les moraines latérales se forment uniquement en dessous de l'altitude de la LEG car les débris s'accumulent en raison de l'ablation (Schomacker, 2011). Les débris se déplaçant en surface le long de la ligne centrale du glacier résultent de la confluence de deux glaciers dont les moraines latérales se retrouvent accolées, elles forment des « moraines médianes » (Fig. 17). Enfin, les débris déposés à l'extrémité du glacier sont appelés « moraines frontales », elles enregistrent l'extension maximale passée d'un glacier à un moment donné (Fig. 17). Elles sont disposées en arc, parfois emboîtées les unes dans les autres

lorsque le retrait du glacier se déroule en plusieurs stades ou si des avancées glaciaires de même intensité se produisent.

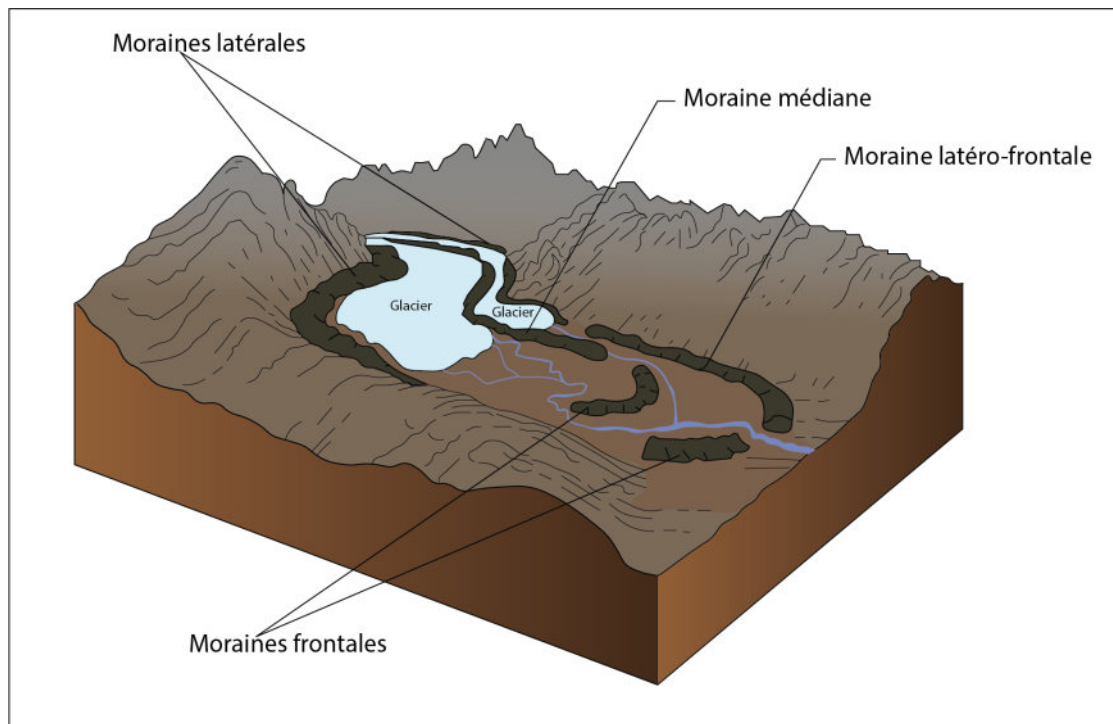


Figure 17: Illustration schématique des différents types de moraines formées en surface par un glacier. Figure modifiée de Barr & Lovell (2014).

2.2.2. Les moraines, témoins de la variabilité glaciaire

Les dépôts morainiques sont considérés comme le témoin spatial et temporel du passage d'une période d'expansion à une période de retrait du glacier (Balco, 2011; Fredin *et al.*, 2012; Mackintosh *et al.*, 2017). Dans une vallée, le cordon morainique le plus éloigné du front glaciaire moderne est considéré comme le dépôt le plus ancien. Les moraines constituent ainsi un objet géomorphologique utilisé pour la reconstitution de chronologies glaciaires (Barr & Lovell, 2014) mais aussi un support clé pour la modélisation de paléo bilans de masse (Benn & Lukas, 2006; Finlayson *et al.*, 2011). Elles sont de précieux témoins des variabilités passées du climat (Golledge *et al.*, 2010; Mackintosh *et al.*, 2017). C'est pour cette raison que nous avons cherché à reconstituer les fluctuations des glaciers Holocène à partir de ces modèles glaciaires. Comme pour la stabilité des glaciers, les caractéristiques du bassin versant (taille, pente, hypsométrie etc...) jouent un rôle important dans la formation et la préservation des moraines dans le paysage. Il est donc important de savoir que la corrélation spatiale (par

exemple, lorsque des moraines se trouvent à des altitudes similaires ou dans des positions similaires au sein d'une séquence) ne doit pas être considérée comme reflétant automatiquement une synchronicité des dépôts (Barr & Lovell, 2014). Certaines moraines se démantèlent dans le temps sous l'effet de l'érosion hydrique ou bien elles disparaissent lors d'une nouvelle remobilisation des débris rocheux par une nouvelle avancée glaciaire de plus grande ampleur (Gibbons *et al.*, 1984; Lugon *et al.*, 2000; Francou & Vincent, 2007; Kirkbride & Winkler, 2012 ; Barr & Lovell, 2014) (parfois de manière inégale selon les propriétés du glacier et du bassin versant). On considère qu'à partir de dix épisodes d'avancée des glaciers, on peut s'attendre à ce que seulement deux à trois moraines soient préservées par bassin versant. Ainsi, seul environ 20 à 30 % des phases d'extension glaciaire les plus anciennes sont visibles dans le paysage (Barr & Lovell, 2014). Certains stades d'avancées glaciaires ne peuvent donc pas être déterminés directement par l'étude des moraines. C'est pourquoi les chronologies glaciaires élaborées à partir de ces héritages glaciaires sont toujours interprétées en parallèle des reconstitutions fondées sur d'autres proxies réalisées à proximité des sites d'études (ex : sédiments de lac proglaciaire) (Solomina *et al.*, 2016; Larocca *et al.*, 2020a; Larsen *et al.*, 2021).

2.3. Importance de la prise en compte de la variabilité des réponses des glaciers aux fluctuations du climat

Les dépôts morainiques permettent de reconstruire une partie de l'histoire des fluctuations glaciaires, et indirectement contribuent à l'étude de la variabilité du climat. Mais pour construire une chronologie glaciaire robuste, il est nécessaire d'étudier des moraines formées par des glaciers qui répondent de manière ponctuelle aux transitions climatiques.

2.3.1. Différents « temps de réponses » des glaciers aux fluctuations du climat.

Dans le cadre des études sur les fluctuations passées des glaciers, les chercheurs internationaux utilisent rarement la classification qui porte uniquement sur la morphologie du glacier mais réfléchissent plutôt en terme de vitesse de sensibilité aux changements climatiques (GCOS, 2004 ; Dyurgerov & Meier, 2005; Kelly & Lowell, 2009; Winkler *et al.*, 2010; Paul, 2011). Ils rassemblent tous les types de glaciers déconnectés des inlandsis dans un même groupe (glaciers

de montagne et calotte glaciaire secondaire) (Kelly & Lowell, 2009; Dyurgerov & Meier, 2005; Yde, 2011; Jacob *et al.*, 2012; Rastner *et al.*, 2012) car ils réagissent rapidement aux forçages climatiques (Zemp *et al.*, 2009). Les glaciers de montagne et les langues glaciaires issues des calottes secondaires accumulent des couches de glace moins épaisses sur des surfaces moins importantes que celles des inlandsis. Cette caractéristique entraîne des temps de réponse différents face aux changements climatiques (Cogley *et al.*, 2011; Bjørk *et al.*, 2012). Le « temps de réponse » est l'intervalle de temps pendant lequel le glacier passe d'un état d'équilibre de référence à un nouvel état d'équilibre après une perturbation climatique (Bahr *et al.*, 1998) et reflète la vitesse de réaction du glacier aux variations du climat. Ce « temps de réponse » est approximativement défini en fonction du rapport entre l'épaisseur du glacier et l'ablation à l'extrémité du glacier (Oerlemans, 2001; Raper & Braithwaite, 2009). Les glaciers déconnectés des inlandsis, de tailles très variées, réagissent avec des délais plus courts aux changements climatiques par rapport aux glaciers émissaires des inlandsis (Ives & Messerli, 2001) : de l'ordre de quelques dizaines à quelques centaines d'années pour les glaciers de montagne et les langues glaciaires des calottes secondaires, et jusqu'à plusieurs siècles pour les glaciers émissaires d'inlandsis (Lemke *et al.*, 2007; Zemp *et al.*, 2009).

2.3.2. Paramètres altérant la réponse des glaciers aux fluctuations du climat

Nous avons vu que les fluctuations des glaciers à terminaison marine sont majoritairement contrôlées par la topographie et le vêlage (Carr *et al.*, 2015). Ces paramètres font que ce type de glacier peut être complexe à étudier pour déterminer la variabilité passée du climat. Par exemple, les avancées et les retraits du front du glacier sont souvent influencés par des points d'ancrage (*pinning points*), créant des arrêts temporaires, due à des irrégularités du substrat rocheux (Benn *et al.*, 2007 ; Warren, 2011; Favier *et al.*, 2016). Ce cas de figure peut diminuer drastiquement le processus de vêlage (et donc l'ablation) après une activité importante due à un réchauffement de l'océan. De ce fait, les chercheurs avancent qu'il est difficile de considérer les glaciers à terminaison marine comme des indicateurs fiables des fluctuations climatiques et suggèrent même un comportement cyclique indépendant du climat sur certaines portions de ces glaciers (Benn *et al.*, 2007).

2.3.3. Intérêt de l'étude des glaciers à terminaison terrestre déconnecté de l'Inlandsis au Groenland

Dans le but de comprendre au mieux la variabilité du climat pendant l'Holocène au Groenland, il est essentiel d'étudier des glaciers susceptibles d'avoir répondu rapidement et ponctuellement aux perturbations climatiques régionales. Ceci dans le but de trouver dans le paysage des ensembles de moraines qui reflètent de manière robuste la variabilité du climat passé. Les glaciers déconnectés des inlandsis sont les plus rapides à réagir aux perturbations climatiques et particulièrement lorsque la langue glaciaire est à terminaison terrestre. Au cours des différentes phases d'expansion et retrait, ces glaciers ont formé et déposé plus rapidement des successions de moraines, témoins privilégiés de l'histoire des fluctuations glaciaires (Fig. 18). C'est la raison pour laquelle, pour étudier les variations climatiques régionales passées, nous avons privilégié la datation de moraines de glaciers déconnectés de l'inlandsis à terminaison terrestre.

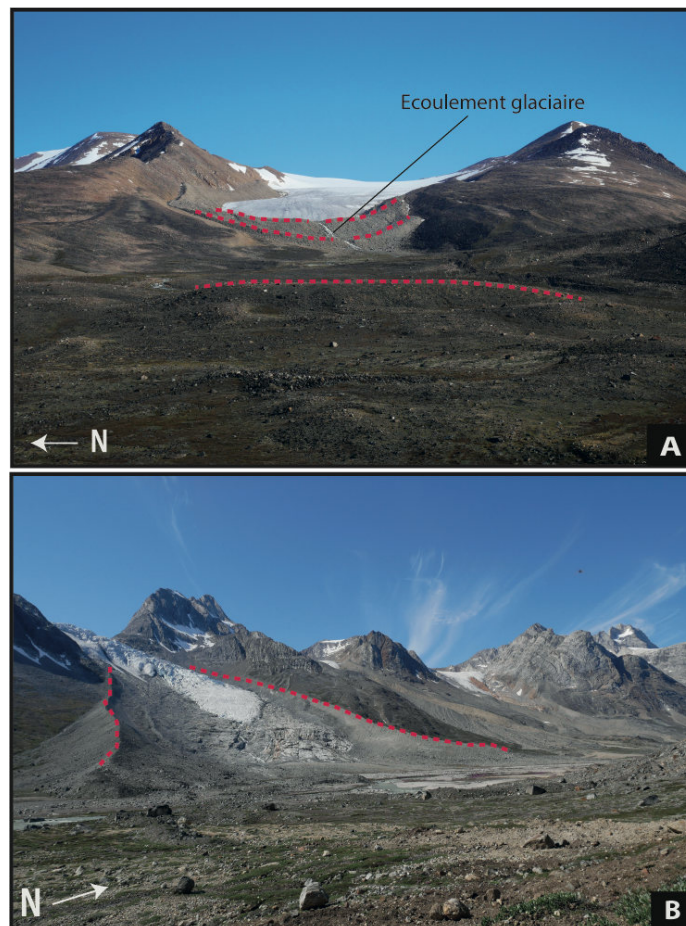


Figure 18 : Photographies (A) de moraines frontales d'un glacier du plateau de Theodélite sur l'île de Calvering (nord-est Groenland) ; (B) Des moraines latérales d'un glacier de la vallée de Tassilap (sud-est Groenland). Source : Biette, 2017

Conclusion :

Au cours de l'Holocène, les glaciers ont connu de nombreuses phases d'expansion et de retrait en fonction de la variabilité du climat. Les glaciers à terminaison terrestre déconnectés des inlandsis sont ceux qui réagissent le plus rapidement aux variations climatiques. Les moraines, résultant de phases d'avancée glaciaire encore visibles dans le paysage, témoignent de la position maximale qu'ont eu ces glaciers dans le passé. La disposition des moraines dans une vallée correspond à des phases de transitions climatiques. De ce fait, la datation des moraines constitue une méthode fiable pour reconstruire l'histoire des fluctuations glaciaires.

Pour mieux visualiser la variabilité régionale du climat pendant l'Holocène au Groenland, il est nécessaire, dans la suite de ce manuscrit, de se focaliser sur l'étude de moraines formées par les langues glaciaires individuelles (*mountain/local glacier*) et les langues glaciaires issues des calottes secondaires (*local ice cap*) à terminaison terrestre. À cette fin, nous présentons dans le chapitre suivant les caractéristiques des glaciers au Groenland et les connaissances déjà acquises sur leurs fluctuations au cours de l'Holocène.

CHAPITRE 3

Connaissance de l'évolution des glaciers du Groenland

On trouve au Groenland une grande variété de types de glaciers qui recouvrent une surface de ~13 000 km². Le Groenland est donc un site d'étude propice à l'étude des fluctuations glaciaires. Ces glaciers sont localisés sur l'ensemble de l'île, entre 59° et 82° de latitude nord. Cette distribution latitudinale permet de documenter les différences d'évolution régionales des glaciers au Groenland et de faire le lien avec la variabilité du climat.

Pour mieux comprendre l'intérêt de l'étude des glaciers déconnectés de l'inlandsis pour la construction de chronologies glaciaires Holocène au Groenland, nous présentons dans ce chapitre leur répartition géographique sur l'île et les recherches déjà menées sur les fluctuations des glaciers ainsi que les nouveaux sites investis au cours de ce doctorat.

3.1. Présentation du Groenland et de ses masses glaciaires actuelles

Le *Randolph glacier inventory* (RGI) (Raup & Khalsa, 2007; Rastner *et al.*, 2012; Pfeffer *et al.*, 2014; Bjørk *et al.*, 2015) est un inventaire des contours des glaciers initié par le *Global Land Ice Measurements from Space* (GLIMS). C'est une base de données qui renseigne les coordonnées, la localisation, la zone, le type morphologique des différents glaciers actuels. Ce référentiel contribue à mieux distinguer les glaciers émissaires de l'inlandsis, les langues glaciaires des calottes secondaires et les langues glaciaires individuelles pour améliorer le suivi de leur évolution face au changement climatique (Paul, 2011; Rastner *et al.*, 2012; Pfeffer *et al.*, 2014). Dans le cadre de cette thèse, cette base de données nous permet de localiser les langues glaciaires propices à la construction de chronologie glaciaire.

3.1.1. Les glaciers émissaires de l'inlandsis du Groenland

L'inlandsis du Groenland s'est formée il y a environ 3 millions d'années. Elle repose sur une superficie d'environ 2 millions de km² et s'étend entre 60° et 83° de latitude nord (Thomas *et al.*, 2001; Christoffersen, 2011). L'inlandsis du Groenland recouvre ainsi près de 80 % de la surface totale de l'île et représente la deuxième masse de glace la plus importante au monde après l'inlandsis de l'Antarctique. L'épaisseur moyenne de la glace est de 1600 m et peut atteindre jusqu'à 3360 m d'épaisseur au centre (Thomas *et al.*, 2001). Bamber *et al.* (2001) estiment que cette glace représente un volume d'environ 2,9 millions de km³. Chaque année, l'accumulation de neige fournit l'équivalent de 680 km³ de glace (Box *et al.*, 2006). L'inlandsis perd de la masse par le ruissellement des eaux de fonte en surface et par le vêlage d'icebergs au niveau de ses langues glaciaires à terminaison marine. Cette perte de masse s'est accentuée depuis l'ère industrielle (Box *et al.*, 2006; Rignot & Kanagaratnam 2006; Alley *et al.*, 2010) et particulièrement depuis les années 1970 (Hanna, 2005; Rignot *et al.*, 2008). Les glaciers émissaires recouvrent une surface de 40 400 km² (Pfeffer *et al.*, 2014 ; Bjørk *et al.*, 2015) (Fig. 19A). Le Jakobshavn Isbræ sur la côte ouest et les glaciers de Kangerdlugssuaq et Helheim sur la côte est sont suivis en détail, car ils drainent une part non négligeable de la calotte et jouent un rôle dans l'élévation actuelle du niveau marin (Christoffersen, 2011; Hvidberg *et al.*, 2013) (Fig. 19A).

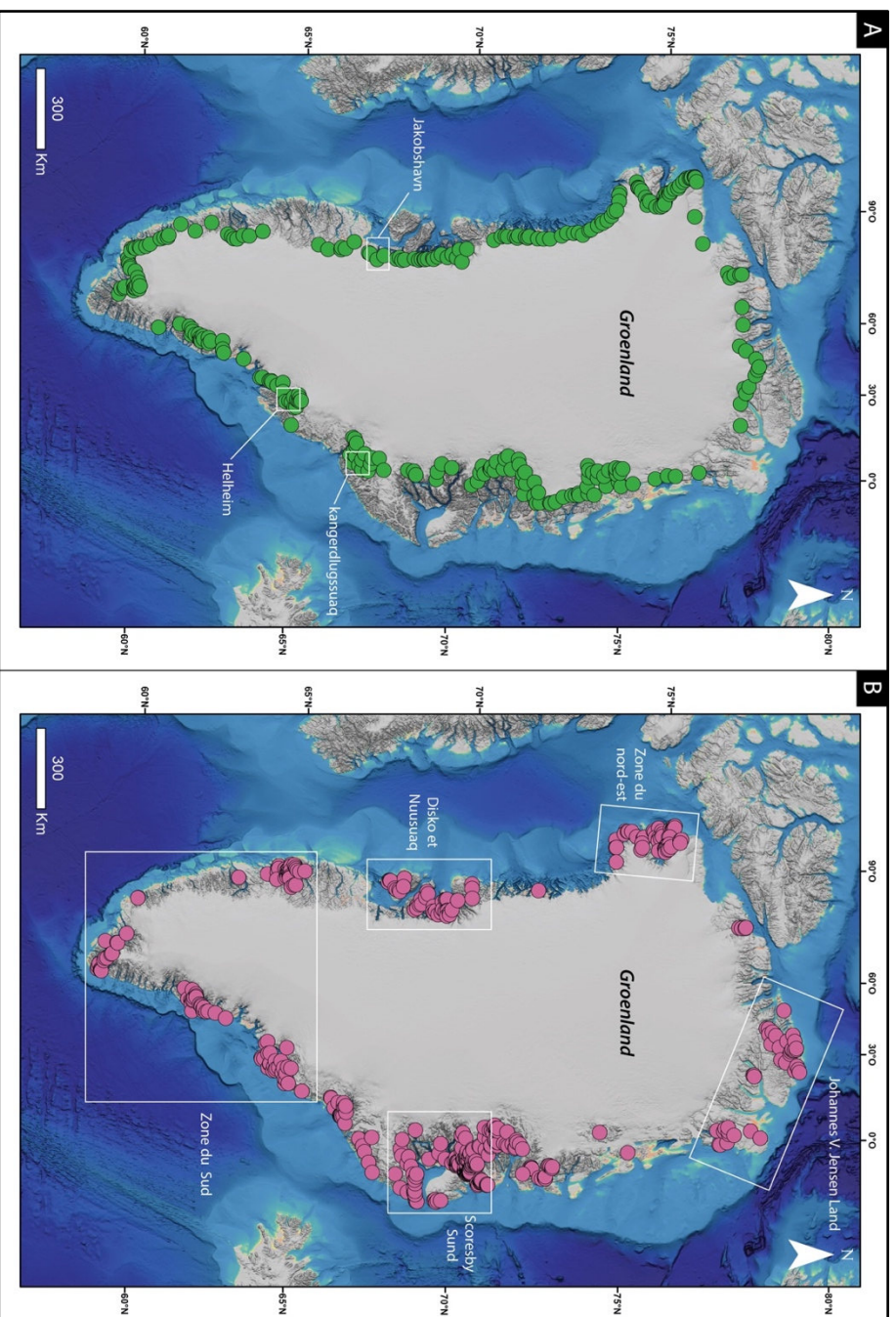


Figure 19: Distribution générale des langues glaciaires du Groenland référencées aujourd'hui. (A) Les langues émissaires de l'inlandis du Groenland sont représentées en vert et les noms en blanc représentent les langues émissaires les plus importantes et les plus étudiées aujourd'hui. (B) Les langues glaciaires déconnectées de l'inlandis sont représentées en rose et les noms en blanc représentent les zones où se concentrent principalement les glaciers énumérés dans le texte. Données du *Randolph glacier inventory*. Source fond de carte : NOAA.

3.1.2. Les glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland

En périphérie de l'inlandsis du Groenland, on dénombre ~20 300 glaciers individuels ou de calottes secondaires (dont 900 à terminaison marine), couvrant ainsi 89 700 km² de l'île (Rastner *et al.*, 2012; Pfeffer *et al.*, 2014) (Fig. 19B). 73 % de ces glaciers se sont formés indépendamment de l'inlandsis du Groenland, tandis que les autres se sont souvent retrouvés déconnectés à la suite de l'amincissement de l'inlandsis (Weidick & Morris, 1998; Yde, 2011; Pfeffer *et al.*, 2014). ~22 % des glaciers sont localisés dans des reliefs alpins et sur les îles côtières du sud, sud-ouest et sud-est de l'île (Yde, 2011).

Le long des côtes du centre du Groenland, entre 66° et 73° de latitude nord, on retrouve plus de 50 % des glaciers déconnectés de l'inlandsis. Dans le centre-ouest du Groenland, l'île de Disko est recouverte à 19 % par ces glaciers indépendants et environ 500 langues glaciaires sont répertoriées sur la péninsule de Nuussuaq (Yde, 2011). Dans le centre-est du Groenland, c'est la région de Scoresby Sund qui concentre le plus grand nombre de glaciers déconnectés de l'inlandsis en contexte alpin comme dans les secteurs de *Liverpool Land*, *Stauning Alper* et *Milne Land* (Kelly & Lowell, 2009; Yde, 2011). Enfin, ~24 % des glaciers déconnectés de l'inlandsis sont listés dans le nord de l'île. On les trouve majoritairement autour de *Johannes V. Jensen Land*, dans la région du Glacier de sortie Humboldt (nord-ouest) et sur des îles du nord-est du Groenland (Möller *et al.*, 2010; Yde, 2011).

3.2. Connaissances des fluctuations passées des glaciers au Groenland

Grâce à la multiplicité des glaciers en périphérie de l'inlandsis du Groenland, il est possible de construire des chronologies glaciaires robustes. Ces chronologies glaciaires peuvent aider à mieux comprendre le comportement des glaciers déconnectés de l'Inlandsis face aux changements climatiques, mais aussi d'envisager des référentiels d'évolution régionale pour ces glaciers en lien avec la variabilité du climat. Lorsque l'on réalise la synthèse globale des études menées sur les fluctuations des glaciers déconnectés de l'Inlandsis du Groenland par datation absolue, on constate rapidement que le nombre de chronologies y est limité et que l'évolution des fluctuations des langues glaciaires individuelles et des calottes secondaires est encore peu connue.

3.2.1. Vision globale de l'étude des fluctuations glaciaires Holocène au Groenland

Au Groenland, il existe un certain nombre d'études qui portent sur les fluctuations glaciaires passées des glaciers déconnectés de l'inlandsis. Elles reposent sur deux méthodes de datation appliquées aux héritages lacustres ou glaciaires.

La première méthode est la datation au radiocarbone (^{14}C) de la matière organique. La datation ^{14}C permet de connaître l'âge absolu du temps écoulé depuis la mort de la matière organique (fermeture du système d'échange entre les différents éléments radioactifs de l'atmosphère) (Libby *et al.*, 1949). La datation ^{14}C de matière organique contenue dans les sédiments d'un lac alimenté par les écoulements d'un glacier permet d'établir une chronologie des archives sédimentaires. La chronologie ^{14}C est ensuite couplée à de multiples analyses des sédiments qui peuvent renseigner sur l'activité du glacier (avancée/retrait) et parfois même donner des indications sur la variation de sa taille au cours du temps, mais ne permet pas de connaître son étendue précise en surface (Balascio *et al.*, 2015; van der Bilt *et al.*, 2015; Adamson *et al.*, 2018; Larocca *et al.*, 2020a). Pour cela il faut dater directement des formes glaciaires.

La datation directe des moraines donne l'âge absolu d'une position maximale du glacier à un instant donné (cf. chapitre 2). S'il est possible d'utiliser la datation ^{14}C sur la matière organique piégée au sein des sédiments des moraines, le résultat ne peut qu'être interprété comme l'âge minimum du dépôt morainique (Balco, 2010). Pour affiner l'âge des moraines, les chercheurs ont recours à la datation cosmogénique *in situ* (^{10}Be et ^{36}Cl au Groenland) à partir des minéraux contenu dans les roches (Lebatard & Bourlès, 2015). La datation ^{10}Be des roches (dont les détails seront expliqués dans la partie 2) permet de connaître depuis quand une surface rocheuse est stable et exposée aux rayons cosmiques (Balco, 2010).

Au Groenland, la plupart des informations sur les avancées glaciaires proviennent de datations au ^{14}C de matière organique et de l'analyse de sédiments lacustres (Fig. 20). Au début de cette thèse en 2016, seules quelques chronologies glaciaires, inégalement réparties sur l'île, avaient été réalisées par datation cosmogénique sur des moraines. Malgré la contribution de nouvelles études récentes (O'Hara *et al.*, 2017; Schweinsberg *et al.*, 2019; Levy *et al.*, 2020), le nombre de chronologies glaciaires Holocène s'appuyant sur des datations cosmogéniques collectées sur des moraines reste limité (Fig. 20). Par ailleurs, les chronologies élaborées au Groenland (antérieure ou postérieure au début de la thèse) couvrent rarement l'ensemble de l'Holocène. Les raisons expliquant ces chronologies incomplètes est inconnu mais on peut supposer que les chercheurs ont pu faire face à des problèmes méthodologiques, des budgets restreints ou

simplement des objectifs différents. Toutefois, les chronologies glaciaires existantes soulèvent déjà des questions sur la variabilité du climat au sein même de l'île pendant l'Holocène.

En reprenant les subdivisions régionales proposées par Kelly & Lowell (2009), nous présentons dans la suite de ce manuscrit, les périodes d'avancées glaciaires des glaciers déconnectés de l'inlandsis documentée par la littérature.

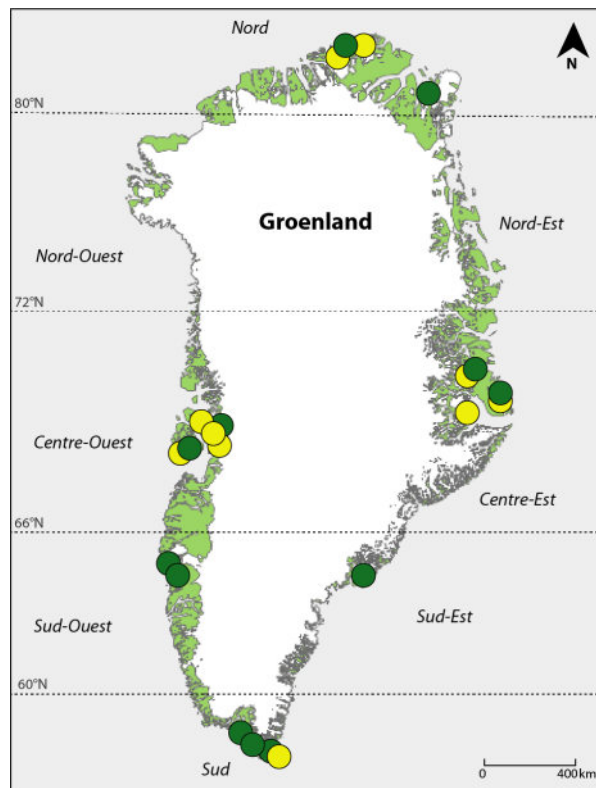


Figure 20 : Distribution des chronologies glaciaires documentant les fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland pendant l'Holocène par datation absolue. Les cercles jaunes représentent les études fondées des datations cosmogénique de moraines (^{10}Be , ^{36}Cl) ; les cercles verts représentent les études fondées sur des datations au radiocarbone (^{14}C). Les chronologies sont détaillées dans le texte et les figures suivantes. Les lignes horizontales représentent le découpage régional du Groenland proposé par Kelly & Lowell (2009). Fond de carte : Esri, Aeh Asiaq.

3.2.2. Nord du Groenland

La partie nord du Groenland compte peu d'étude sur les fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis pendant l'Holocène.

Dans l'extrême nord du Groenland (80° - 83°N), une étude suggère que des avancées glaciaires se sont produites pendant l'Holocène Ancien dans la région de *Johannes V. Jensen Land* (83°N)

(Fig. 21). Une moraine est datée par radiocarbone entre 9,6 et 6,3 ka dans la vallée de Sifs (Möller *et al.*, 2010). Dans la vallée voisine, sept échantillons de roches sur une moraine (n=7) du glacier Moore ont été directement datés au ^{10}Be et donne un âge moyen de $9,0\pm 1,2$ ka (Möller *et al.*, 2010).

Cependant, quelques années plus tard, de nouvelles investigations sur les moraines du glacier Sifs et du glacier Moore permettent de revisiter la chronologie initiale de Möller *et al.* (2010) (Larsen *et al.*, 2016). Les nouveaux échantillons de roches datés au ^{10}Be suggèrent alors des avancées glaciaires plus anciennes : la moraine du glacier Sifs est, cette fois-ci, datée à $12,1\pm 0,6$ ka et la moraine du glacier Moore à $12,8\pm 0,7$ ka (Larsen *et al.*, 2016). Une nouvelle moraine située dans une vallée voisine à proximité de la baie de Hensen ajoutée à l'étude est aussi datée à $12,8\pm 0,8$ ka (Larsen *et al.*, 2016). Ces nouveaux âges ^{10}Be correspondent à l'épisode froid du Dryas récent survenu pendant le Tardiglaciaire et documenté dans les carottes de glace du Groenland. Ces nouveaux âges cosmogéniques sont interprétés comme étant l'âge minimum de la formation des moraines (Larsen *et al.*, 2016).

Un peu plus au sud sur les terres de *Finderup Land* (81°N) (Fig. 21), la datation au ^{14}C de mollusques marins et de restes végétaux terrestres à proximité des moraines des glaciers émissaires de la calotte glaciaire de Flade Isblink indique qu'il n'y a pas eu de phase d'expansion glaciaire Holocène avant la période du PAG (Larsen *et al.*, 2019).

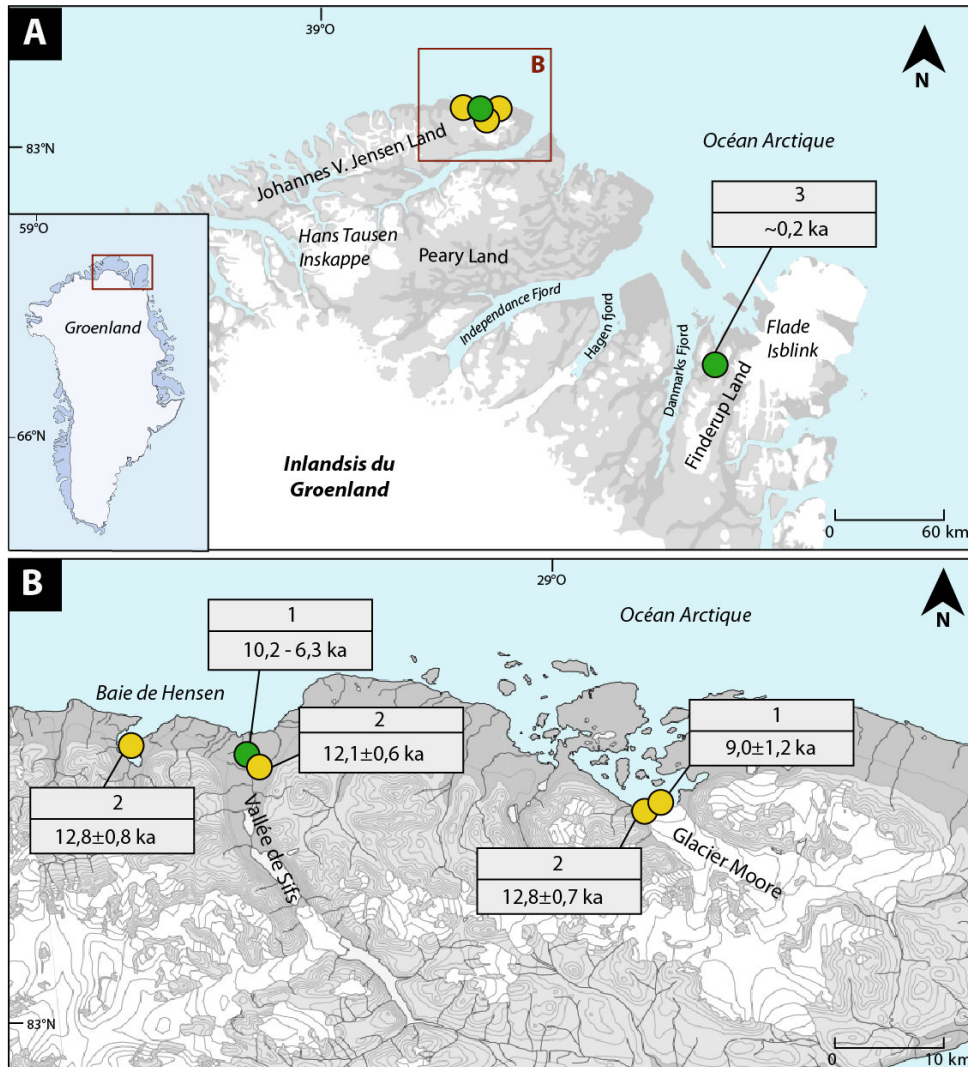


Figure 21 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires par datation absolue dans le nord du Groenland. Les cercles jaunes correspondent aux âges obtenus par datation cosmogénique, les cercles verts correspondent aux âges obtenus par datation au radiocarbone. 1 : Möller *et al.* (2010) ; 2 : Larsen *et al.* (2016) ; 3 : Larsen *et al.* (2019). Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020). Source fond de carte : Nunagis.

Dans le nord-est et le nord-ouest du Groenland, aucune chronologie de fluctuation glaciaire n'a été réalisée à partir de la datation cosmogénique de moraine à ce jour. Les connaissances sur l'évolution des glaciers déconnectés l'inlandsis dans cette partie du Groenland reposent donc sur les seuls enregistrements de sédiments lacustres du lac proglaciaire Madsen à proximité de la calotte glaciaire Slettebreen dans le nord-est de l'île (74°N) (Fig. 22). Celle-ci permet de reconstituer trois phases d'avancées glaciaires sur les 2000 dernières années : les deux

premières phases d'expansion glaciaire se déroulent pendant le DACP (1,32 ka) et l'OCM (0,8 ka). La troisième phase (vers 0,7 ka) représente une oscillation glaciaire associée au début du PAG (Adamson *et al.*, 2018).

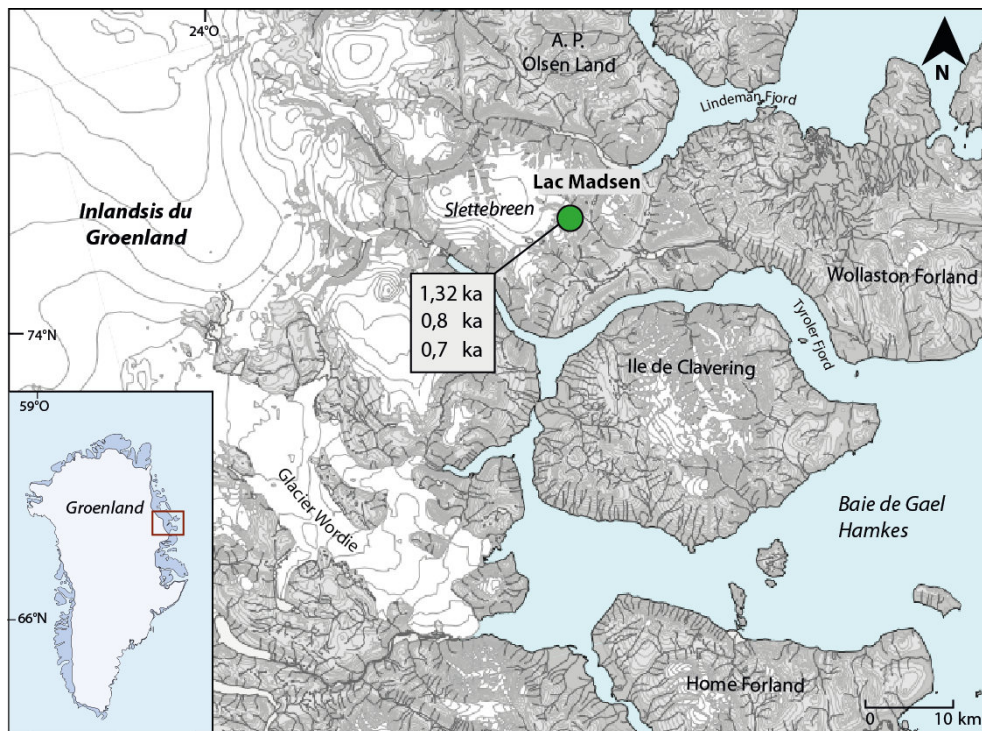


Figure 22 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires par datation absolue dans le nord-est du Groenland. Le cercle vert localise les âges obtenus par datation au radiocarbone par Adamson *et al.* (2018). Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020). Source fond de carte : Nunagis.

Pour résumer, seulement trois moraines ont été datées dans la partie nord du Groenland (Möller *et al.*, 2010 ; Larsen *et al.*, 2016) (Tab. 1). Les âges ^{10}Be les plus récents suggèrent qu'elles se sont formées pendant le Tardiglaciaire (Larsen *et al.*, 2016) (Tab. 1). À ce jour, il n'y a donc aucune moraine Holocène documentée par datation absolue dans cette partie de l'île. Cependant, des enregistrements lacustres et la datation de restes organiques au ^{14}C documentent des phases d'expansions glaciaires au cours de l'Holocène Récent (Adamson *et al.*, 2018; Larsen *et al.*, 2019). Ce constat montre que les connaissances sont très limitées dans cette partie du Groenland et qu'il est nécessaire de développer de nouvelles chronologies glaciaires à partir

de la datation ^{10}Be de moraine pour compléter les analyses ^{14}C et mieux comprendre l'évolution des glaciers dans cette région.

Tableau 1 : Liste des âges cosmogéniques et radiocarbone renseignant les périodes d'avancée des glaciers individuels et des calottes glaciaires secondaires dans la partie nord du Groenland mentionnés dans le texte. Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020).

Nom de site	riode d'expension glacia	Sécteur	Méthode	Materiel	Référence
vallée de Sifs	10,2 - 6,3 ka	Johannes V. Jensen Land (83°N)	^{14}C	Moraine	Möller et al., 2010
Glacier Moore	$9,0 \pm 1,2$ ka	Johannes V. Jensen Land (83°N)	^{10}Be	Moraine	
vallée de Sifs	$12,1 \pm 0,6$ ka	Johannes V. Jensen Land (83°N)	^{10}Be	Moraine	Larsen et al., 2016
Glacier Moore	$12,8 \pm 0,7$ ka	Johannes V. Jensen Land (83°N)	^{10}Be	Moraine	
Baie de Hensen	$12,8 \pm 0,8$ ka	Johannes V. Jensen Land (83°N)	^{10}Be	Moraine	
Flade Isblink	0,2 ka	Finderup Land (81°N)	^{14}C	Reste végétaux terrestres	Larsen et al., 2019
Lac Madsen	1,32 ka ; 0,8 ka ; 0,7 ka	A. P. Olsen Land (74°N)	^{14}C	Sédiments lacustres	Adamson et al., 2018

3.2.3. Centre-est du Groenland

La région de Scoresby Sund (70-71°N) concentre la majorité des études sur les fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland avec des moraines datées par ^{10}Be et des restes organiques au ^{14}C (Fig. 23). Cependant, dans cette partie du Groenland, l'âge des moraines est souvent présenté avec des incertitudes très importantes. Il est donc difficile d'associer des avancées glaciaires à des intervalles de temps précis de l'Holocène. Ce constat vient du fait que dans les études de la région de Scoresby Sund, l'analyse des différents échantillons d'une moraine aboutit souvent à une grande dispersion des âges, soulignant une histoire complexe des dépôts.

Le dépôt des moraines les plus anciennes est souvent estimé entre la fin du Dryas récent et le début de l'Holocène. C'est le cas pour les moraines datées au ^{10}Be à Stauning Alper (glacier Gurreholm Dal – 13-11,6 ka et 11,6-10,6 ka) (71 °N) et Liverpool Land (vallée de Lejrelv – 12-9,5 ka ; Gaseelv – 13-11 ka) (70°N) (Kelly *et al.*, 2008 ; Alexanderson & Håkansson, 2014).

Enfin, la datation d'une moraine latérale formée par le glacier Vinkeldal (Milne Land) (71°N) à $11,4 \pm 0,6$ ka (n=7) par datation cosmogénique ^{10}Be suggère également une avancée

glaciaire pendant l'Holocène Ancien (Levy *et al.*, 2016). Néanmoins, encore une fois l'incertitude de l'âge de la moraine ne permet pas de garantir cette interprétation.

Les connaissances sur l'Holocène Récent sont aussi fragiles dans la région de Scoresby Sund.

Une avancée glaciaire est documentée par une approche multiproxy (datation des échantillons de coquillages et de restes organiques par ^{14}C ; analyse des sédiments) vers 0,78 ka à proximité d'une moraine de la calotte Istorvet (Liverpool Land) (Lowell *et al.*, 2013). Cependant, les auteurs restent prudents et estiment que cette avancée glaciaire a pu être plus ancienne sans donner plus de précisions (Lowell *et al.*, 2013).

Les études suivantes identifient uniquement des avancées glaciaires au PAG : un âge d'exposition ^{10}Be d'un bloc de moraine suggère une avancée glaciaire PAG vers 0,36 ka sur Liverpool Land (Lowell *et al.*, 2013; Lusas *et al.*, 2017).

A Stauning Alper, une moraine PAG est estimée sans datation absolue (glacier Schuchert Dal) (Hall *et al.*, 2010), mais une autre moraine PAG est clairement identifiée à partir de quatre échantillons datés au ^{10}Be entre 0,78 et 0,31 ka à proximité du glacier Gurreholm Dal (Kelly *et al.*, 2008).

Une dernière avancée glaciaire pendant l'Holocène Récent est estimée par Levy *et al.* (2014) à partir d'âges ^{10}Be de blocs morainiques à proximité de la petite calotte glaciaire de Bregne (71°N). Cependant, Levy *et al.* (2014) font le choix d'attribuer l'âge de cette moraine à un seul échantillon parmi neuf. Les huit autres âges plus anciens (entre 0,74 et 9,60 ka) sont considérés par les auteurs comme des *outliers*.

Dans le centre-est du Groenland, on constate que quatre moraines sont datées à cheval entre le Dryas Récent et l'Holocène Ancien (Kelly *et al.*, 2008; Alexanderson & Håkansson, 2014 ; Levy *et al.*, 2016). Parmi les autres moraines étudiées, une seule moraine semble pouvoir être associée à l'Holocène Ancien (Kelly *et al.*, 2008) tandis que trois autres moraines sont datées de la période du PAG (Kelly *et al.*, 2008; Lowell *et al.*, 2013; Levy *et al.*, 2014) (Tab. 2). Le problème rencontré pour les chronologies glaciaires de cette région est que l'âge des moraines est souvent fondé sur l'intervalle des âges des échantillons. Les auteurs ne réalisent pas d'estimation de la moyenne d'âge des moraines en recherchant les *outliers* possibles mis à part pour la moraine du glacier Vinkeldal (Levy *et al.*, 2016).

Tableau 2 : Liste des âges cosmogéniques et radiocarbone renseignant les périodes d'avancées des glaciers individuels et des calottes glaciaires secondaires dans le centre-est du Groenland mentionnés dans le texte. Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020).

Nom de site	Période d'expansion glaciaire	Sécteur	Méthode	Materiel	Référence
Gurreholm Dal	13-11,6 ka	Stauning Alper (71°N)	10Be	Moraine	
Gurreholm Dal	11,6-10,6 ka	Stauning Alper (71°N)	10Be	Moraine	Kelly et al., 2008
Gurreholm Dal	0,78-0,31 ka	Stauning Alper (71°N)	10Be	Moraine	
Schuchert Dal	PAG	Stauning Alper (71°N)	X	Moraine	Hall et al., 2010
Vinkeldal	11,4 ± 0,6 ka	Milne Land (71°N)	10Be	Moraine	Levy et al., 2016
Bregne	0,74 ka	Milne Land (71°N)	10Be	Moraine	Levy et al. (2014)
Vallée de Lejrelv	12-9,5 ka	Liverpool Land (70°N)	10Be	Moraine	Alexanderson et Hakansson 2014
Gaseelv	13-11 ka	Liverpool Land (70°N)	10Be	Moraine	
Istorvet	0,78 ka	Liverpool Land (70°N)	14C	coquillages et restes organiques	Lowell et al., 2013
Istorvet	0,36 ka	Liverpool Land (70°N)	10Be	Moraine	Lowell et al., 2013. Lusas et al., 2017

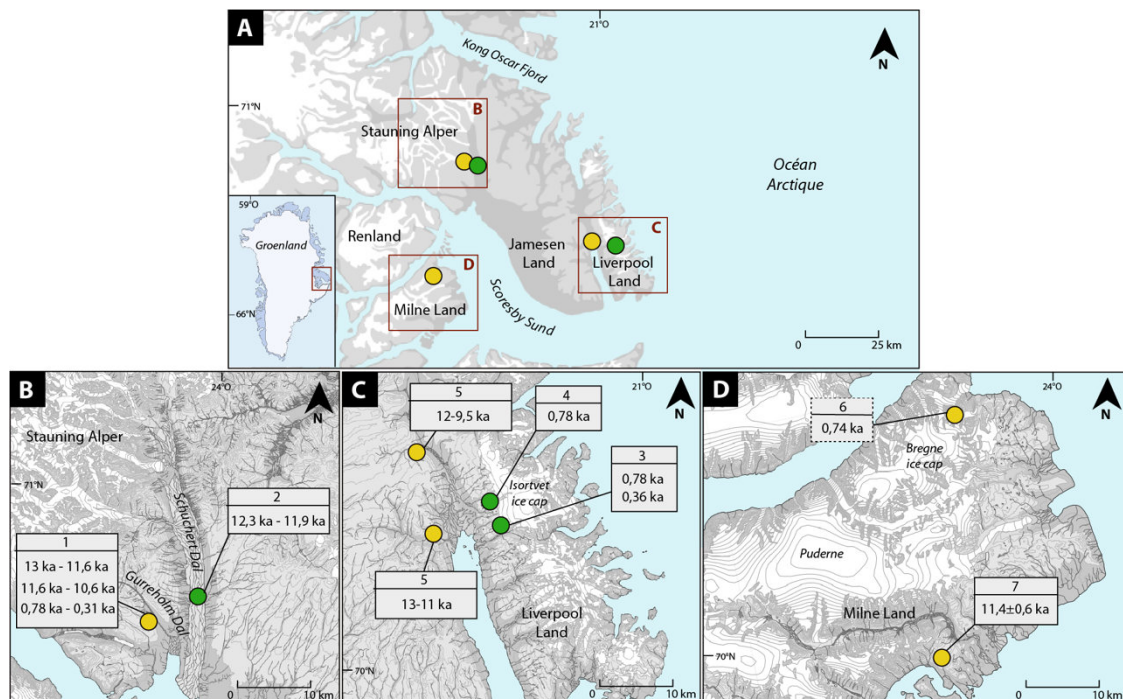


Figure 23 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires par datation absolue dans le centre-est du Groenland. Les cercles jaunes correspondent aux âges obtenus par datation cosmogénique, les cercles verts correspondent aux âges obtenus par datation au radiocarbone. Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020). Le cercle blanc correspond à un âge estimé de la moraine sans datation absolue. L'encadré pointillé représente l'âge d'une moraine estimé par son auteur sans prendre en compte la grande dispersion de la population d'âge des échantillons (voir texte pour plus d'explications). 1 : Kelly *et al.* (2008) ; 2 : Hall *et al.* (2010) ; 3 : Lowell *et al.* (2013) ; 4 : Lusas *et al.* (2017) ; 5 : Alexanderson & Hakansson (2014) ; 6 : Levy *et al.* (2014) ; 7 : Levy *et al.* (2016). Source fond de carte : Nunagis.

3.2.4. Centre-ouest du Groenland

Dans le centre-ouest du Groenland, des avancées glaciaires ont été bien documentées à partir de la datation ^{10}Be de moraines dans la péninsule de Nuussuaq (70°N) et l'île de Disko ($69-70^\circ\text{N}$) (Fig. 24).

Dans la péninsule de Nuussuaq, une chronologie fondée sur la datation cosmogénique ^{10}Be des moraines de Nakâgajoq montre une avancée glaciaire robuste à $10,4 \pm 0,2$ ka ($n=5$) (Fig. 24A) (O'Hara *et al.*, 2017).

À quelques kilomètres des moraines de Nakâgajoq, des sédiments datés au radiocarbone de deux lacs du Nuussuaq indiquent la possibilité de phases d'expansion glaciaires importantes au début de l'Holocène Récent à $\sim 3,7$ ka et 2,8 ka. Cependant ces avancées glaciaires n'ont pas été documentées par datation de moraine à ce jour (Schweinsberg *et al.*, 2019).

Une seconde chronologie ^{10}Be dans la péninsule de Nuussuaq identifie une avancée glaciaire de l'Holocène Récent avec une moraine du glacier Saqqap Tasersua datée entre 1,5 – 0,7 ka (n=11). La grande dispersion des âges ^{10}Be ne permet pas d'associer la formation de la moraine à un événement précis de l'Holocène Récent (Schweinsberg *et al.*, 2019) (Fig. 24). En revanche, dans cette même chronologie, deux autres moraines du glacier Saqqap Tasersua sont clairement associées au PAG et sont datées à $0,55\pm 0,08$ ka (n=3) et $0,27\pm 0,02$ ka (n=3) (Schweinsberg *et al.*, 2019). Une troisième étude dans la péninsule de Nuussuaq, dans la vallée de Uigordleq, documente une avancée glaciaire pendant l'OCM à $0,89\pm 0,04$ ka (n=3) à partir de la datation ^{10}Be d'une moraine (Young *et al.*, 2015).

Un peu plus au sud, sur l'île de Disko (Fig. 24), une moraine est datée sans réelle précision au radiocarbone à environ 9300 BP (sans calibration) dans les années 1990 (Ingólfsson *et al.*, 1990 ; Schweinsberg *et al.*, 2019). Aujourd'hui cette moraine est plutôt estimée à ~12 ka (Jomelli *et al.*, 2016), mais aucune nouvelle étude n'a été entreprise pour préciser l'âge réel de la moraine.

Toutefois, il existe une autre étude qui renseigne l'histoire des glaciers sur l'île. En effet, la datation cosmogénique au ^{36}Cl de quatre moraines du glacier du Lyngmarksbræen permet d'établir une chronologie glaciaire couvrant l'ensemble de l'Holocène (Jomelli *et al.*, 2016) : la moraine la plus ancienne est datée à $11,9\pm 1,7$ ka (n=3), mais l'incertitude associée à l'âge ne permet pas, ici aussi, d'affirmer réellement une avancée au début de l'Holocène. Les trois autres moraines sont datées de l'Holocène Récent à $0,82\pm 0,13$ ka (n=4), $0,57\pm 0,09$ ka (n=2) et $0,30\pm 0,06$ ka (n=4) (Jomelli *et al.*, 2016). Cette chronologie témoigne donc d'une avancée glaciaire pendant l'OCM et de deux avancées glaciaires au PAG.

Dans le centre-ouest du Groenland, une seule moraine documente une avancée glaciaire pendant l'Holocène Ancien de manière robuste (Tab. 3) (O'Hara *et al.*, 2017). Néanmoins, la période de l'Holocène Récent est bien couverte grâce à la datation de huit moraines, dont quatre associées à l'événement du PAG (Jomelli *et al.*, 2016 ; Schweinsberg *et al.*, 2019) et deux à l'OCM (Young *et al.*, 2015 ; Jomelli *et al.*, 2016).

Tableau 3 : Liste des âges cosmogéniques et radiocarbone renseignant les périodes d'avancées des glaciers individuels et des calottes glaciaires secondaire dans le centre-ouest du Groenland mentionnés dans le texte. Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020).

Nom de site	Période d'expansion glaciaire	Sécteur	Méthode	Materiel	Référence
Nakágajoq	$10,4 \pm 0,2$ ka	péninsule de Nuussuaq (70°N)	10Be	Moraine	O'Hara et al., 2017
Lac Pauiaivik	3,7 ka	péninsule de Nuussuaq (70°N)	14C	Sédiment lacustre	Schweinsberg et al., 2019
Lacs Pauiaivik et Saqqap	2,8 ka	péninsule de Nuussuaq (70°N)	14C	Sédiment lacustre	Schweinsberg et al., 2019
Saqqap Tasersua	1,5-0,7 ka	péninsule de Nuussuaq (70°N)	10Be	Moraine	Schweinsberg et al., 2019
Saqqap Tasersua	$0,55 \pm 0,08$ ka	péninsule de Nuussuaq (70°N)	10Be	Moraine	Schweinsberg et al., 2019
Saqqap Tasersua	$0,27 \pm 0,02$ ka	péninsule de Nuussuaq (70°N)	10Be	Moraine	Schweinsberg et al., 2019
vallée de Uigordleq	$0,89 \pm 0,04$ ka	péninsule de Nuussuaq (70°N)	10Be	Moraine	Young et al., 2015
Lyngmarksbræen	$11,9 \pm 1,7$ ka	île de Disko (69°N)	10Be	Moraine	Jomelli et al., 2016
Lyngmarksbræen	$0,82 \pm 0,13$ ka	île de Disko (69°N)	10Be	Moraine	Jomelli et al., 2016
Lyngmarksbræen	$0,57 \pm 0,09$ ka	île de Disko (69°N)	10Be	Moraine	Jomelli et al., 2016
Lyngmarksbræen	$0,30 \pm 0,06$ ka	île de Disko (69°N)	10Be	Moraine	Jomelli et al., 2016

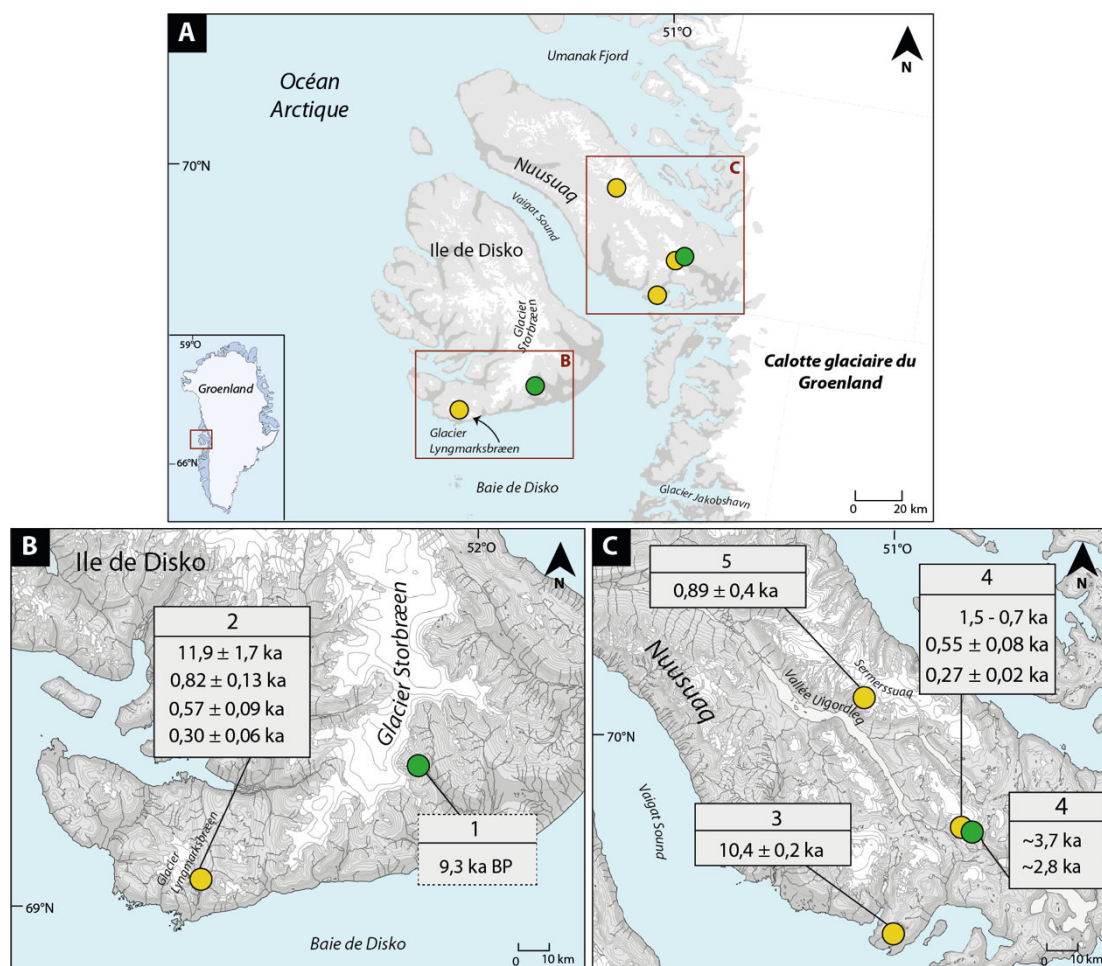


Figure 24 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires par datation absolue dans le centre-ouest du Groenland. Les cercles jaunes correspondent aux âges obtenus par datation cosmogénique, les cercles verts correspondent aux âges obtenus par datation au radiocarbone. Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020). L'encadré pointillé représente l'âge d'une moraine estimé par son auteur mais dont la précision est trop faible pour être confirmée (voir texte pour plus d'explications) 1 : Ingölfsson *et al.* (1990) ; 2 : Jomelli *et al.* (2016) ; 3 : O'Hara *et al.* (2017) ; 4 : Schweinsberg *et al.* (2019) ; 5 : Young *et al.* (2015). Source fond de carte : Nunagis.

3.2.5. Sud du Groenland

Dans la partie sud du Groenland, les phases d'expansions glaciaires de glaciers individuels ont été documentées par sept études fondées sur l'analyse de sédiments lacustres et l'utilisation de la datation ^{14}C (Fig. 25). Dans le sud-est de l'île, le lac Kulusuk (65°N) enregistre les fluctuations d'un glacier de montagne depuis les 9500 dernières années (Balascio *et al.*, 2015).

Bien que l'étude ne couvre pas l'ensemble de l'Holocène, elle montre des expansions glaciaires pendant l'Holocène Ancien autour de 8,2 ka, six avancées glaciaires majeures à 4,1 ; 3,9 ; 3,2 ; 2,8 ; 2,1, et 1,3 ka et une expansion progressive du glacier pendant le PAG vers 0,7 ka ([Balascio et al., 2015](#)).

Dans le sud-ouest de l'île, l'étude du lac Crash à proximité de la calotte glaciaire de Sukkertoppen (66°N) suggère également plusieurs avancées glaciaires pendant l'Holocène à ~9 ka, 4,6 ka 1,8, 1,2 et 0,7 ka ([Schweinsberg et al., 2018](#)).

Dans le Fjord de Kobbe (64°N), l'analyse sur les ~9300 dernières années des sédiments des lacs IS21, Langesø, et Badesø renseigne les fluctuations de trois glaciers de montagne. Ces analyses ne montrent pas d'avancée glaciaire pendant l'Holocène Ancien. En revanche, elles documentent des avancées glaciaires importantes pendant l'Holocène Récent vers ~3,6-3,5, ~1,6 et ~0,8 ka qui coïncident avec le refroidissement du Néoglaciare ([Larsen et al., 2017](#)). À une trentaine de kilomètres, certaines phases d'avancées glaciaires similaires sont enregistrées par deux lacs du Fjord Bukse (lac Pers et lac T3) à ~1,4 et 0,1 ka ([Larocca et al., 2020b](#)) (Fig. 25A).

Dans la partie la plus au sud du Groenland (Fig. 25B), une étude récente des sédiments de lacs proglaciaires (Quvnerit et Alakariqssoq) documente des épisodes courts d'expansion glaciaire entre ~10,5-8 ka ([Larocca et al., 2020a](#)). [Larocca et al. \(2020a\)](#) interprètent ces signaux comme la preuve d'un Holocène Ancien froid (avec des températures estivales n'excédant pas plus de 1,2°C par rapport à aujourd'hui) et un Maximum Holocène Thermique tardif dans cette région du Groenland (ce qui concorde avec les reconstructions de températures régionales présentées dans le chapitre 1). Des avancées glaciaire enregistrées de la dernière oscillation froide du PAG vers ~0,2-0,1 ka sont également documentées sur trois sites lacustres (Quvnerit, Alakariqssoq et Unartoq) ([Larocca et al., 2020a](#)).

Mis à part les études fondées sur l'analyse de sédiments lacustres, une seule étude, particulièrement récente, apporte des informations sur les fluctuations d'un glacier de montagne par datation ^{10}Be dans le Sud du Groenland. Les fluctuations d'une langue glaciaire individuelle de la région de Prins Christian Sund (59°N) est documentée par datation ^{10}Be avec deux moraines datées à $11,0 \pm 0,4$ (n=2) et $10,1 \pm 0,4$ ka (n=2) ([Levy et al., 2020](#)).

Dans la partie sud du Groenland, l'analyse de sédiments lacustres est largement plus utilisée que la datation de moraines (Tab. 4). Les deux moraines datées au ^{10}Be ne documentent que des expansions glaciaires pendant l'Holocène Ancien. Pourtant, les sept analyses de sédiments lacustres suggèrent de multiples avancées glaciaires pendant l'Holocène Récent. Il est donc

essentiel de multiplier les analyses ^{10}Be sur des moraines pour confronter les informations fondées sur l'analyse de sédiments lacustres et améliorer nos connaissances sur l'évolution des glaciers dans cette partie de l'île.

Tableau 4 : Liste des âges cosmogéniques et radiocarbone renseignant les périodes d'avancées des glaciers individuels et des calottes glaciaires secondaires dans le sud du Groenland mentionnés dans le texte. Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020).

Nom de site	Période d'expansion glaciaire	Sécteur	Méthode	Materiel	Référence
Lac Crash	~9 ka 4,6; 1,8 ; 1,2 ; 0,7 ka	Sukkertoppen (66°N)	14C	Sédiments lacustres	Schweinsberg et al., 2018
Lac Kulusuk	8,2 ka 4,1 ; 3,9 ; 3,2 ; 2,8 ; 2,1, 1,3; 0,7 ka	Kulusuk (65°N)	14C	Sédiments lacustres	Balascio et al., 2015
Lacs IS21, Langesø, et Badesø	~3,6-3,5 ; ~1,6 ; ~0,8 ka	Fjord de Kobbe (64°N)	14C	Sédiments lacustres	Larsen et al., 2017
Lacs Pers et lac T3	~1.4 et 0,1 ka	Fjord Bukse (64°N)	14C	Sédiments lacustres	Larocca et al., 2020b
Lac Alakariqssoq	~10,5-8 ka ~0,2-0,1 ka	Fjord de Litchenau (60°N)	14C	Sédiments lacustres	Larocca et al., 2020a
Lac Uunartoq	~0,2-0,1 ka	Fjord Alpta (60°N)	14C	Sédiments lacustres	Larocca et al., 2020a
Lacs Quvnerit	~10,5-8 ka ~0,2-0,1 ka	Île de Christian IV (60°N)	14C	Sédiments lacustres	Larocca et al., 2020a
Glacier local sans nom	11,0 ± 0,4	Prins Christian Sund (60°N)	10Be	Moraine	Levy et al., 2020
Glacier local sans nom	10,1 ± 0,4	Prins Christian Sund (60°N)	10Be	Moraine	Levy et al., 2020

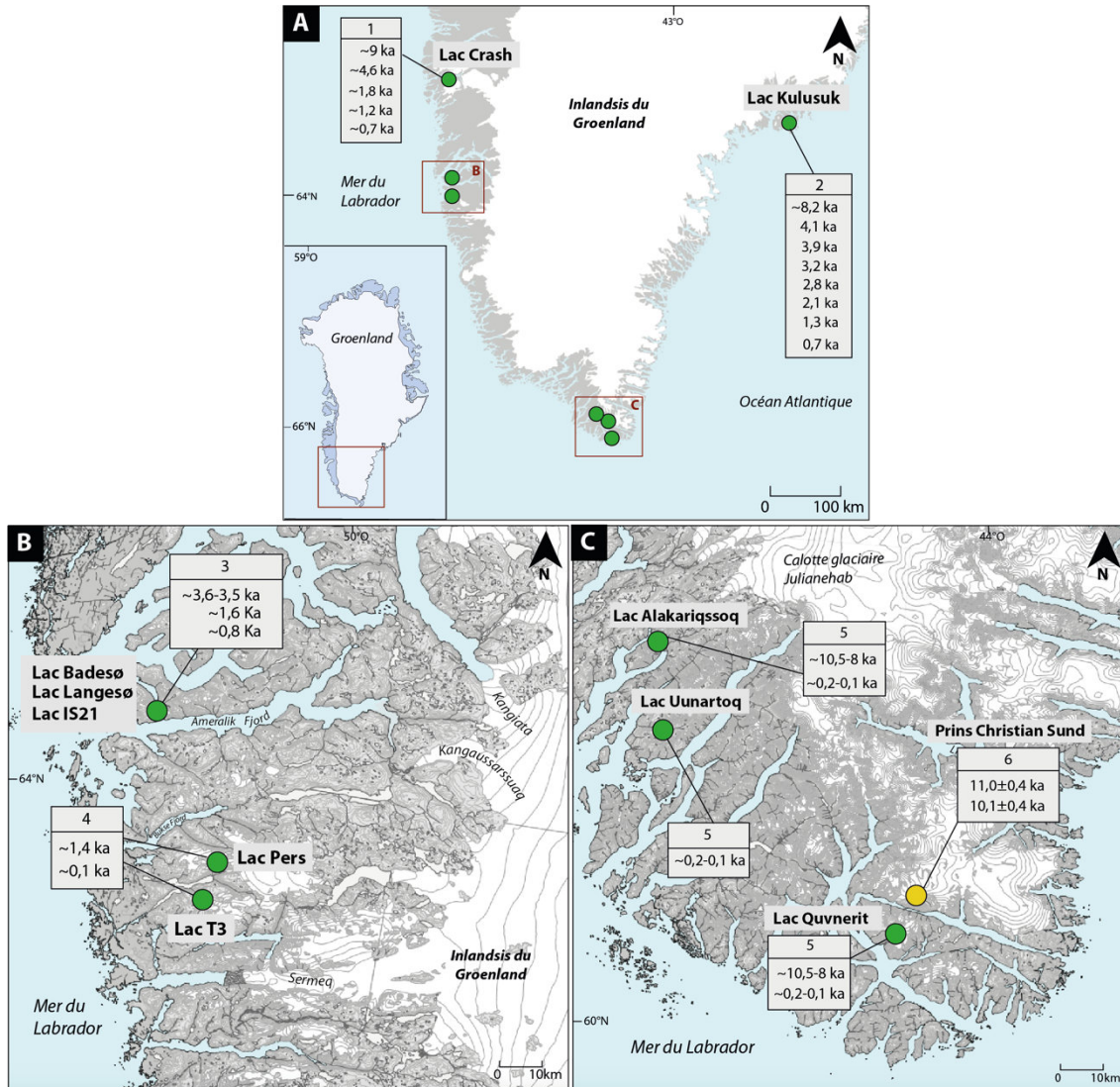


Figure 25 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires à partir de l'analyse de sédiment lacustre dans le sud du Groenland. Une seule étude, particulièrement récente, utilise la datation absolue de moraine dans cette partie de l'île. Les cercles jaunes correspondent aux âges obtenus par datation cosmogénique, les cercles verts correspondent aux âges obtenus par datation au radiocarbone. Les âges ^{14}C ont été recalculés à partir de la courbe de calibration IntCal20 (Bronk Ramsey *et al.*, 2020) sur Oxcal V4 4.4. Données atmosphériques de Reimer *et al.* (2020). 1 : Schweinsberg *et al.* (2018) ; 2 : Balascio *et al.* (2015) ; 3 : Larsen *et al.* (2017) ; 4 : Larocca *et al.* (2020b) ; 5 : Larocca *et al.* (2020a) ; 6 : Levy *et al.* (2020). Source fond de carte : Nunagis.

3.2.6. Bilan des connaissances sur les fluctuations glaciaires holocènes au Groenland

À l'échelle du Groenland, les moraines holocènes les plus anciennes sont datées de la première partie de l'Holocène. Elles ont été clairement identifiées dans l'ensemble des régions du Groenland à l'aide de la datation ^{10}Be (Kelly *et al.*, 2008; O'Hara *et al.*, 2017; Levy *et al.*, 2020), excepté dans la partie la plus au nord de l'île (Larsen *et al.*, 2016). Aucune moraine de glacier individuel ou de calotte secondaire ne permet de mettre en évidence une expansion glaciaire significative pendant l'événement climatique 8.2 au Groenland, pourtant visible dans certains sédiments lacustres (Balascio *et al.*, 2015) et bien marqué dans les reconstructions de températures.

Jusqu'à présent, aucune moraine de glacier déconnecté de l'Inlandsis n'a été datée de l'Holocène Moyen. Les seules informations proviennent des enregistrements lacustres qui montrent des glaciers plus petits qu'aujourd'hui ou même absents (Balascio *et al.*, 2015; Larocca *et al.*, 2020a). L'Holocène Moyen ne semble donc pas être une période propice aux avancées glaciaires sur l'île, ce qui concorde avec les reconstructions de températures holocènes.

Les études de glaciers déconnectés de l'inlandsis enregistrent à nouveau des avancées glaciaires sur presque l'ensemble de l'île lorsque les températures baissent à nouveau au Néoglaciale. La reprise de l'activité glaciaire est mise en évidence par la datation cosmogénique de nombreuses moraines dans le centre-est, (Kelly *et al.*, 2008; Levy *et al.*, 2016) et le centre-ouest du Groenland (Jomelli *et al.*, 2016; O'Hara *et al.*, 2017; Schweinsberg *et al.*, 2019), mais aussi par l'étude de sédiments lacustres dans le nord-est (Adamson *et al.*, 2018) et dans le sud de l'île (Balascio *et al.*, 2015; Schweinsberg *et al.*, 2018; Larocca *et al.*, 2020a).

Des moraines datées d'une période antérieure au PAG montrent que certains sites du centre du Groenland ont connu des expansions glaciaires importantes pendant l'Holocène Récent (Young *et al.* 2015; Jomelli *et al.* 2016; O'Hara *et al.*, 2017; Schweinsberg *et al.*, 2019). C'est le cas des moraines datées de l'OCM par Young *et al.* (2015) et Jomelli *et al.* (2016) qui suggèrent donc des épisodes froids plus marqués qu'au PAG dans le centre-ouest de l'île. Ces résultats sont particulièrement intéressants, car ils sont en contradiction avec les reconstructions de températures du sud du Groenland présentées précédemment (Lasher & Axford, 2019) (cf. chapitre 1, Fig. 8) et soulèvent une nouvelle fois la question de la variabilité spatiale du climat au Groenland pendant l'Holocène.

D'autres avancées glaciaires antérieures au PAG ont également été enregistrées pendant l'Holocène Récent dans le nord-est et le sud de l'île par des sédiments lacustres. Cependant, les analyses ne montrent pas si elles ont pu être plus étendues que celles du PAG (Balascio *et al.*,

2015 ; Larocca *et al.*, 2020a) et l'absence de chronologie glaciaire basée sur la datation de moraine de glacier déconnecté de l'Inlandsis dans ces deux régions ne permet pas d'établir de conclusion à ce propos.

3.3. Présentation des sites d'études

On constate rapidement que certaines parties du Groenland ne sont pas ou peu investies par les chercheurs. Par ailleurs, les sites les plus étudiés présentent généralement des chronologies glaciaires incomplètes. Pour mieux comprendre l'évolution régionale des glaciers et faire le lien avec la variabilité du climat au Groenland pendant l'Holocène, il est primordial de construire des nouvelles chronologies glaciaires robustes de manière continue le long des côtes et de documenter au maximum la période des 11700 dernières années.

Le choix des sites d'études s'est fait en fonction de l'accessibilité, des financements et des connaissances issues de missions précédant ce doctorat. Quatre sites d'études ont donc été sélectionnés pour cette thèse : l'île de Clavering, la vallée de Tasilap, la vallée d'Isortup et l'île de Disko (Fig. 26).

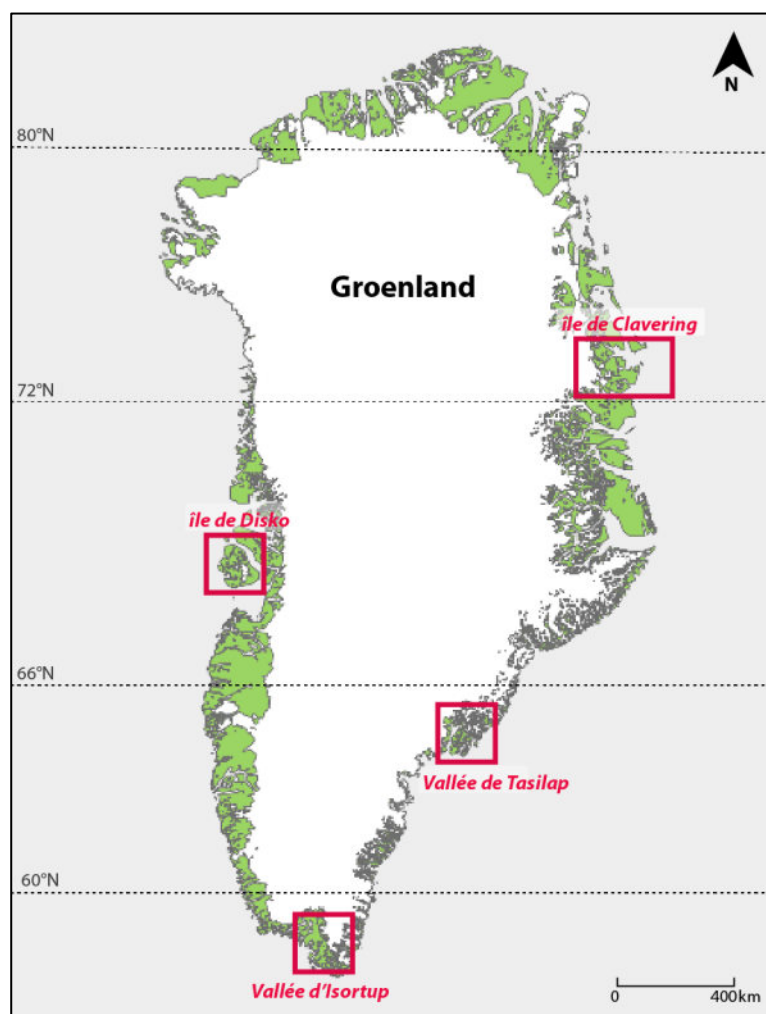


Figure 26 : Localisation des sites d'études dans cette thèse. L'île de Clavering, la vallée de Tasilap et la vallée d'Isortup sont les sites choisis pour construire des nouvelles chronologies glaciaires fondées sur la datation ^{10}Be de moraines et ainsi améliorer nos connaissances des fluctuations glaciaires à l'échelle de l'île. L'île de Disko est un site choisi pour explorer l'utilisation d'un modèle glaciologique pour obtenir des informations paléoclimatiques fondées sur la position de moraines datées par ^{10}Be avant le début de cette thèse par Jomelli *et al.* (2016). Fond de carte : Esri, Aeh Asiaq.

3.3.1. Logistique et financements

Pour la construction de chronologies glaciaires, cette thèse s'est appuyée sur deux missions de terrain au Groenland. Entre 2012 et 2013, une première équipe de terrain (équipe 1) se constituait des membres suivant : Vincent Jomelli (Directeur de Recherche au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (CEREGE) et anciennement au laboratoire de Géographie Physique (LGP), CNRS – Université Paris 1) ;

Vincent Rinterknecht (à l'époque chercheur à l'Université St Andrews, CNRS) et Daniel Brunstein (Ingénieur de Recherche, CNRS). Les missions de terrain ont été financées par le projet ANR *CEPS GREEN GREENLAND* (bourse ANR-10-CEPL-0008) et par un financement d'INTERACT, un réseau arctique qui propose des bases scientifiques dans les régions arctiques, alpines et les zones forestières voisines (convention de subvention N°. 262693). L'équipe 1 s'est rendue sur l'île de Disko, dans la vallée de Tasilap (proche de la station scientifique de Sermilik), dans la vallée d'Isortup, et sur l'île de Clavering (proche de la station scientifique de Zackenberg) pour échantillonner des moraines une première fois. Cependant des problèmes en laboratoire n'ont pas permis d'exploiter les résultats mis à part pour l'île de Disko (Jomelli *et al.*, 2016) (voir partie 2 : Méthodologie).

Au début de ce travail de doctorat, une nouvelle mission de terrain a été réalisée pendant l'été 2017. Les membres qui constituaient cette nouvelle équipe (équipe 2) étaient Vincent Jomelli, Marie Chenet (Maître de conférences à l'Université Paris 1) et moi-même. La rédaction du projet de mission a permis d'obtenir de nouveaux financements INTERACT (convention de subvention N°. 730938) et à une bourse à la mobilité internationale de l'université Paris 1. Sur la base de ces financements, la nouvelle équipe a pu retourner échantillonner des moraines sur l'île de Clavering et dans la vallée de Tasilap pour renouveler des analyses en laboratoire et construire une chronologie des avancées glaciaires robuste. Une nouvelle mission d'échantillonnage dans la vallée d'Isortup n'a pas été réalisée en raison de la quantité d'échantillons de roche encore disponible au LGP.

3.3.2. Présentation de l'île de Clavering

Le site de l'île de Clavering est situé au cœur du Parc National du nord-est du Groenland (74°N) au nord de la baie de Gael Hamkes et du golfe de Godthåb. Séparée du continent par le fjord de Copeland à l'ouest et le Trangfjord au nord, l'île a une superficie de ~1500 km² et un littoral de ~165 km. L'île de Clavering est située à ~8 km au sud de la station scientifique de Zackenberg et de la station militaire danoise de Daneborg (Fig. 27). Le financement INTERACT permet notamment un accès au matériel de la station scientifique de Zackenberg, ce qui comprend toute la logistique pour parvenir sur l'île de Clavering. L'île est soumise à un climat typique du Haut-Arctique (Kottek *et al.*, 2006). La station scientifique de Zackenberg enregistre une température moyenne annuelle de l'air de -9°C (amplitude annuelle : ~24,5 à 6,6°C) sur la période 1996-2015 (Hobbie *et al.*, 2017). Pendant la saison estivale, la température moyenne de l'air est de

4,5°C (Hobbie *et al.*, 2017) et les précipitations moyennes sont de ~200 mm/an, dont 83 % sous forme de neige (Hansen *et al.*, 2008b; Hinkler *et al.*, 2008).



Figure 27 : Localisation de l'île de Clavering dans le nord-est du Groenland. Source fond de carte : Arctic DEM, Earthstar Geographics.

L'île de Clavering est principalement constituée de granites et de gneiss combinés à quelques micaschistes et basaltes (Koch & Haller, 1971; Henriksen *et al.*, 2009; Pedersen *et al.*, 2013) (Fig. 28). Elle abrite, principalement en son centre, un relief montagnard avec deux calottes glaciaires principales (Fig. 29) : la première est la calotte glaciaire de Skillegletcher située au nord. Elle couvre une superficie de ~250 km² et culmine à 1619 m d'altitude. La seconde est la calotte glaciaire de Taggletscher. Il s'agit d'une calotte glaciaire plus petite (~16 km²) située dans la partie sud de l'île. On trouve également quelques langues glaciaires individuelles, principalement localisées dans la partie nord de l'île. Dans cet espace montagnard, le relief témoigne de l'empreinte glaciaire sur l'île avec des vallées en auge et des dépôts morainiques qui ont favorisé la naissance de lacs proglaciaires en marge de quelques langues glaciaires. On retrouve également des dépôts morainiques en marge des montagnes englacées dans le sandur communément appelé « le plateau de Théodolite » par les explorateurs européens (Wordie &

al., 1926) (Fig. 30). L'ouest et une petite partie du nord-est de l'île présente également un relief montagnard non englacé dont l'altitude est moins élevée que dans la partie centrale de l'île (maximum 1230 m d'altitude). L'ensemble des versants est caractérisé par des dépôts de pente issus de lave torrentielle, d'éboulis et du ravinement. Le sud-est de l'île est principalement caractérisé par un plateau disséqué (Fig. 29). Une dynamique littorale se démarque aussi sur l'île. Les eaux de fontes des glaciers alimentent les cours d'eau principaux de l'île et déversent de l'eau et des sédiments vers quelques grands deltas à l'extrémité de vallées glaciaires, fluviales ou mixtes (Kroon *et al.*, 2010).

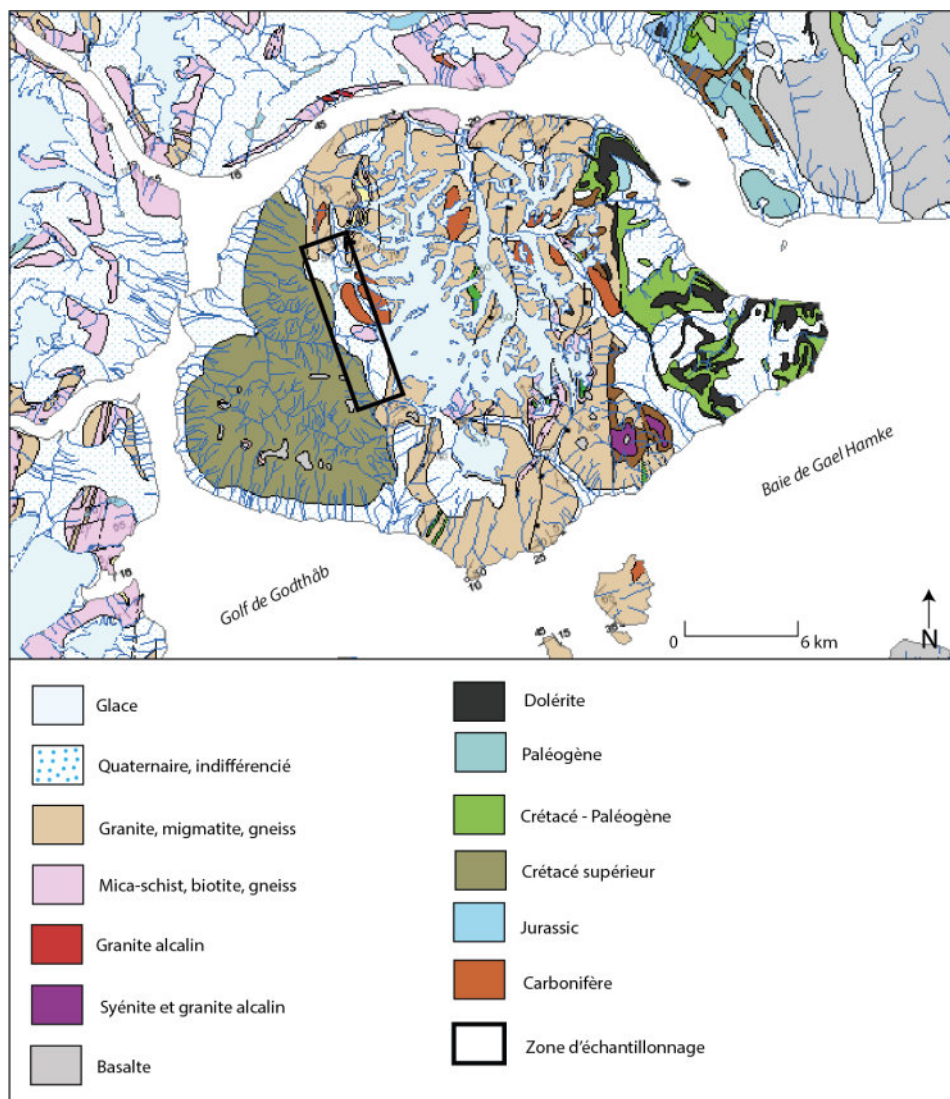


Figure 28 : Carte géologique de l'île de Clavering d'après l'institution The Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS). Les données géologiques sont disponibles sur l'application Web-GIS (<http://data.geus.dk/map2/geogreen>).

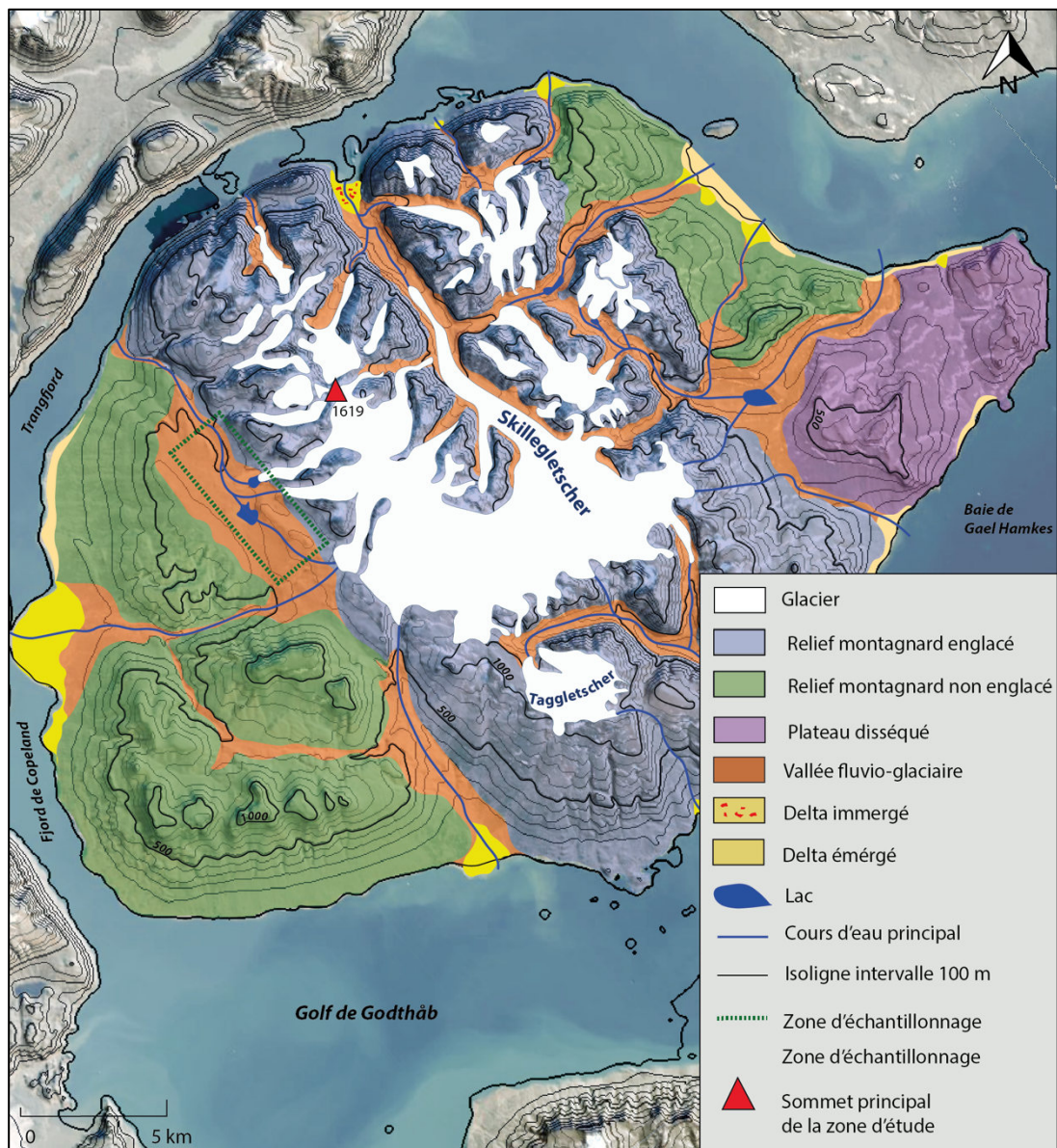


Figure 29 : Croquis topomorphologique de l'île de Clavering réalisé à partir d'images satellites et des données de Arctic DEM.

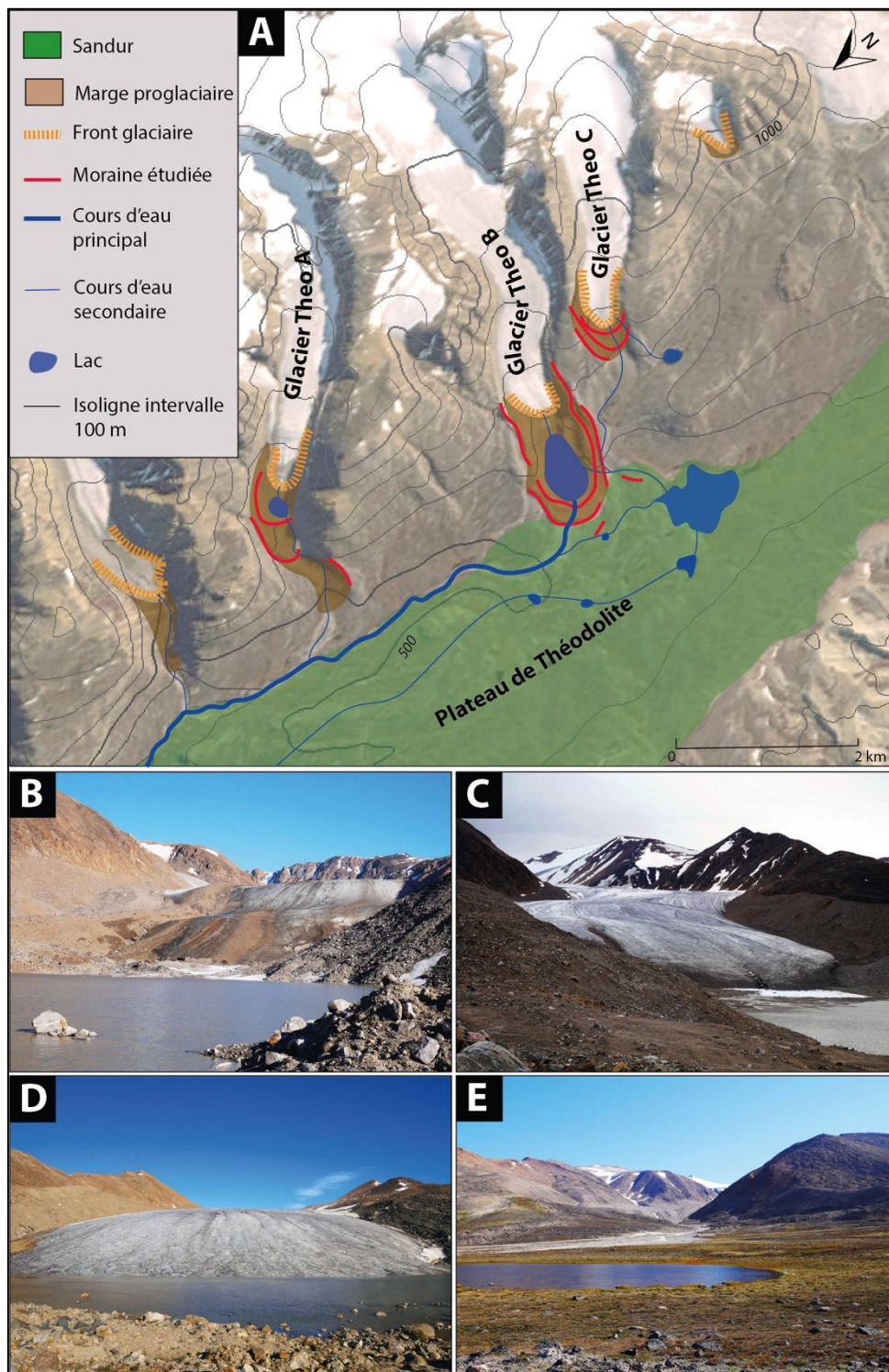


Figure 30 : Présentation de la zone d'étude sur l'île de Clavering. A: Carte de localisation des trois glaciers et des moraines étudiées sur l'île. Source fond de carte : Arctic DEM. B : Photographie du glacier Theo A. C : Photographie du glacier Theo B. D : Photographie du glacier Theo C. E : Photographie du plateau de Théodolite en marge des glaciers. Source : Biette, 2017.

Dans le cadre de cette thèse, nous avons réalisé des nouvelles chronologies glaciaires à partir de la datation cosmogénique de moraines formées par trois langues glaciaires qui s'écoulent en direction du nord-ouest en marge du plateau de Théodolite dans l'ouest de l'île (Fig. 30). Les détails de cette étude sont présentés dans le chapitre 7 sous la forme d'un article scientifique publié dans la revue *Boreas*.

3.3.3. Présentation de la vallée de Tasilap

La vallée de Tasilap est localisée au nord du fjord d'Angmassalik dans le sud-est du Groenland, à environ 60 km au nord de l'île de Kulusuk (66°N). Elle couvre une superficie de ~215 km² sur 17 km, avec des altitudes comprises entre 15 et 337 m dans le fond de vallée et une altitude maximale de 2140 m sur les sommets.

Une station scientifique gérée par INTERACT (station de Sermilik) est située sur la côte ouest de l'île d'Ammassalik à ~50 km de notre site d'étude (Fig. 31). Malgré une prise de contact avec les gérants de la station, il a été préférable d'un point de vue logistique de nous rendre directement dans la vallée de Tasilap en utilisant le financement de la bourse à la mobilité de l'université Paris 1 Panthéon Sorbonne.

La station météorologique la plus proche se situe dans la petite ville de Tasiilaq à 61 km de la vallée de Tasilap. La région est soumise à un climat océanique arctique tempéré avec une température moyenne annuelle de 1°C sur la période 1895- 2018 (Cappelen, 2018). Pendant la saison estivale, la température moyenne est ~6°C contre ~ -7°C pendant la saison hivernale. Les précipitations moyennes enregistrées sont de 879,4 mm/an sur la période 1895-2017 (Cappelen, 2018).

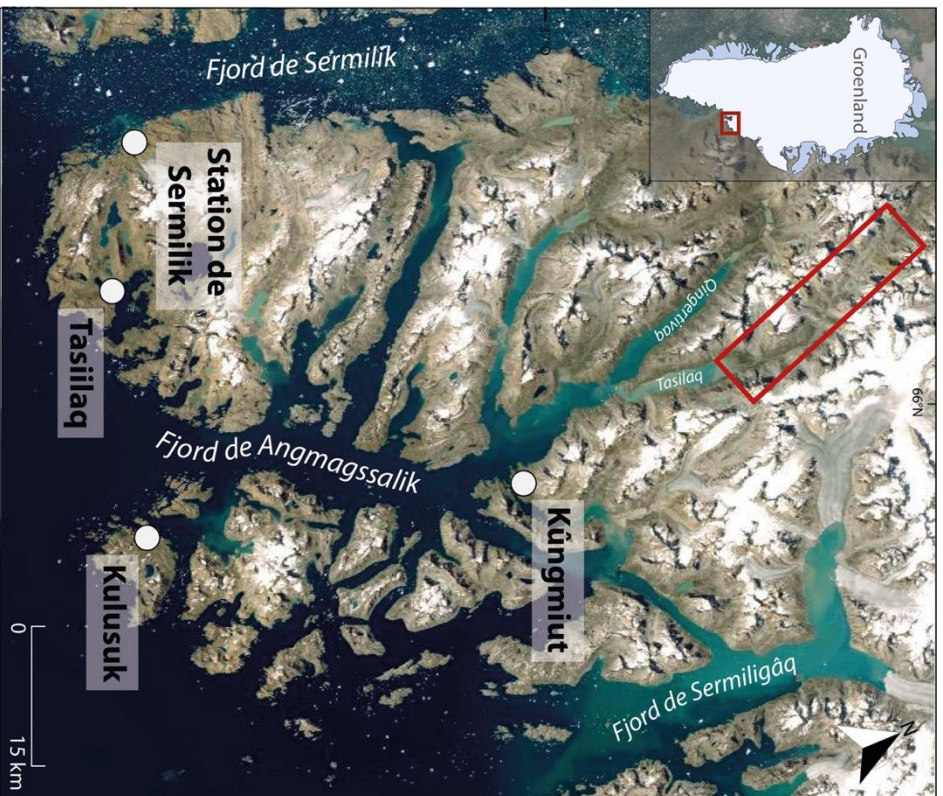


Figure 31 : Carte de localisation de la vallée de Tasilaq dans le sud-est du Groenland. Source fond de carte : Arctic DEM, Earthstar Geographics.

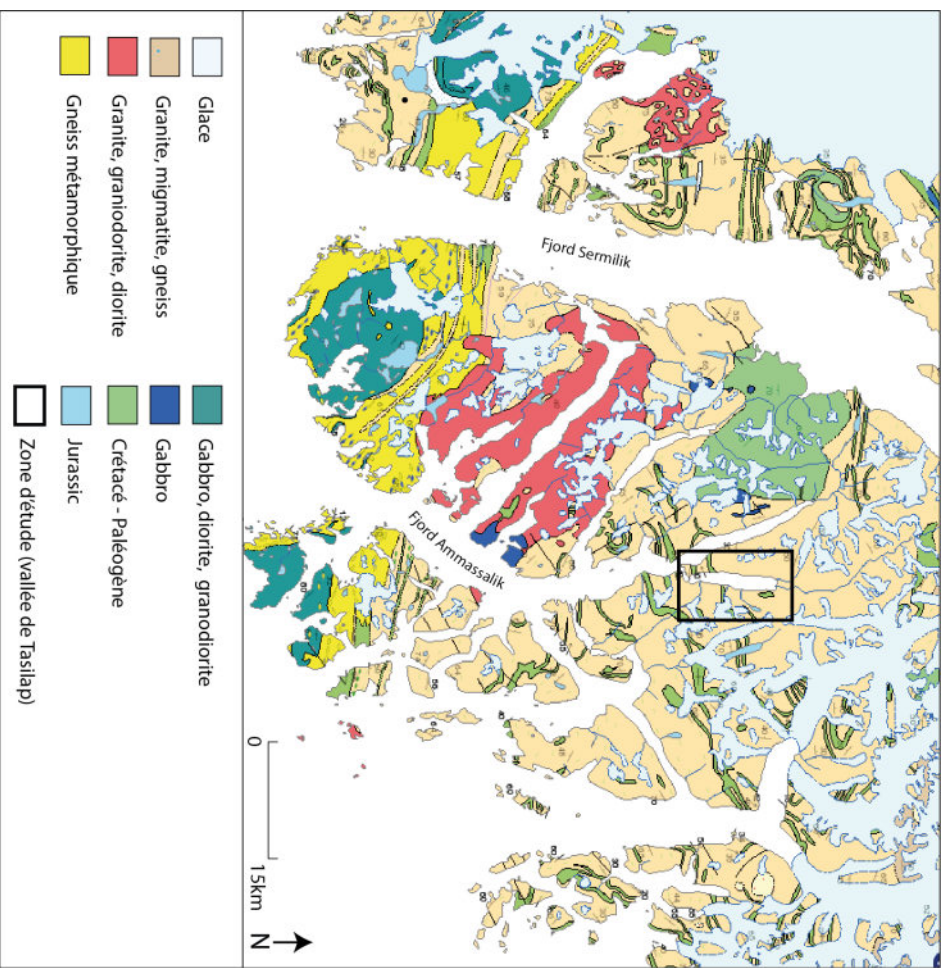


Figure 32 : Carte géologique de la région de Kulusuk d'après l'institution The Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS). Les données géologiques sont disponibles sur l'application Web-GIS (<http://data.geus.dk/map2/geogreen>).

La vallée de Tasilap est essentiellement composée de gneiss, de granite grenat et d'un complexe de charnockite riche en quartz basique (Wager & O., 1935; Wright *et al.*, 1973; Humlum & Christiansen 2008) (Fig. 32). Elle présente les caractéristiques d'un paysage alpin (Sugden, 1974) avec de nombreuses langues glaciaires de part et d'autre des versants dont les eaux de fonte alimentent les cours d'eau de la vallée jusqu'à l'embouchure d'un fjord secondaire : le fjord de Tasilaq (Fig. 33). On distingue également des sommets de versants très abrupts érodés par la glace (horn) et de nombreuses moraines non végétalisées en marge des langues glaciaires actuelles qui témoignent du retrait récent de plusieurs glaciers de la vallée (Fig. 34).

Dans cette vallée, nous avons échantillonné et daté par ^{10}Be les moraines de trois langues glaciaires localisées sur la rive gauche de la vallée qui s'écoulent en direction du sud-ouest et ouest (Figs. 33 et 34). Les détails de cette étude sont présentés dans le chapitre 8 sous la forme d'un un second article publié dans la revue *Boreas*.

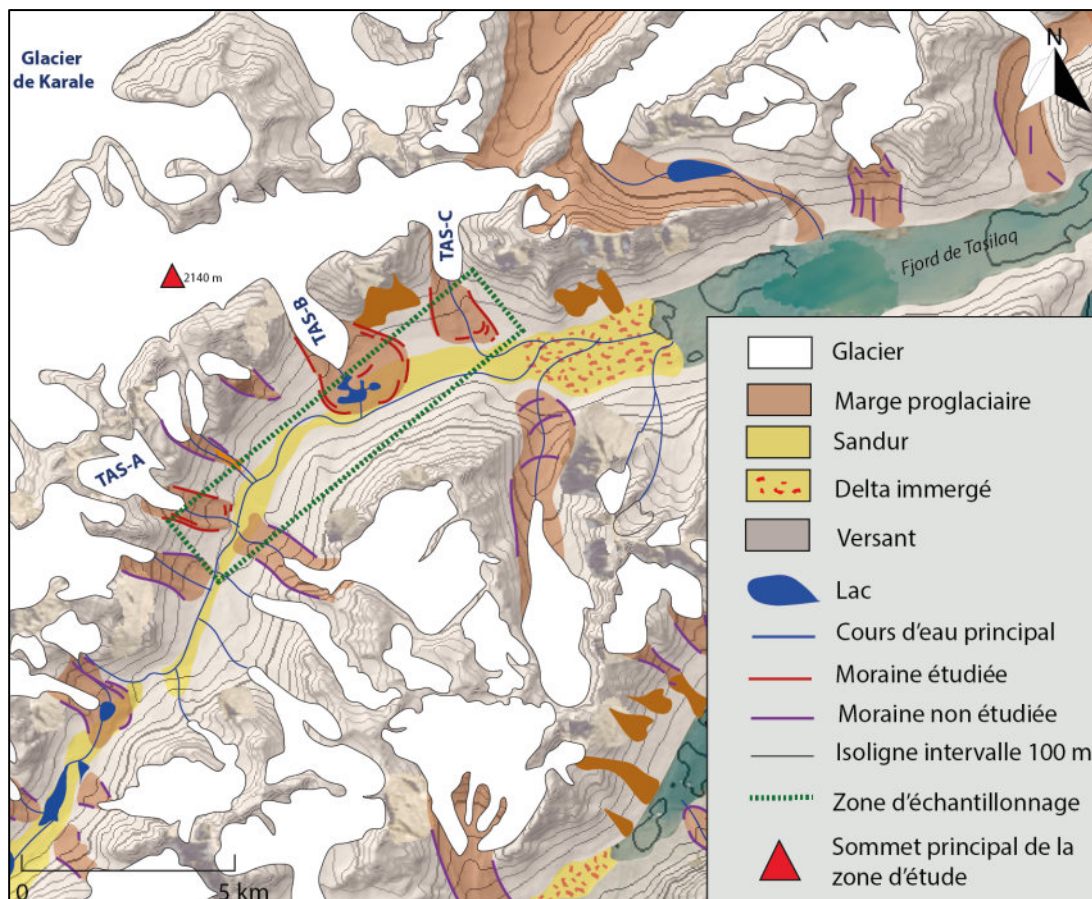


Figure 33 : Carte géomorphologique simplifiée de la vallée de Tasilap réalisée à partir d'images satellites et des données de Arctic DEM.

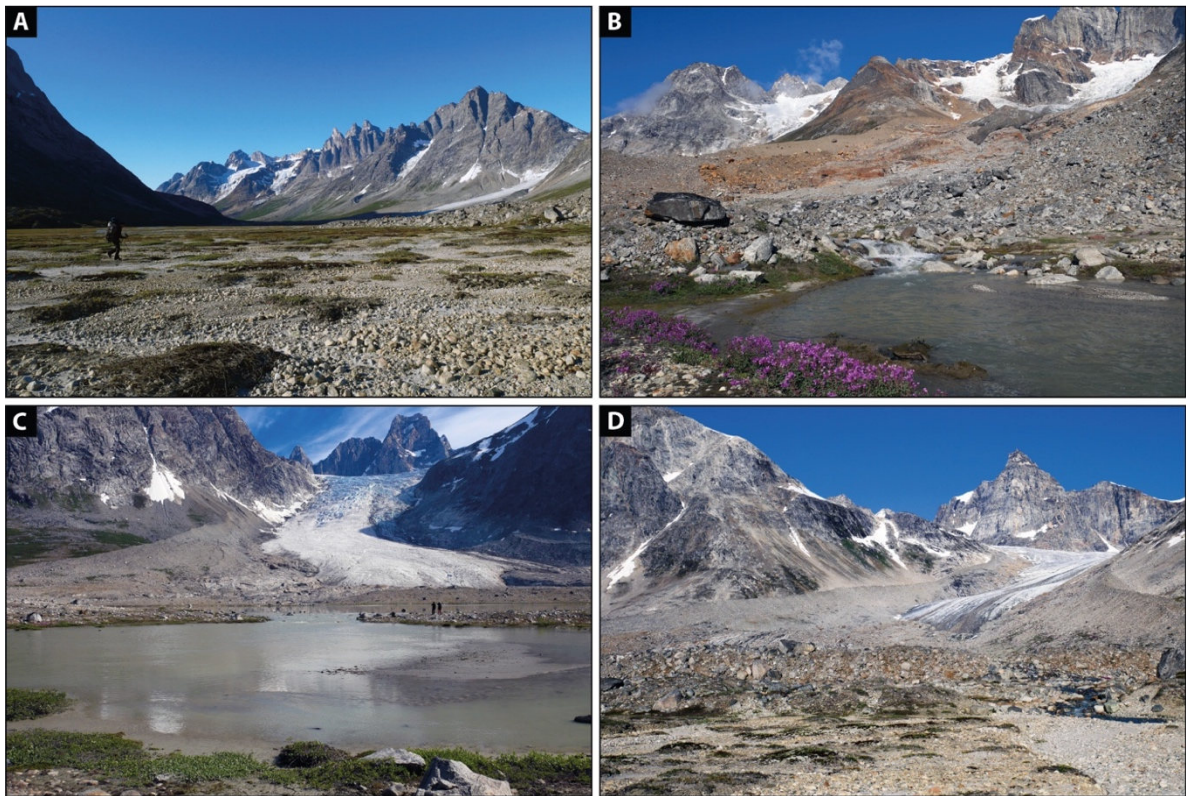


Figure 34 : Photographie de la vallée de Tasilap et des marges des glaciers étudiés. A : Photographie des versants abrupts de la rive gauche de la vallée de Tasilap. B : Photographie du glacier TAS-A. C : Photographie du glacier TAS-B. D : Photographie du glacier TAS-C. Source : Biette, 2017.

3.3.4. Présentation de la vallée d'Isortup

La vallée d'Isortup se situe dans le sud du Groenland à ~50 km au sud de la ville de Narsarsuaq (61°N) (Fig. 35). C'est une vallée glaciaire étroite qui couvre environ 173 km² sur une distance de 30 km jusqu'au fjord de Litchenau, avec des altitudes comprises entre 155 et 1097 m en fond de vallée et des sommets culminant jusqu'à ~2050 m d'altitude. C'est au cours de la mission de terrain menée par l'équipe 1 (2012-2013) que ce site a été échantillonné. En l'absence de station INTERACT à proximité, l'équipe 1 a été soutenue par un financement de l'ANR CEPS GREEN GREENLAND pour travailler dans la vallée de Isortup. Le climat de cette partie du Groenland est qualifié de subcontinental, subarctique. La station météorologique de Narsarsuaq, à 56 km au nord de la vallée, enregistre une température moyenne annuelle de 1,2°C entre 1961 et 2017 et des précipitations moyennes annuelles de 623 mm sur la période 1961-2016 (Cappelen, 2018).

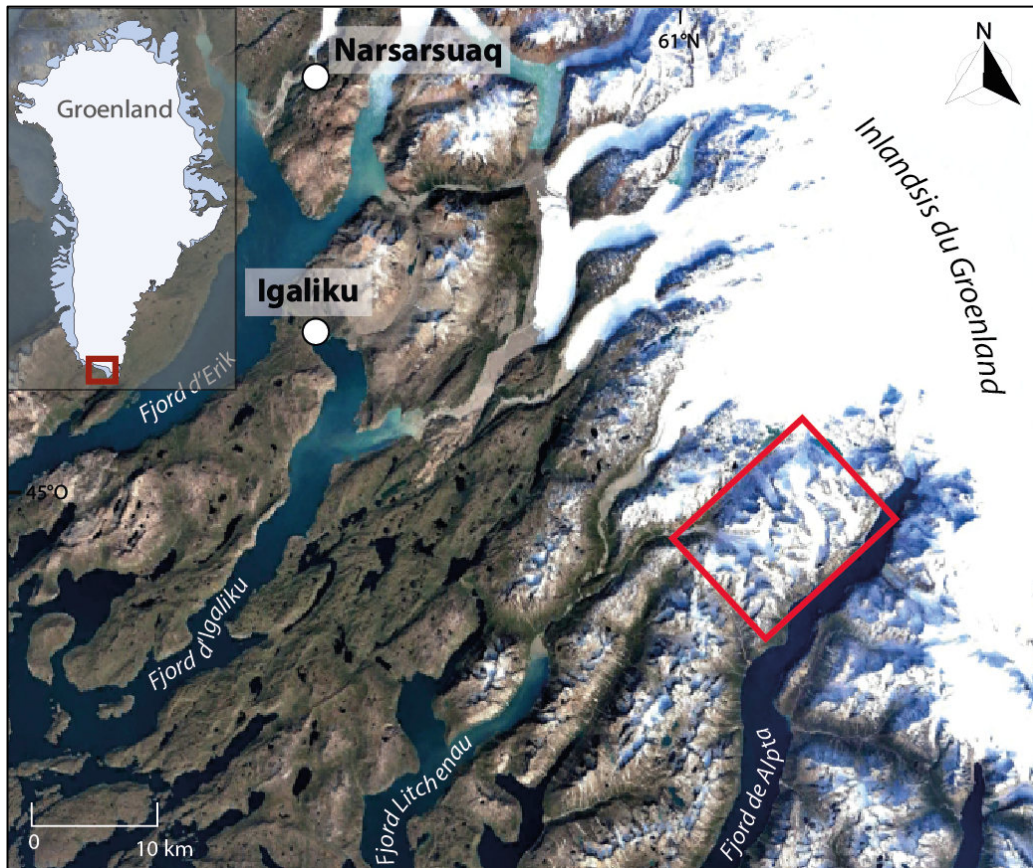


Figure 35 : Carte de localisation de la vallée d'Isortoq dans le sud du Groenland. Source fond de carte : Arctic DEM, Earthstar Geographics.

Le socle rocheux de la vallée d'Isortoq est essentiellement composé de granite (Fig. 36) combiné à des petites portions de basaltes et de grès (Allaart, 1976; Chadwick & Garde, 1996). La vallée présente de nombreuses langues glaciaires individuelles sur sa rive gauche à seulement quelques kilomètres de la calotte glaciaire du Groenland (Fig. 37). On peut observer un série de lacs glaciaires qui occupent des dépressions formées par l'érosion des glaciers et sur les versants. On distingue également sur ce site de nombreuses moraines non végétalisées en marge des langues glaciaires actuelles. Cependant, les moraines sont majoritairement difficiles d'accès en raison des versants parfois très abrupts. Dans cette vallée, l'équipe 1 a échantillonné des moraines d'un glacier délimité par de grands escarpements localisé sur la rive gauche de la vallée qui s'écoule vers le nord (Fig. 38). C'est à partir de ces échantillons que j'ai réalisé des analyses chimiques en vue de la construction d'une chronologie glaciaire. Les détails de cette étude, dont les résultats ont été publiés dans le même article que celui de la vallée de Tasilap dans la revue *Boreas*, sont présentés le chapitre 8.

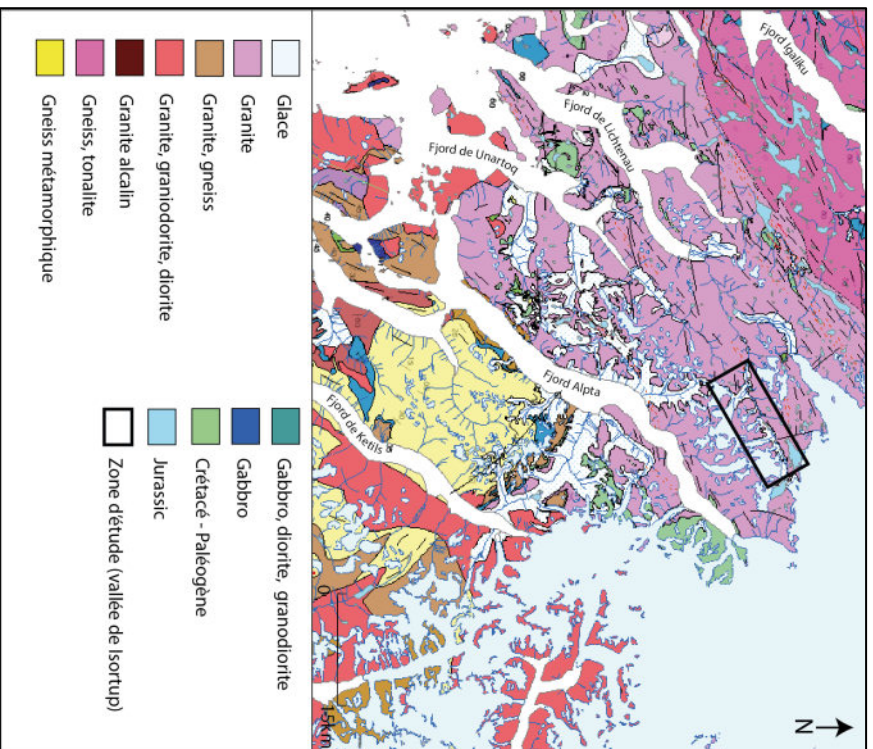


Figure 36 : Carte géologique de la région de Narsarsuaq d'après l'institution The Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS). Les données géologiques sont disponibles sur l'application Web-GIS (<http://data.geus.dk/map2/geogreen>).

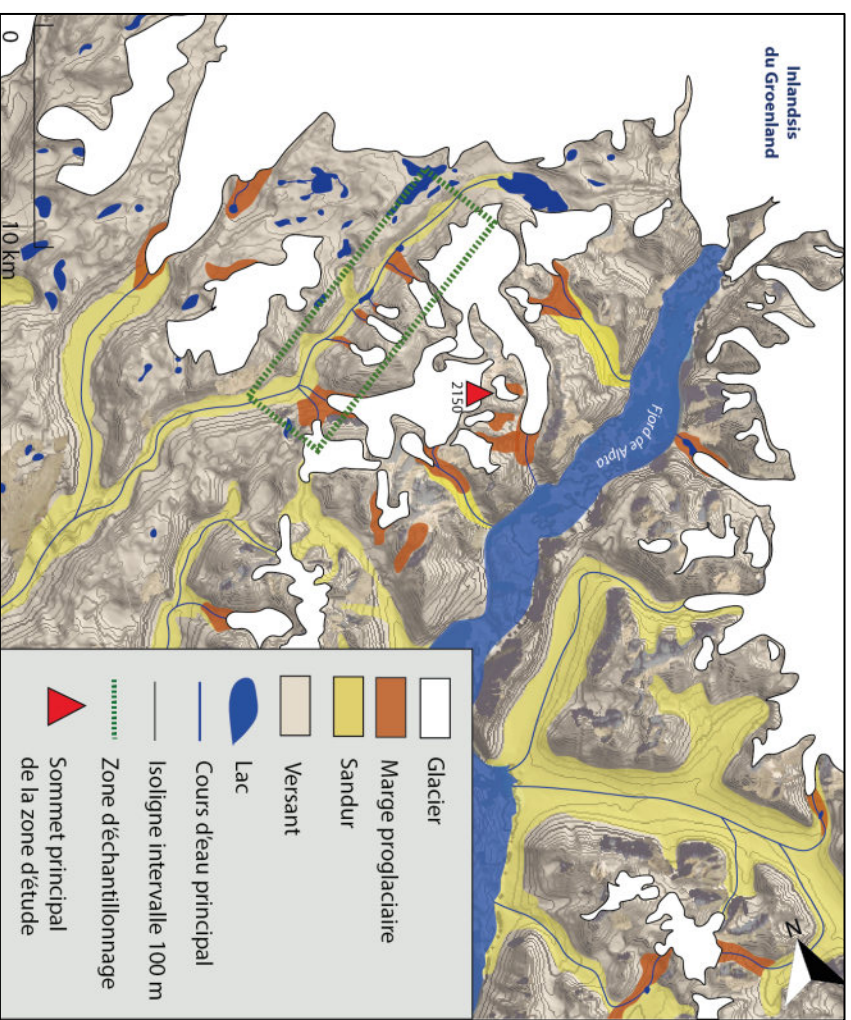


Figure 37 : Carte géomorphologique simplifiée des alentours de la vallée d'Isortup réalisée à partir d'images satellites et des données de Arctic DEM.

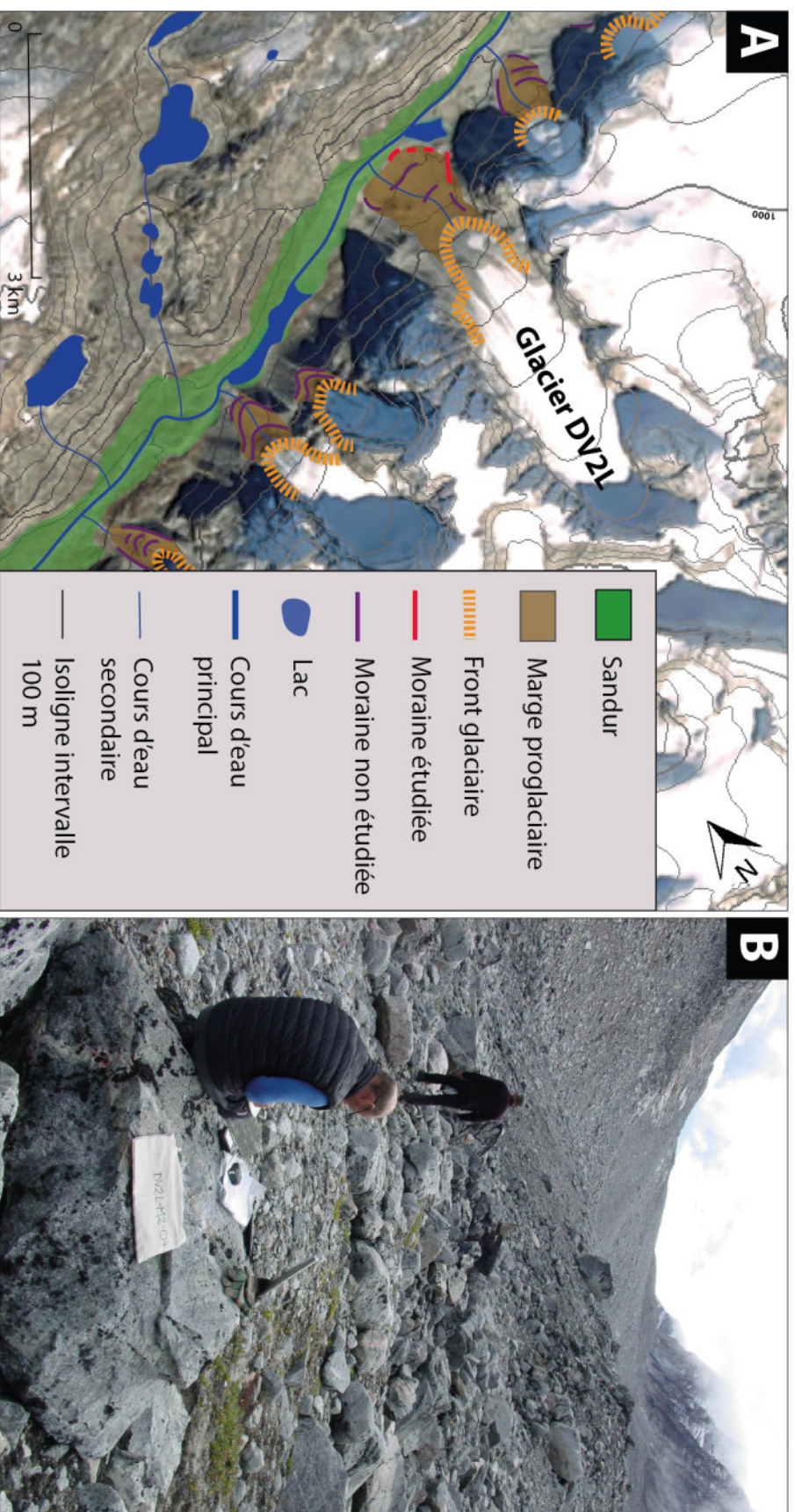


Figure 38 : Présentation du site étudiée dans le sud du Groenland. A : Carte géomorphologique simplifiée du glacier et des moraines étudiées dans la vallée de Tasllap. Source fond de carte : Arctic DEM. B : Échantillonnage sur une moraine latérale du glacier DV2L. Source photographie : Jomelli, 2013.

3.3.5. L'île de Disko

L'île de Disko (69-70°N) se situe dans le centre-ouest du Groenland, à ~70 km au nord de la ville d'Ilulissat (Fig. 39). Elle est séparée de l'île principale au nord-est par le détroit de Vaigat et par la baie de Disko au sud-est. Il s'agit de la plus grande île du Groenland avec une surface de 8 575 km² et culmine à 1887 m d'altitude (Humlum, 1998). Le littoral est de ~700 km, cependant moins de 20 % sont constitués de côtes sédimentaires (Bendixen & Kroon, 2017) et les versants sont recouverts de dépôts de pente issus de lave torrentielle, d'éboulis et de ravinement. La station *Arctic* gérée par INTERACT se situe dans la petite ville de Qeqertarsuaq dans le sud de l'île de Disko. C'est à partir de cette station scientifique et du soutien financier d'INTERACT que l'équipe 1 a pu travailler sur ce site.

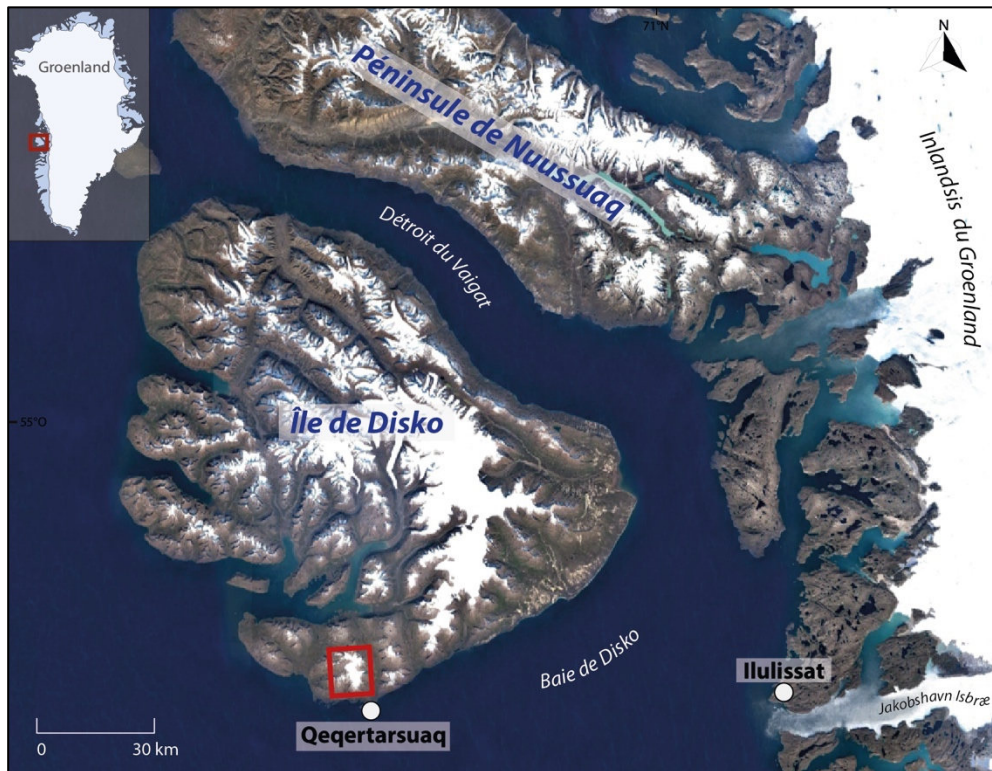


Figure 39 : Carte de localisation de la calotte glaciaire du Lyngmarksbræen sur l'île de Disko dans le centre-ouest du Groenland (encadré rouge). Source fond de carte : Arctic DEM, Earthstar Geographics.

Le climat est défini comme polaire maritime mais la partie centrale et le nord-est de l'île est soumis à un climat plus continental (Humlum, 1998). À 300 m des côtes, la station météorologique de la station *Arctic* enregistre une température moyenne annuelle avoisinant -5°C (Hansen *et al.*, 2006) et des précipitations moyennes annuelles de 436 mm (dont 60–70 % sous forme de neige) sur la période 1990-2005 (Hansen *et al.*, 2006; Blok *et al.*, 2015). Suite à plusieurs pannes au cours de son existence, les données météorologiques de l'île de Disko ont parfois été complétées par les données enregistrées à la station météorologique d'Ilulissat (Mernild *et al.*, 2014).

Le substrat rocheux de l'île de Disko est issu d'écoulements volcaniques formant des empilements de basaltes de même lithographie (Larsen & Pedersen, 2009) (Fig. 40). Environ 20 % de la superficie totale de l'île est recouverte de glace (Humlum, 1998; Yde & Knudsen, 2007). On distingue notamment plusieurs calottes glaciaires de tailles très variées, la plus grande étant la calotte glaciaire de Storbræen (Sermersuaq) d'environ 1300 km² dans le sud-est de l'île. Des langues glaciaires individuelles sont aussi présentes principalement dans le nord de l'île de Disko. De nombreuses moraines non végétalisées sont visibles en marge des différentes langues glaciaires. On observe également des sandar très profonds, des deltas immergés dans l'ouest de l'île et deux principaux deltas émergés dans le sud de l'île (Bendixen & Kroon, 2017) (Fig. 41).

Lors de sa mission de terrain, l'équipe 1 s'est concentrée sur l'étude de la calotte glaciaire du Lyngmarksbræen (32 km²) localisée à seulement 7 km au nord de la ville de Qeqertarsuaq. Elle a échantillonné des blocs morainiques d'une langue glaciaire du nord-est du Lyngmarksbræen qui s'écoule en direction du nord-est (Fig. 42). Suite à cet échantillonnage, une chronologie glaciaire couvrant l'ensemble de l'Holocène a été publiée par Jomelli *et al.* (2016). Aucune tentative de datation ne sera donc réitérée sur ce site au cours de cette thèse. Cependant, cette chronologie robuste a été l'occasion d'explorer l'utilisation d'un modèle glaciologique de type degré-jour à partir de la position des moraines datées pour proposer des scénarios paléoclimatiques au cours de l'Holocène. Les détails de cette étude sont présentés dans le chapitre 9 sous la forme d'un troisième article publié dans la revue *Géomorphologie : relief, processus, environnement*.

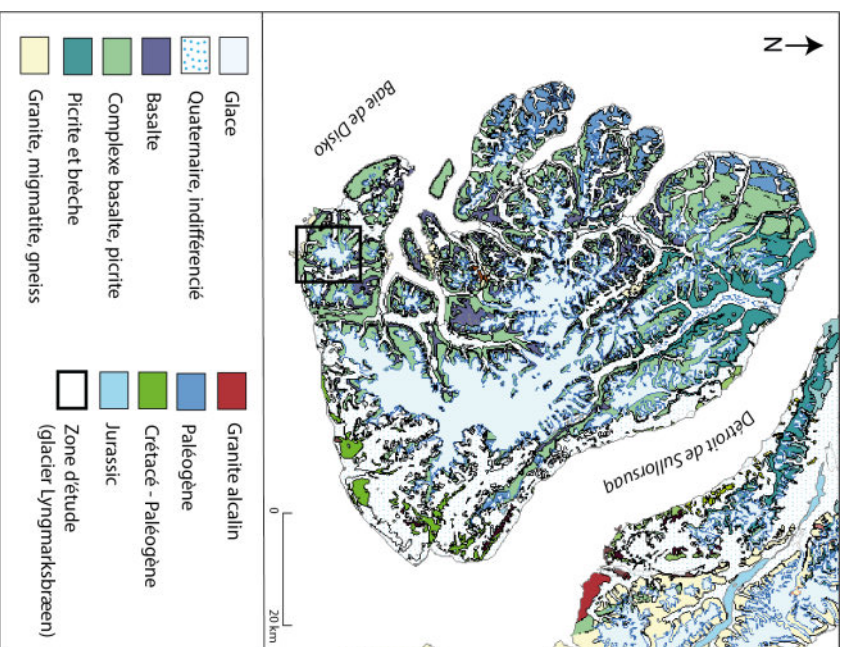


Figure 40 : Carte géologique de l'île de Disko d'après l'institution *The Geological Survey of Denmark and Greenland* (GEUS). Les données géologiques sont disponibles sur l'application Web-GIS (<http://data.geus.dk/map2/geogreen>).

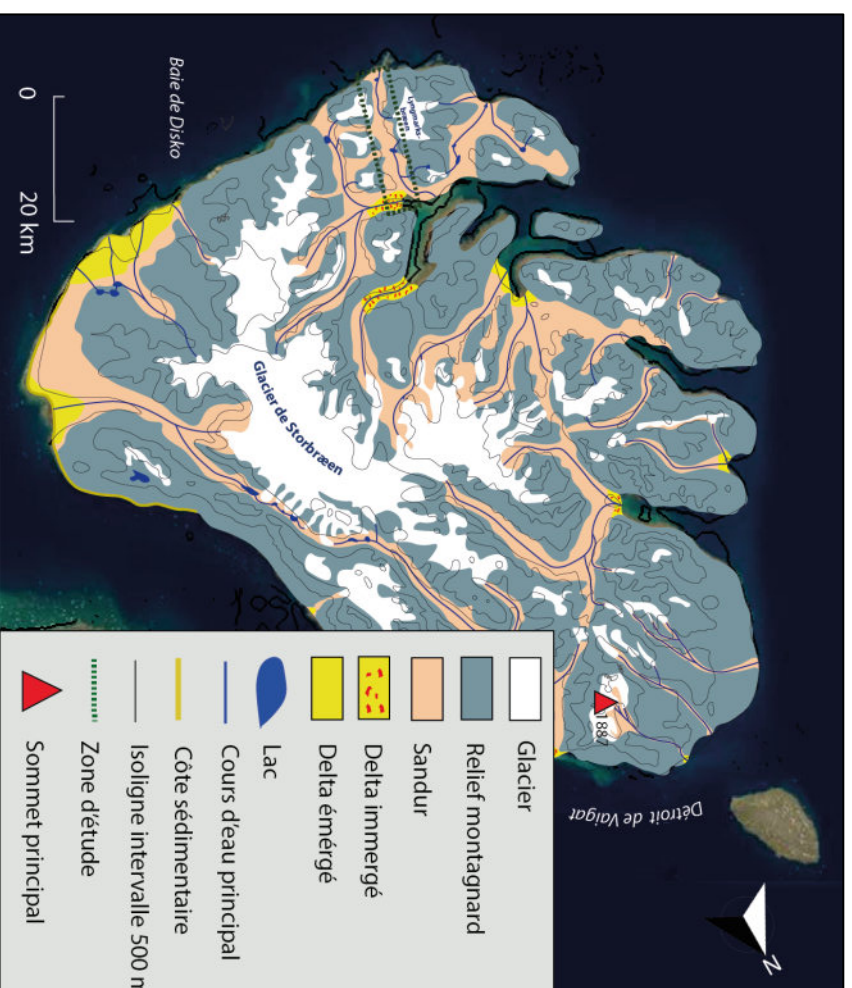


Figure 41 : Croquis topomorphologique de l'île de Disko réalisée à partir d'images satellites et des données de Arctic DEM.

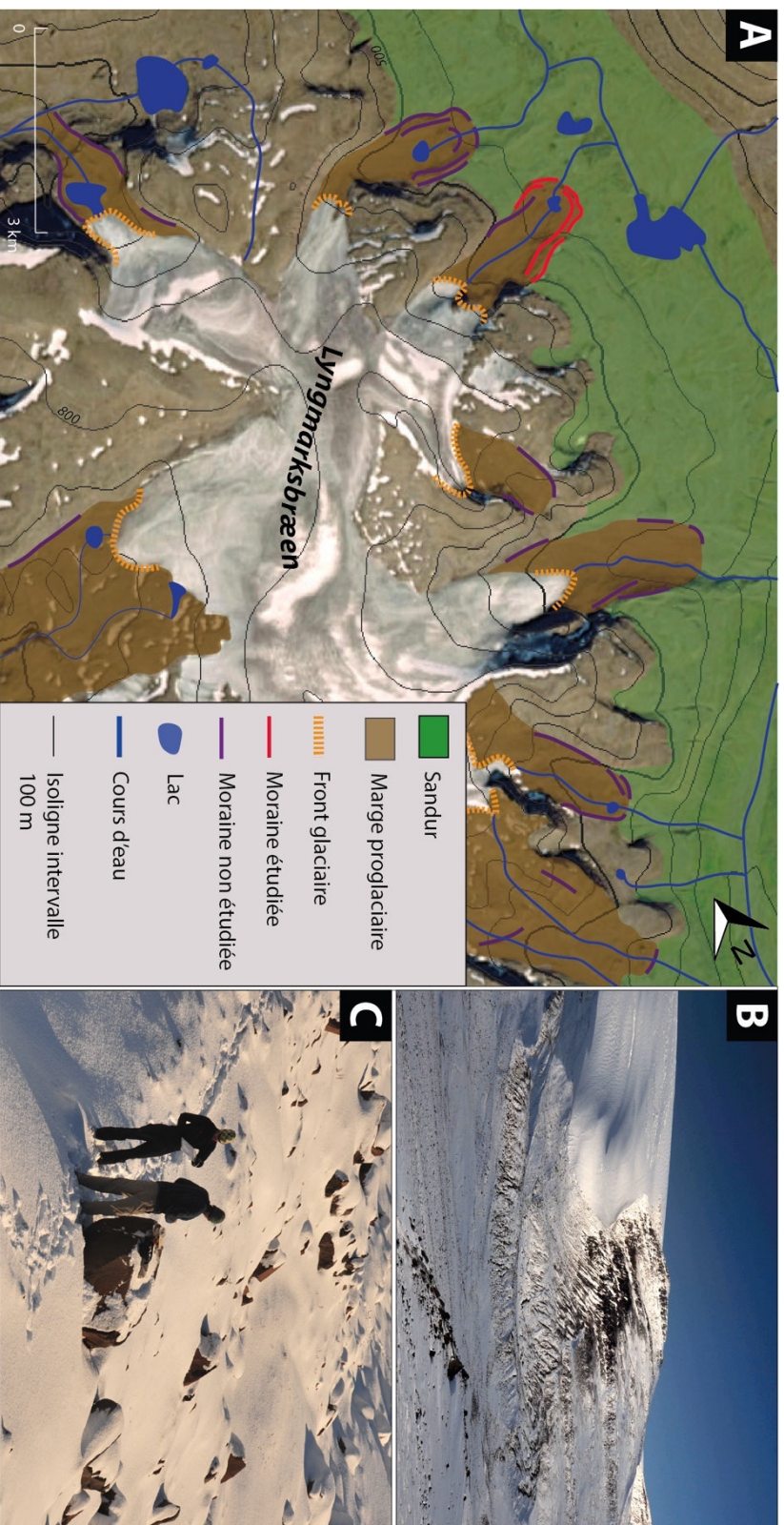


Figure 42 : Présentation de la zone d'étude sur l'île de Disko. A : Carte géomorphologique simplifiée de la vallée du Lyngmarksbræen. Source fond de carte : Arctic DEM. B : Photographie d'une langue glaciaire du Lyngmarksbræen en marge des moraines étudiées. C : Échantillonnage sur un bloc basaltique d'une moraine du Lyngmarksbræen. Source Jonelli, 2013.

Conclusion

Nous avons pu constater que les fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis au Groenland pendant l'Holocène sont majoritairement documentées par la datation ^{14}C de matière organique combinée à l'analyse des sédiments lacustres. Des datations cosmogéniques d'échantillons morainiques ont également été réalisées, mais elles sont inégalement réparties au Groenland avec des chronologies qui couvrent rarement l'ensemble de l'Holocène. Pourtant la datation ^{10}Be de moraines est un moyen pertinent pour construire des chronologies glaciaires robustes qui améliorent nos connaissances sur les fluctuations glaciaires holocènes et peuvent aider à faire le lien avec la variabilité du climat. Pour combler ces lacunes, nous avons choisi de construire des nouvelles chronologies glaciaires fondées sur la datation ^{10}Be de moraines sur trois sites répartis entre le nord-est et le sud du Groenland (île de Clavering, vallée de Tasilap, vallée d'Isortup). Nous utilisons également la position de moraines déjà datées sur un quatrième site (île de Disko) pour construire des modélisations paléoclimatiques. Pour parvenir à ces objectifs, nous présentons dans la partie suivante les méthodes utilisées au cours de cette thèse.

PARTIE II

METHODOLOGIE



Aquarelle du fjord de Kulusuk, Groenland. Réalisation Biette

CHAPITRE 4

Reconstitution des fluctuations glaciaires par la datation cosmogénique *in situ* des dépôts morainiques

Depuis une cinquantaine d'années des études utilisent des méthodes fondées sur l'utilisation des nucléides cosmogénique pour comprendre l'évolution de l'environnement terrestre. Ces méthodes sont aujourd'hui couramment utilisées pour la datation d'objets géomorphologiques, dont les héritages glaciaires. Les nucléides cosmogéniques (ou isotopes cosmogénique) sont un ensemble de noyaux atomiques produits dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires générées par les particules constituant les rayons cosmiques (principe de spallation). Dans le cadre de cette thèse nous avons utilisé l'isotope du Béryllium 10 (^{10}Be) produit *in situ* dans les roches qui contiennent du quartz au contact du rayonnement solaire. Le quartz (SiO_2) est un minéral cible des isotopes ^{10}Be *in situ*, très largement répandu dans le granite, le grès ou le gneiss. Cet isotope est couramment utilisé pour dater le temps d'exposition d'anciens fronts glaciaires (moraines) aux rayons cosmiques dans le but de construire des chronologies de fluctuations glaciaires.

4.1. Des rayonnements cosmiques à la production de nucléides cosmogéniques *in situ* ^{10}Be

4.1.1. Propriété du Béryllium 10

Les isotopes sont des atomes qui possèdent le même nombre d'électrons et de protons, mais un nombre différent de neutrons. Le ^{10}Be est un des nombreux isotope du Béryllium dont la masse atomique est égale à 10. Le noyau atomique est composé de 4 protons et de 6 neutrons (Fig. 43) et a une période de $\frac{1}{2}$ vie de 1,38 Millions d'années (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010).

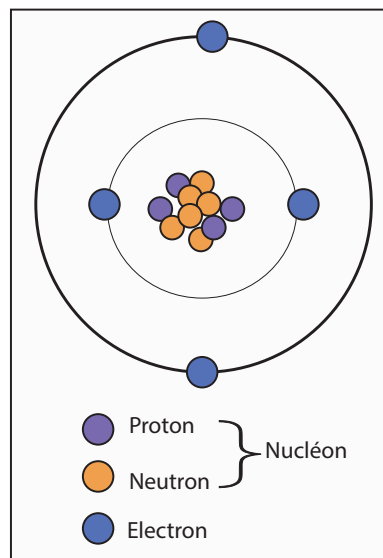


Figure 43: Structure d'un atome de béryllium 10

4.1.2. Principe de production de nucléide cosmogénique atmosphérique

Les particules issues du rayonnement cosmique de haute énergie (1-1010 GeV) présentes au au-delà de l'environnement terrestre sont majoritairement composées de protons (hydrogène – 83 %), de particules α (équivalent aux noyaux d'hélium – 12 %), d'électrons (3 %) et de noyaux durs (1 %). Ce sont les particules dites « primaires ». Elles sont à l'origine de la production de nucléides cosmogéniques (Lal 1988; Gosse & Phillips 2001) (Fig. 44A). L'énergie de ces

particules primaires se dissipent, jusqu'à épuisement, lors de la succession de réactions nucléaires avec les noyaux des atomes de l'atmosphère (oxygène – ^{16}O , azote – ^{14}N , ...). Le processus nucléaire dominant est la « spallation » qui génère une éjection de protons ou neutrons du noyau percuté par le nucléon incident. Cela a pour conséquence d'engendrer une grande variété de nouvelles particules plus légères appelées « particules secondaires » qui constituent les isotopes cosmogéniques « atmosphérique ».

4.1.3. Principe de production de nucléide cosmogénique *in situ*

On parle de nucléide cosmogénique *in situ* lorsqu'une interaction entre les particules du flux cosmique secondaire et les particules constitutives des minéraux d'une roche se produit (longueur de pénétration entre ~ 150 et 160 g.cm^{-2}). La nature des nucléides cosmogéniques *in situ* dépend de la composition minérale de la roche (Masarik & Reedy, 1995; Ivy-Ochs & Kober, 2008). La réaction de spallation se fait principalement entre les atomes d'oxygène (^{16}O) et de silicium (^{28}Si) (Braucher *et al.*, 2000; Borchers *et al.*, 2016).

Le taux de production, c'est-à-dire la capacité de production de nucléides cosmogéniques dans la roche, varie dans le temps et dans l'espace. Il dépend d'abord de l'intensité du champ magnétique terrestre qui agit sur la répartition des rayons cosmiques primaires qui pénètrent dans l'atmosphère. Le taux de production varie donc en fonction de la latitude : l'impact des particules cosmiques primaires est minimale au niveau de l'équateur et plus importante au niveau des pôles (Leprince-Ringuet & Auger, 1934; Lifton *et al.*, 2005; Marrero *et al.*, 2016; Delmas, 2019). Le taux de production dépend également de l'altitude, du fait de l'épaisseur d'atmosphère à traverser, et surtout de la pression atmosphérique qui influe sur la capacité de production des particules secondaires à l'échelle d'une zone d'étude (Lal 1991; Stone 2000; Lebatard & Bourlès, 2015).

En plus des facteurs de répartition de base des rayons cosmiques à la surface du globe, le taux de production dépend de la topographie spécifique à chaque site d'étude (Dunne *et al.*, 1999) et des caractéristiques de la roche elle-même (plus elle est dense plus la capacité de pénétration des rayons cosmiques est réduite).

Le taux de production de nucléides cosmogéniques par spallation décroît rapidement de manière exponentielle avec la profondeur dès les premiers mètres de la croûte terrestre (Fig. 44B) (Siame *et al.*, 2000, 2004) notamment à cause de l'énergie de la réaction nucléaire devenue

insuffisante et de la densité de la roche (généralement entre 1,5 et 2,7 g.cm³). Le taux de production répond donc à la relation suivante :

$$P(z) = P_0 e^{-\frac{\rho z}{\Lambda}} \quad (1)$$

$P(z)$ est la valeur du taux de production selon la profondeur (z en cm), P_0 la valeur du taux de production en surface, ρ la densité de la roche (g.cm³) et Λ est la longueur d'atténuation en g.cm² (c'est à dire la diminution du flux de particules avec la quantité de matière traversée selon l'inclinaison de la surface) (Masarik & Reedy, 1995).

La concentration en nucléide cosmogénique (C) dépend quant à lui du taux de production (P) et de la constante de désintégration (λ) dans le temps (t) (Lal, 1991). On obtient donc l'équation suivante :

$$C = \left(\frac{P}{\lambda}\right) (1 - e^{-\lambda t}) \quad (2)$$

Cependant, pour mesurer la concentration en nucléide cosmogénique accumulée dans la roche (C_{finale}) il faut intégrer des facteurs environnementaux spécifique au terrain d'étude. Elle est alors calculée de la façon suivante (Lal, 1991; Niedermann, 2002) :

$$C_{\text{finale}}(z_0, t) = C_{\text{initiale}}(z_0, 0) e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda + \frac{\rho \varepsilon}{\Lambda}} e^{-\frac{\rho(z_0 - \varepsilon t)}{\Lambda}} \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\rho \varepsilon}{\Lambda}\right)t}\right) \quad (3)$$

C_{initiale} est la concentration de départ lorsque l'exposition aux rayons cosmiques commence. Elle s'exprime en atome par gramme (at.g⁻¹) et est souvent considérée comme nulle (Niedermann, 2002) (on suppose qu'il n'y a pas d'héritage). z est la profondeur de la roche en cm (z_0 est la profondeur initial avant le début de l'érosion), ρ la densité de la roche (g.cm³) et ε le taux d'érosion durant l'exposition (cm.an⁻¹). Λ est la longueur d'atténuation en g.cm², P_0 le taux de production à la surface (at.g⁻¹.an⁻¹), λ la constante de désintégration radioactive (an⁻¹) et t le temps d'exposition en année (an).

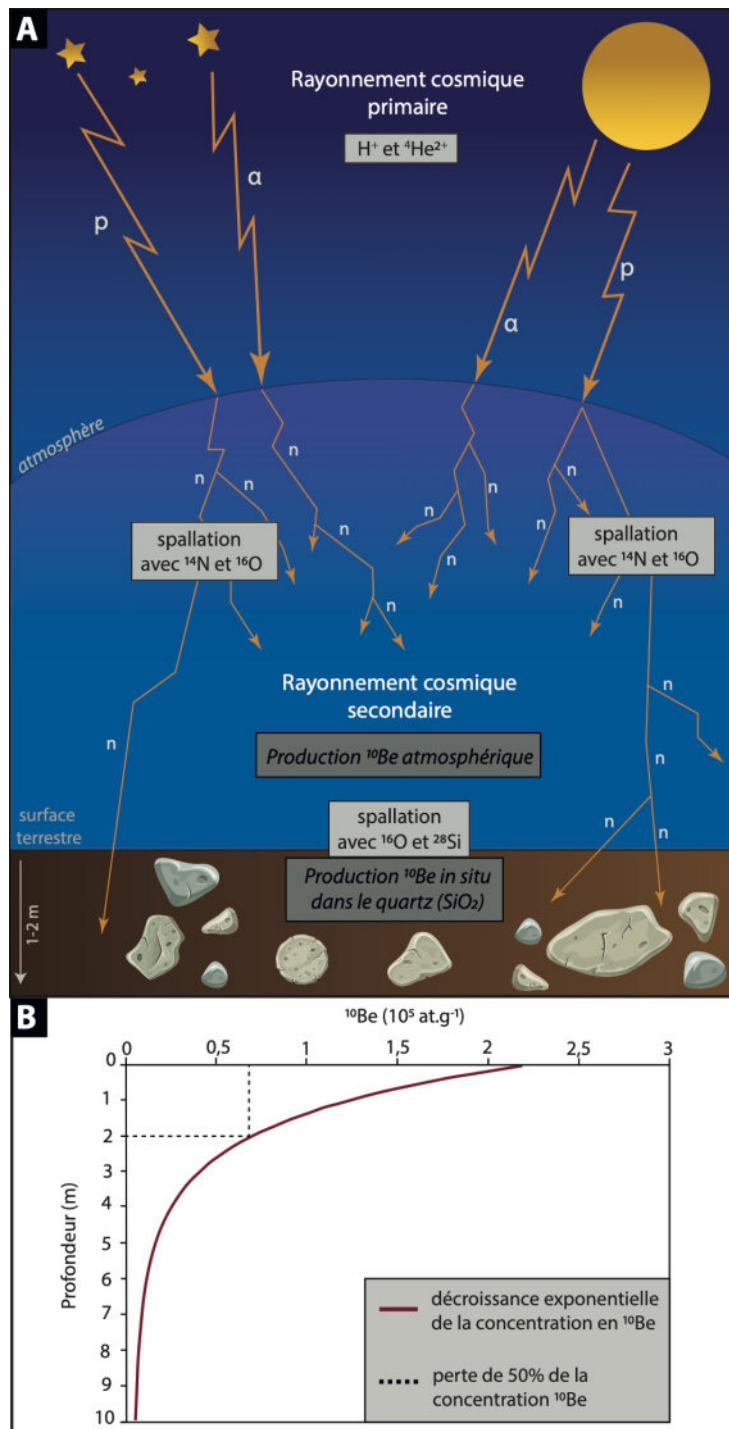


Figure 44: A : Illustrations des différentes étapes de production de nucléides cosmogéniques ${}^{10}Be$ in situ dans le quartz. P : proton (hydrogène – H^+), α : (équivalent noyaux d'hélium – ${}^4He^{2+}$), n : Éjection de nucléon par spallation, N : azote, O : oxygène, Si : silicium, SiO_2 : oxyde de silicium - composant du quartz. B : Évolution théorique de la concentration en ${}^{10}Be$ in situ en fonction de la profondeur (modifié d'après Siame *et al.* (2004)).

4.2. L'apport des nucléides cosmogénique ^{10}Be pour la datation des dépôts morainiques

4.2.1. Principe de production des nucléides cosmogénique *in situ* dans les blocs morainiques

Nous avons vu précédemment le processus de formation d'une moraine par un glacier (partie 1). Pour rappel, une moraine témoigne de l'avancée maximale d'un glacier à un instant T. Le dépôt successif de moraines constitue donc un témoin des différentes phases d'avancées glaciaires dans le paysage. D'un point de vue stratigraphique, les moraines les plus en aval des fronts glaciaires modernes sont les plus anciennes.

Les blocs de roches charriés par le glacier ont été très peu exposés aux rayons cosmiques. Lors du transport, la glace en surface bloque la possibilité d'un contact entre les particules cosmiques secondaires et les roches, et donc la production de nucléides cosmogénique *in situ*. C'est lors de l'abandon de la moraine à l'air libre, suite au retrait du glacier, que l'accumulation des nucléides cosmogénique ^{10}Be *in situ* débute (Fig. 45). C'est ensuite à partir de la concentration en nucléide cosmogénique ^{10}Be contenue dans la roche qu'un âge d'exposition de la moraine peut être estimé et que l'on peut ainsi dater des phases maximales d'avancée/début de phases de retrait glaciaire. Le principe veut que la concentration en ^{10}Be soit proportionnelle au temps d'exposition de la moraine.

Toutefois, lors de l'estimation de l'âge d'une moraine par cette méthode, certains aspects sont à prendre en compte comme le taux d'érosion de la roche en surface ainsi que l'épaisseur et le temps de recouvrement possible de la moraine par la neige dans l'année. Ces paramètres peuvent avoir une incidence sur la production *in situ* et donc sur l'estimation de l'âge du dépôt (Gosse & Phillips, 2001).

Une surestimation de l'âge d'exposition peut également se produire si la moraine a hérité d'une exposition antérieure aux rayons cosmiques. A l'inverse, une sous-estimation de l'âge d'exposition est possible si un recouvrement de la moraine (ex : basculement d'un bloc, remaniement de la moraine) ou une érosion importante (ex : passage d'une rivière) a lieu après le retrait du glacier. L'influence de ces facteurs peut être intégrée directement dans le calcul d'estimation de l'âge à partir du moment où l'étude de la géographie du terrain et la stratégie d'échantillonnage est bien menée (cf. partie 5.1).

4.2.2. Estimation de l'âge d'exposition à partir de la concentration ^{10}Be

Dans cette thèse, nous utilisons les nucléides cosmogéniques ^{10}Be pour obtenir des âges direct des dépôts morainiques et ainsi construire des chronologies de fluctuations glaciaires. Il faut donc adapter l'équation de détermination de la concentration des nucléides cosmogéniques à cette étude spécifique. Dans le cas de l'établissement de chronologie de fluctuation glaciaire, le taux d'érosion \mathcal{E} peut être considéré comme nul du fait des laps de temps considérés (Phillips *et al.*, 1990) et nous partons du principe qu'il n'y a pas eu d'exposition héritée des blocs morainiques et donc que $C_{\text{initial}} = 0$. Cela permet de simplifier la détermination de la concentration avec cette nouvelle équation :

$$C_{\text{finale}}(z_0, t) = \frac{1 - e^{-\lambda t}}{\lambda} \left(P_0 e^{\frac{-\rho z_0}{\lambda}} \right) \quad (4)$$

Ainsi l'équation pour déterminer le temps d'exposition ($t_{\text{exposition}}$) d'un bloc morainique en surface peut se résumer de la façon suivante :

$$t_{\text{exposition}} = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(1 - \frac{C_{\text{finale}}(z_0, t)\lambda}{P_0 e^{\frac{-\rho z_0}{\lambda}}} \right) \quad (5)$$

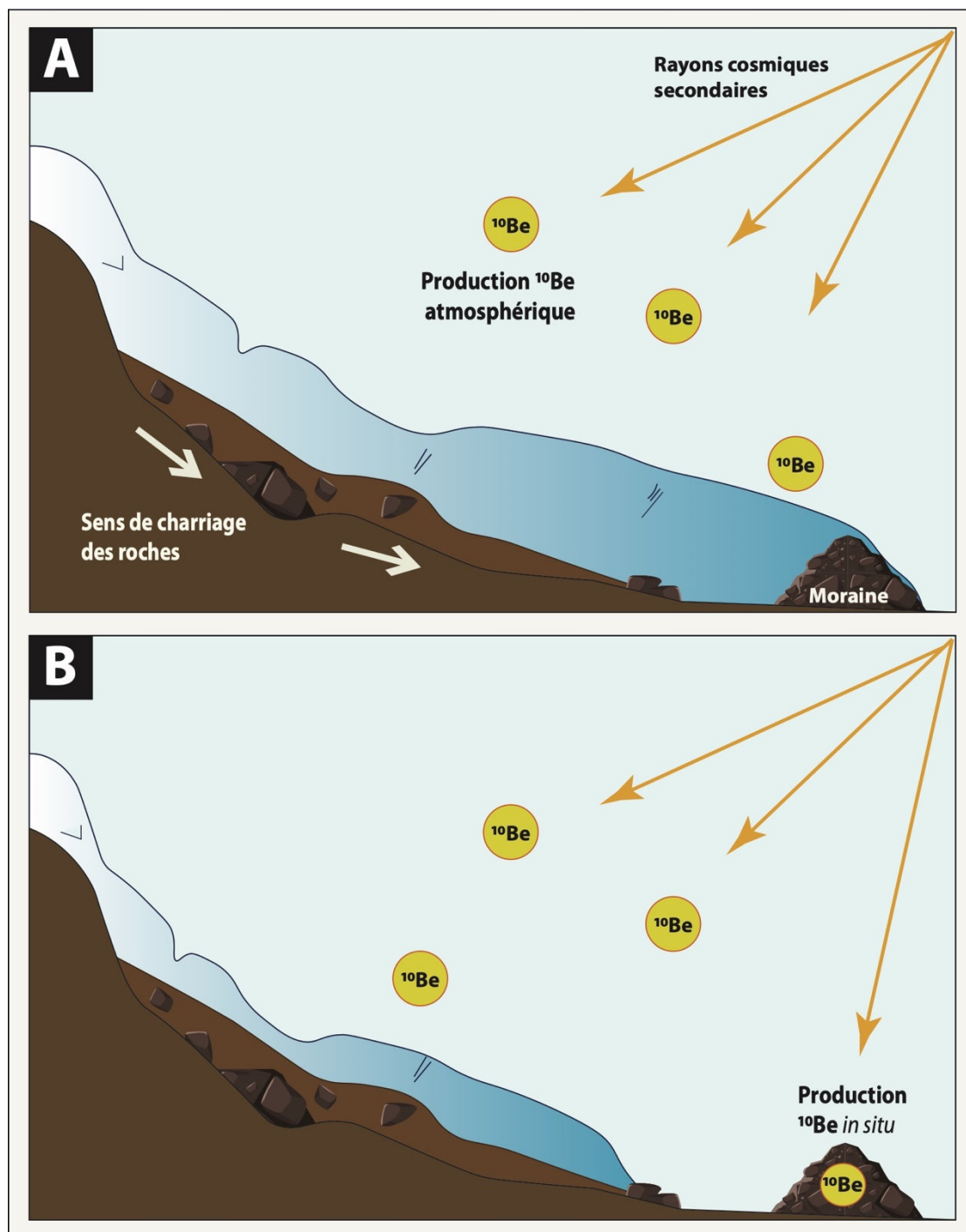


Figure 45: Principe de la datation du temps d'exposition des moraines aux rayons cosmique par l'étude de la concentration en ^{10}Be in situ. A : Période d'avancée glaciaire. Le glacier s'écoule et charrie des blocs provenant du substrat rocheux ou des versants. Pendant cette période, la glace isole la moraine en formation des rayons cosmiques secondaires. Empêchant ainsi le mécanisme de production de nucléide cosmogénique in situ. B : Période de retrait glaciaire. Le glacier abandonne la moraine à l'air libre. L'interaction entre la roche et les rayons cosmique commence à accumuler des nucléides cosmogénique dans les minéraux de quartz.

4.2.3. Choix du taux de production utilisé

L'âge d'exposition d'un bloc morainique se calcule facilement à partir du moment où la valeur du taux de production en surface P_0 est connu. La valeur de référence d'un taux de production est celle ramenée au niveau de la mer et aux latitudes supérieures ou égales à 60°N (à partir de cette latitude, le flux de rayonnement cosmique est considéré comme stable). Un taux de production doit être « calibré » pour être adapté au site d'étude (Balco *et al.*, 2008). Cette calibration prend en compte les variables spatiales et temporelles citées précédemment (altitude, champs magnétique etc...) en appliquant l'un des trois principaux modèles de correction (appelé aussi *scaling scheme*) répertoriés dans le tableau 5.

Tableau 5: Présentation des trois modèles de correction du taux de production couramment utilisés d'après Balco (2008). ID : diminutif du modèle présent dans la bibliographie.

ID	Références	Description du modèle de correction
St	Lal, 1991 Stone, 2000	Modèle prenant en compte les facteurs de latitude et d'altitude (pression atmosphérique). Mais ne prend pas en compte la variation du champs magnétique terrestre. La production de nucléide cosmogénique reste constante dans le temps.
Li	Lifton <i>et al.</i> , 2005	Modèle prenant en compte la rigidité de la coupure et de la pression atmosphérique, l'évolution de la production solaire ainsi que de l'évolution du champ magnétique terrestre.
Lm	Lal, 1991 Stone, 2000 Nishiizumi <i>et al.</i> , 1989	Adaptation du modèle St qui inclus les variations du champ magnétique. Le taux de production évolue dans le temps. Correction décrite dans Nishiizumi <i>et al.</i> (1989).

Le premier taux de production calibré spécifique aux nucléides cosmogénique ^{10}Be a été mesuré à partir des surfaces rocheuses érodées par les glaciers dans la Sierra Nevada aux États-Unis par Nishiizumi *et al.* (1989). Très vite, les mesures de taux de production calibrés du ^{10}Be se sont multipliées à l'échelle de nouveaux sites d'études (à différentes altitudes) et à partir de l'étude d'héritages glaciaires variés dont des moraines (Gosse *et al.*, 1995; Larsen, 1995). Ces premières études ont permis d'aboutir à un taux de production global du ^{10}Be à $4,47 \pm 0,40$ atoms.g⁻¹.a⁻¹ (St) par Balco *et al.* (2008) (recalculé à $4,11 \pm 0,19$ atoms.g⁻¹.a⁻¹ (Lm) aujourd'hui). Dans le cadre de cette thèse, un taux de production du ^{10}Be régional est nécessaire afin de minimiser toute incertitude potentielle lors du calcul de l'estimation de l'âge des dépôts morainiques. Pour ce faire, nous nous sommes basés sur le taux de production calibré pour l'Arctique, calculé à partir de dépôts glaciaires dans l'ouest du Groenland et sur l'île de Baffin, à $3,93 \pm 0,15$ atoms.g⁻¹.a⁻¹ (Lm) (Young *et al.*, 2013).

Conclusion

Les connaissances actuelles du principe de formation des nucléides cosmogénique ^{10}Be *in situ* et sur la variabilité du taux de production en fonction de la zone géographique étudiée montrent qu'il est possible de dater avec plus de précision les périodes de stabilisation des surfaces rocheuses. Pour une bonne application de cette méthode de datation sur des moraines, il est nécessaire de bien mener les étapes de prélèvement des blocs rocheux et les traitements en laboratoire.

CHAPITRE 5

Traitement des échantillons: Du prélèvement sur le terrain à la détermination d'un âge d'exposition

La production de nucléides cosmogénique ^{10}Be in situ dans les blocs morainiques permet de documenter la fin d'un évènement d'expansion/ le début d'un retrait glaciaire. Pour construire une chronologie solide de ces périodes de transition d'évolution des glaciers, il est nécessaire de suivre un protocole précis dès l'échantillonnage des moraines sur le terrain. Le choix des blocs échantillonnés joue sur la qualité et la quantité de quartz traité ensuite en laboratoire, à travers de nombreuses étapes chimiques, pour analyser la concentration en ^{10}Be qui détermine l'âge d'exposition d'un échantillon. Ce chapitre présente l'articulation des différentes étapes nécessaires à la construction d'une chronologie glaciaire depuis le prélèvement sur le terrain jusqu'à la détermination de l'âge d'exposition d'une moraine, tout en précisant les acteurs et les laboratoires qui ont participé à cette longue chaîne de traitements des échantillons au cours de cette thèse.

5.1. Stratégie d'échantillonnage sur le terrain

L'objectif du travail de terrain est de récolter des échantillons de quartz présents à la surface de blocs morainiques. Pour ce faire, il faut suivre un protocole précis adopté par la communauté scientifique (Darvill, 2013). Dans un premier temps il faut identifier les édifices morainiques bien préservés dans le paysage (généralement volumineux, non végétalisés et éloignés de source d'érosion de type cours d'eau). Ensuite il est nécessaire de sélectionner les blocs adéquats pour l'échantillonnage. Le mieux est de favoriser les plus gros blocs (>60 cm) aux sommets des moraines et éloignés des versants afin de limiter à la fois l'influence des écoulements proglaciaires et les apports de versant (Fig. 46A). Compte tenu du fait que dans cette thèse nous travaillons sur la période Holocène, et donc potentiellement des âges très jeunes, il est nécessaire de récolter une quantité suffisante d'échantillons pour que les analyses en laboratoire fonctionnent correctement ou pour avoir la possibilité de disposer de reliquats en cas de problème. De ce fait, environ 500 g de roche contenant des morceaux de quartz sont prélevés par bloc échantillonné à l'aide d'un marteau et d'un burin, et placé dans un sac de conservation (Fig. 46B-C). Enfin, une description détaillée du bloc doit être réalisée : on lui donne un nom, un ordre de grandeur, on mesure son épaisseur (Fig. 47), ses coordonnées géographiques et son altitude à l'aide d'un GPS portable (précision verticale de 10 m). Le relief environnant peut réduire la durée d'ensoleillement sur un site et donc freiner la production de nucléides cosmogéniques *in situ* des échantillons prélevés (Dunne *et al.*, 1999; Niedermann, 2002). Pour évaluer cette perturbation, la topographie est prise en compte sur le terrain par la mesure du masque à l'aide d'un clinomètre et d'une boussole (Fig. 48). Cette étape consiste à mesurer l'altitude de l'horizon de façon régulière depuis le point d'échantillonnage sur 360°. L'exposition sera ensuite calculée à partir du *Topographic shielding calculator* disponible sur *Cronus Earth*. Lorsque ces différentes mesures ont été réalisées, nous finissons en prenant une photo de l'échantillon et du bloc morainique.

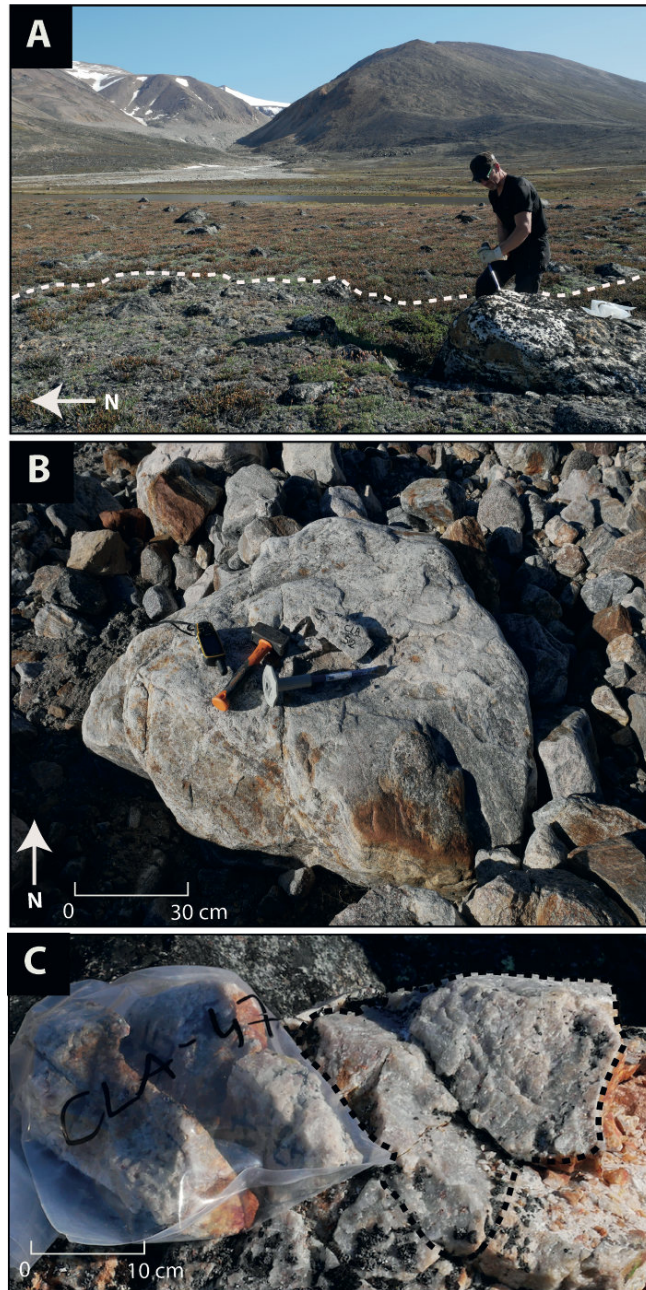


Figure 46: Photos de la campagne d'échantillonnage sur l'île de Clavering (nord-est du Groenland) pendant l'été 2017. A : Récolte d'échantillon d'un bloc morainique sur une moraine peu végétalisée (tirets blanc) à environ 2 km du front glaciaire. B : Exemple d'un bloc morainique échantillonné à l'aide d'un burin et d'une masse et géolocalisé (position, altitude) par un GPS Garmin portable. C : Exemple d'une partie de la roche contenant du quartz au sommet d'une crête morainique préconisée pour l'échantillonnage. Source photos : Biette, Juillet 2017 .

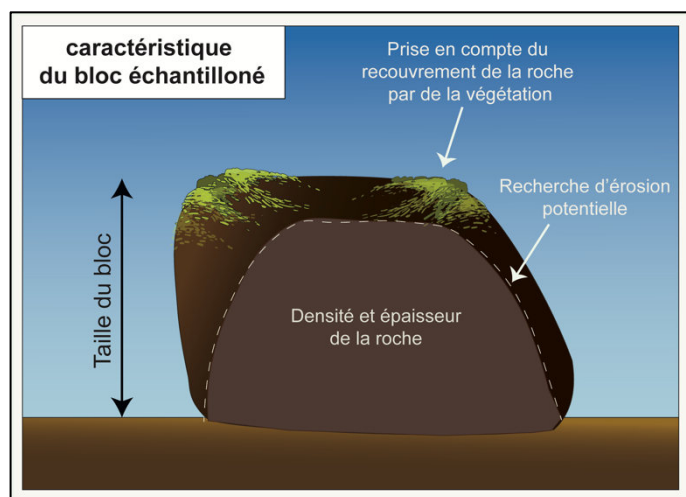


Figure 47: Caractéristiques à prendre en compte pour chaque bloc échantillonné sur le terrain dans le but d'obtenir un âge d'exposition.

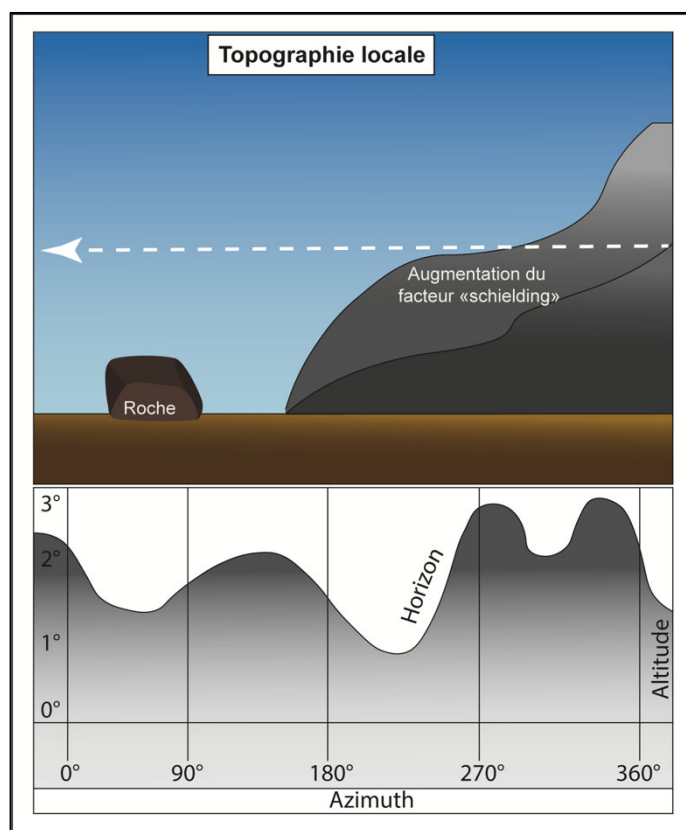


Figure 48 : Prise en compte de l'ensoleillement par un relevé du masque topographique pour chaque bloc échantillonné. L'approche consiste à mesurer l'altitude de l'horizon de façon régulière (par exemple, tous les 20-30°) pour un 360° complet, puis l'exposition est calculée à partir du *Topographic shielding calculator* disponible sur Cronus Earth :

http://stoneage.ice-d.org/math/skyline/skyline_in.html. Figure réalisée d'après Darvill (2013).

Au retour du terrain, toutes ces données sont numérisées afin de réaliser un tableau de synthèse de données des échantillons récoltés et pour cartographier précisément les moraines. En moyenne, trois à cinq blocs doivent être échantillonnés par moraine pour obtenir l'âge réel et limiter les incertitudes liées à l'érosion, l'exhumation ou le renversement de blocs rocheux, souvent responsables d'âges jeunes aberrants. Dans des cas plus rares, on peut aussi obtenir des âges plus anciens aberrants dus à la concentration de nucléides cosmogénique héritée de la pré-exposition aux rayonnements cosmiques avant mobilisation du bloc par le glacier (cf. chapitre 4). Le relevé du masque permet aussi de corriger le taux de production locale lors de l'estimation de l'âge (Darvill, 2013).

Nous rappelons que cette thèse s'est appuyée sur deux missions de terrain au Groenland. L'équipe 1 (2012-2013) s'est rendue sur l'île de Disko sélectionner 32 échantillons de moraine, 34 échantillons dans la vallée de Tasilap, 24 échantillons dans la vallée d'Isortup et 38 échantillons sur l'île de Clavering. Cependant, suite à des difficultés méthodologiques en laboratoire sans doute survenues pendant la purification du quartz (cf. 5.6), l'incertitude des chronologies glaciaires fut trop importante pour être exploitée, excepté pour l'île de Disko, basée sur un autre isotope : le Chlore 36 (^{36}Cl) (Jomelli *et al.*, 2016). Lors de la deuxième campagne de terrain, l'équipe 2 (2017) a prélevée 53 échantillons sur des moraines de l'île de Clavering et 31 dans la vallée de Tasilap.

5.2. Extraction des minéraux

5.2.1. Traitement préliminaire des échantillons : broyage et tamisage

De retour du terrain, la première étape de traitement de l'échantillon est le broyage. Elle consiste à broyer les morceaux de roches à l'aide d'un broyeur, pour réduire la taille de la fraction minérale à celles du gravier et du sable afin de faciliter par la suite, la séparation des minéraux. En parallèle, la roche récupérée du broyeur est passée au tamisage (Fig. 49A). Une première fraction entre 1 mm-710 μm est retenue et repassée au broyeur. Un second tamisage permet de récupérer la fraction 250-500 μm . Cette étape de broyage/tamisage est répétée autant de fois que nécessaire jusqu'à récupérer environ 200 g de matière minimum. Les grains supérieur à 1 mm sont préservés dans un sachet en cas de besoin d'une nouvelle analyse et les grains <250

μm sont jetés. Ce traitement préliminaire des échantillons a été réalisé en grande partie au LGP mais aussi au Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (CEREGE, Aix en Provence) et au laboratoire de Géosciences Paris Sud (GEOPS) dans les dernières semaines du contrat doctoral.

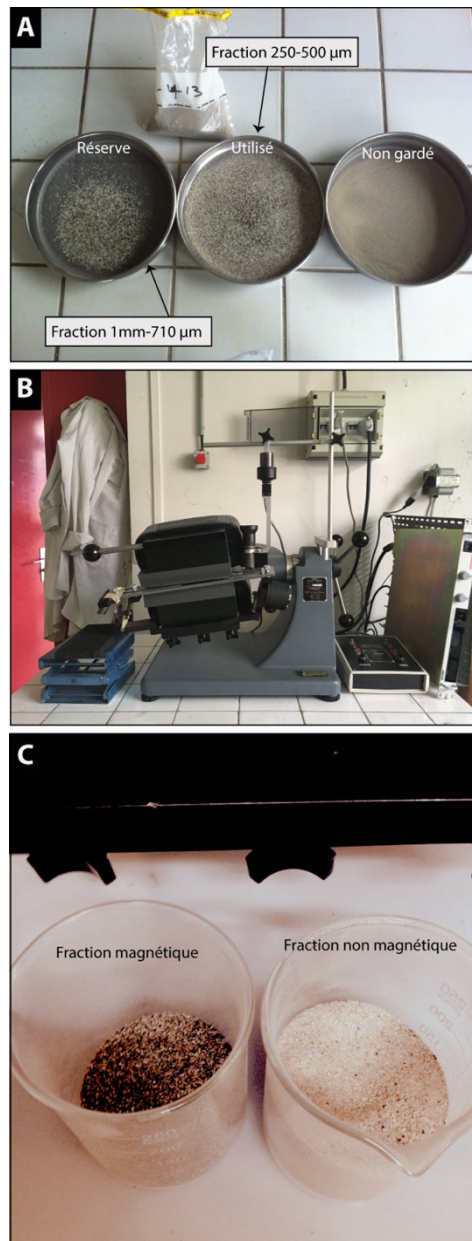


Figure 49: A : Présentation des fractions d'échantillons broyés et tamisés. B : Présentation du séparateur magnétique Frantz du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon utilisé dans cette thèse. C : Les minéraux magnétiques (oxyde de fer) sont séparés des minéraux non magnétiques (quartz et feldspaths) grâce à un électroaimant. Un minimum de trois passages de l'échantillon doit être réalisé (0,5 A ; 1 A ; 1,7-2 A). Source photo : Biette, 2018.

5.2.2. Séparation magnétique

Les échantillons sont ensuite passés au séparateur magnétique (Fig. 49B). Le but est de séparer, à l'aide d'un Frantz, les minéraux magnétiques (oxyde de fer) qui ne seront pas conservés et les minéraux non magnétiques dans lesquels se trouvent notamment le quartz (minéraux incolore ou blanc) et le feldspath (minéraux blanc ou rose mat) (Bédard *et al.*, 2008) (Figs. 49C, 50). Le Frantz permet une séparation magnétique fine grâce au réglage de l'intensité du champ magnétique de l'électroaimant et de sa table inclinée, séparée en deux rails situés sous l'aimant. Une première étape au magnétisme peu élevé (0,5 Ampère) est lancée pour séparer les grains magnétiques sur le rail supérieur. L'étape est répétée à 1 Ampère pour renforcer la séparation entre les différents minéraux. Enfin une troisième étape entre 1,7 et 2 Ampère est réalisée afin d'être certain d'avoir séparé au maximum les minéraux magnétiques et les non magnétiques.

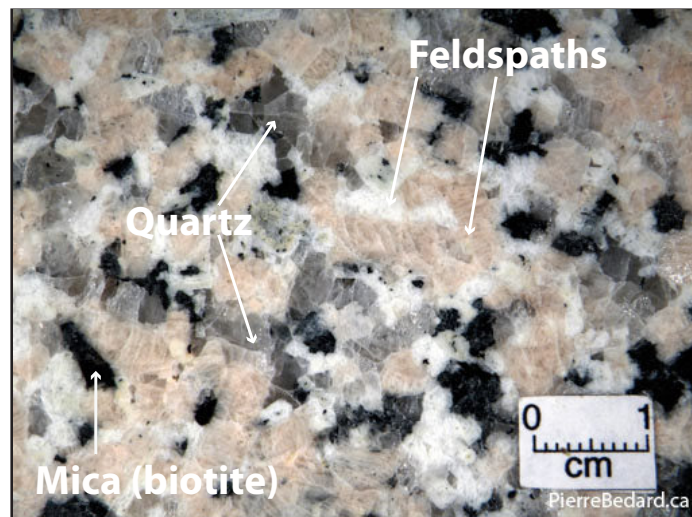


Figure 50: Photo des minéraux principaux du granite. Les feldspaths ont l'apparence de minéraux mats et rosés. Les quartz ont une apparence grisée et les micas sont majoritairement noirs brillants (biotite). Photo modifiée de Bedard *et al.* (2008).

5.3. Isolation du quartz

5.3.1. Le lessivage : nettoyage de l'échantillon

La fraction magnétique de l'échantillon n'est pas composée uniquement de quartz. Il est donc nécessaire de purifier les échantillons en éliminant les minéraux inutiles (majoritairement des feldspaths). De plus, ces minéraux (y compris le quartz) peuvent contenir d'autres éléments chimiques tels que l'Aluminium. C'est le cas du mica (biotite et muscovite) un minéral qui peut perturber l'analyse du Béryllium et donc fausser l'âge de l'échantillon. Les micas sont généralement évacués lors de la séparation magnétique. Cependant il est possible que certains minéraux en réchappent. Sa teneur en Aluminium est tellement importante qu'un seul grain peut perturber la suite des traitements sur l'échantillon. La présence d'Aluminium peut notamment être la cause d'incertitudes d'âges élevées, ce qui peut être problématique lorsque l'on cherche à dater des dépôts morainiques récents (période Holocène récent). Cette première étape de « nettoyage » de l'échantillon est donc primordiale pour la suite des analyses.

Le lessivage permet d'éliminer notamment les minéraux de feldspaths contenus dans l'échantillon. Environ 80 g d'échantillon sont placés dans une bouteille HDPE étiquetée de 1 L. Dans cette bouteille on ajoute 750 ml d'eau déminéralisée, 15 ml d'acide Nitrique (HNO_3) et 15 ml d'acide fluorhydrique (HF) (dilution de 2 % pour chaque acide). Les bouteilles sont ensuite placées sur un agitateur pendant 48-72h. Un minimum de trois à cinq lessivages est nécessaire (avec un rinçage de chaque échantillon entre deux lessivages). Cependant, au cours de cette thèse, nous nous sommes rendus compte que cela est généralement insuffisant pour pouvoir attaquer la grande majorité des feldspaths. Pour éviter de multiplier les risques de manipulations de l'HF (particulièrement nocif), gagner plusieurs semaines de travail et limiter la perte en quartz (car une petite partie du quartz est toujours altérée pendant cette étape de nettoyage), une étape de flottation entre deux lessivages peut être réalisée.

5.3.2. La flottation : une alternative aux problèmes des feldspaths

La flottation est une technique largement approuvée qui favorise la séparation des minéraux en vue de la datation cosmogénique (Clifton *et al.*, 2005; Gibbon *et al.*, 2009). Elle est utilisée lorsque la roche est trop riche en feldspath et surtout pour obtenir un échantillon de quartz le plus pur possible. Après avoir réalisé au moins deux lessivages, l'échantillon est rincé puis

remis sur l'agitateur pour un mini lessivage dans une solution avec 1 % d'HF. Au bout d'une heure, la solution est évacuée dans un bac à déchet chimique et l'échantillon transvasé dans un saladier en acier inoxydable. Quelques gouttes d'huile essentielle d'eucalyptus sont ajoutées au saladier pour favoriser la séparation des minéraux. En parallèle, une solution de lauryl amine contenue dans un siphon mousseux est carbonatée dans le saladier. C'est grâce à ses caractéristiques hydrophobes que les feldspaths se fixent à l'écume de lauryl amine (Sulaymonova *et al.*, 2018). Cela entraîne une « agglomération » des feldspaths (apparence de flocon de neige) qui vont flotter à la surface pendant que le quartz, devenu hydrophile par la solution 1 % HF, reste au fond du saladier (Fig. 51). Les feldspaths (et les micas si il y en a) sont ensuite évacués dans un autre saladier (Fig. 51A). La flottation peut être renouvelée autant de fois que nécessaire pour obtenir une teneur en quartz proche des 99 % (Sulaymonova *et al.*, 2018) (Figs. 51B, 52). Pour un échantillon pauvre en quartz (30 %), cette méthode peut également être réalisé en divisant une quantité plus importante d'échantillon dans plusieurs bouteilles HDPE. Cependant, pour un échantillon dont la teneur en quartz est proche ou inférieure à 10 %, il devient long et fastidieux d'obtenir assez de quartz pur pour la suite de l'analyse, en supposant en plus que le stock de bloc échantillonné sur le terrain soit suffisant.

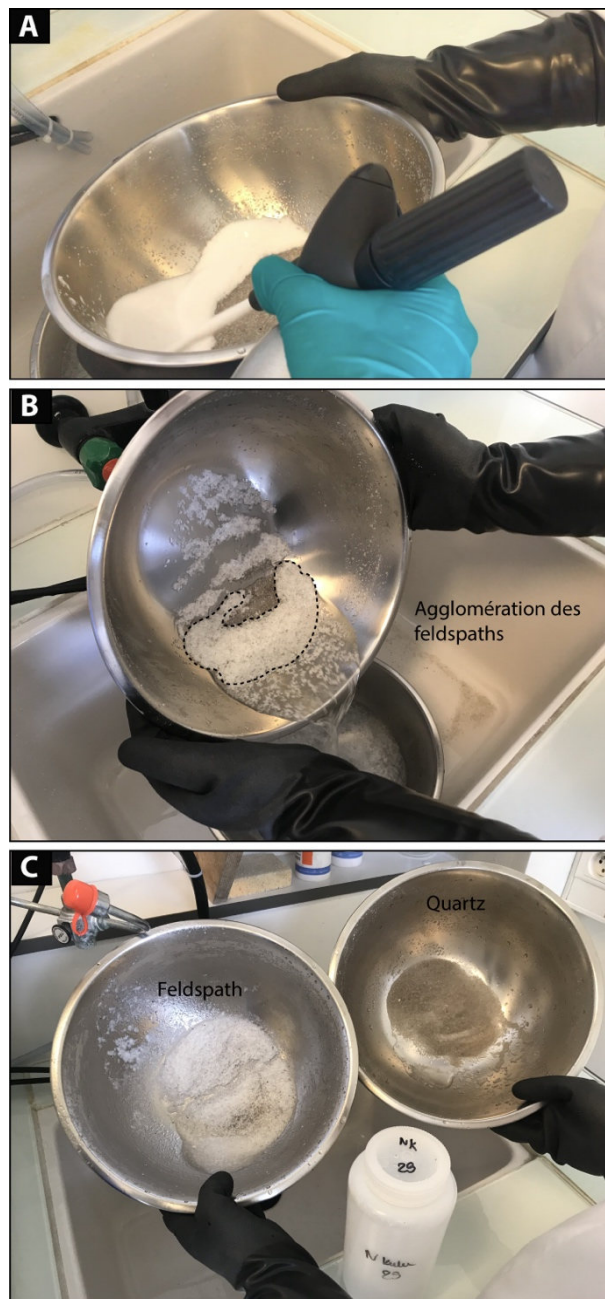


Figure 51: Photos de l'évolution de l'échantillon pendant l'étape de la flottation. A : Injection de la solution de Lauryl amine. B : Agglomération des feldspaths en surface dans l'écume de Lauryl amine (effet flocon de neige). C : Séparation finale des feldspaths et du quartz, obtention d'un échantillon composé à 99 % de quartz pour la suite des étapes chimiques. Source photos : Biette, 2019.

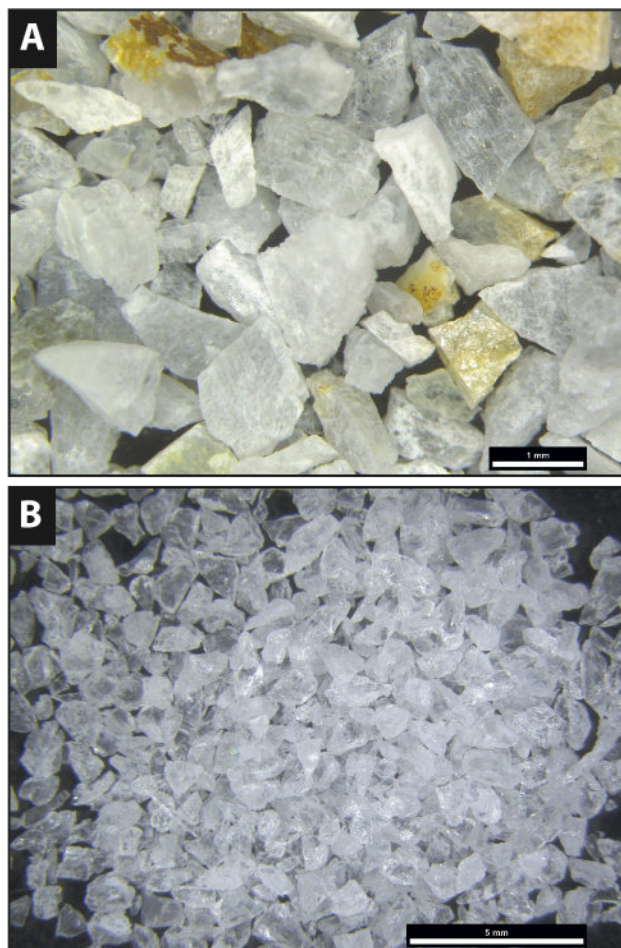


Figure 52: Photos des deux fractions minérales séparées après un lessivage. A : fraction de feldspaths. B : Fraction de quartz. Source photos : Biette, 2020.

5.4. Le contrôle de propreté par ICP (*Inductively Coupled Plasma*)

Pour savoir si l'échantillon est prêt pour la suite des étapes chimiques, il est nécessaire de contrôler sa concentration en aluminium pour éviter les problèmes cités en 5.6. Pour cela on analyse l'échantillon par ICP couplé à des Spectromètres de Masse (ICP-MS) via lesquels les éléments sont analysés selon leurs charges et leur masse. Dans cette thèse, le contrôle de l'aluminium dans les échantillons a été effectué par Céline Liorzou (spécialiste en spectrométrie de l'université de Brest) à l'Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer de Brest (IFREMER). Si la concentration en aluminium est supérieure à ~200 ppm, l'échantillon doit repasser par des étapes de lessivage.

5.5. Protocole chimique de la mesure du ^{10}Be

5.5.1. Attaque chimique du quartz

Au laboratoire de Meudon, une série se compose de 15 échantillons et les manipulations chimiques se déroulent sur deux ou trois semaines selon les difficultés rencontrées. Environ 20 à 25 g de quartz pur par échantillon sont suffisants pour mesurer une concentration en ^{10}Be et obtenir un âge aussi jeune que l'Holocène récent. Environ $\sim 500 \mu\text{L}$ de transporteur ^9Be (Scharlau Compagny - 1000 mg.l^{-1}) sont ajoutés pour chaque échantillon dans un vial en téflon. Cet ajout de ^9Be assure d'avoir des quantités suffisantes de Béryllium au sein de l'échantillon car le ^{10}Be contenu naturellement dans les échantillons est très faible. De plus, l'ajout permet de fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (essentiel pour la mesure du ^{10}Be par spectrométrie de masse (cf. chapitre 5, point 7), et de pallier aux problèmes de pertes éventuelles de Béryllium au cours des manipulations. Pour chaque série, un blanc chimique est également préparé (ramenant à 16 le nombre d'élément à traiter par série au LGP). Ce blanc chimique sert à corriger les erreurs de mesures du Béryllium introduites au cours des manipulations (provenant par exemple des réactifs utilisés). Le blanc suit les mêmes étapes qu'un échantillon, mis à part qu'il ne possède pas de minéraux. Sa seule source de Béryllium provient de l'entraîneur (*spyke*) ^9Be .

Le quartz est ensuite dissout dans une quantité suffisante d'HF concentré (48 %). Une fois totalement dissout, la solution d'HF est évaporée pendant environ 24h. Le résidu d'échantillon au fond du vial peut prendre alors deux formes possibles : celle d'une simple gouttelette marron/jaune fixe ou bien celle d'un résidu, plus grossier, de couleur blanc/noir volatile (cf. 5.6).

5.5.2. Précipitation du ^{10}Be

Le résidu d'échantillon est de nouveau dissout dans une solution de 6M HCL pour préparer la séparation du Béryllium des autres éléments. L'objectif est d'obtenir le Béryllium uniquement sous forme d'un précipité ($\text{Be}(\text{OH})_2$). Pour ce faire, on réalise une séparation sur résines échangeuses d'ions (chromatographie) (Fig. 53A). Une première chromatographie est effectuée par le biais de colonnes contenant de la résine anionique stockée dans une solution 1,2 M HCL (Biorad AG® 1-X8, 200-400 mesh) pour évacuer le Fer (Fe) et le Titane (Ti) de l'échantillon. Les échantillons sont ensuite de nouveau évaporés avant de passer par une seconde

chromatographie réalisée par le biais de colonnes contenant de la résine cationique stockée dans une solution 1,2 M HCL (AG® 50W-X8, 200-400 mesh). On évacue d'une part les restes de Ti (visible par une bande orange dans le haut de la résine) puis on collecte le Béryllium (Be) et l'Aluminium (Al) dans deux fractions distinctes. Les fractions Fe, Ti et Al sont stockées jusqu'à l'obtention des résultats au Spectromètre de Masse par Accélérateur (SMA). Si un problème survient dans la suite des étapes chimiques, il est possible de retravailler ces fractions pour vérifier qu'il n'y a pas eu une perte de Be. Ensuite, le Be final est précipité (sous la forme d'un voile blanc) dans une solution à pH 8-9 (au-dessus d'un pH à 10 ou en dessous de 7, le Be se dissout à nouveau). L'échantillon est ensuite centrifugé pour concentrer le Be sous forme solide au fond d'un tube à essai (Fig. 53B). Le surnageant est stocké jusqu'à l'obtention des résultats SMA pour être retravaillé en cas de problème. Enfin, le Be est dissout une dernière fois dans une solution 8M HNO₃ et placé dans un creuset de porcelaine. Le contenant est alors évaporé pour concentrer l'oxyde au fond du creuset. Une fois évaporé, le creuset est placé dans l'oxydateur à 900°C pendant 1h (Fig. 53C) avant d'être conditionné pour le transport au CEREGE où se déroule l'étape du cathodage et l'analyse SMA.

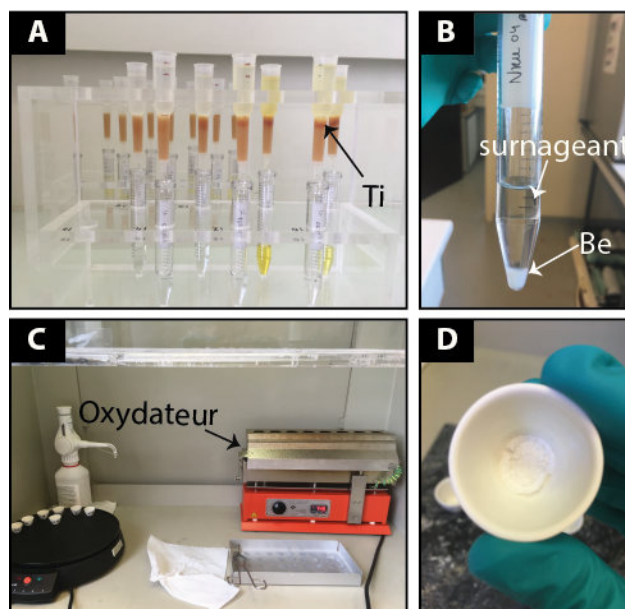


Figure 53: Photos d'étapes chimiques pour la datation cosmogénique. A : Étape de la cationique avec élution des restes de Titanium repérable par la barre rouge/orangé (Ti). B : Fin de la précipitation du Béryllium concentré sous forme solide au fond du tube à essai. C : Oxydateur utilisé pour l'oxydation du Béryllium (Be). D : Résultat final de l'oxyde de Be obtenu à la fin de l'oxydation. La quantité et la visibilité de l'oxyde de Be varie énormément entre chaque échantillon. Il faut attendre l'étape du cathodage pour se rendre compte de la quantité d'échantillon. Source photos : Biette, 2018-2019.

Pendant cette dernière manipulation, l'oxyde de Be (BeO) (Fig. 53D) est gratté au fond du creuset et mélangé avec une poudre de niobium (Nb) qui favorise la conduction du courant lors de l'analyse SMA (jusqu'à obtenir une poudre homogénéisée). Le mélange est transféré dans une cathode en cuivre étiquetée qui est ensuite introduite et scellée dans une presse. Un résumé du protocole chimique utilisé au LGP est disponible sur la figure 54.

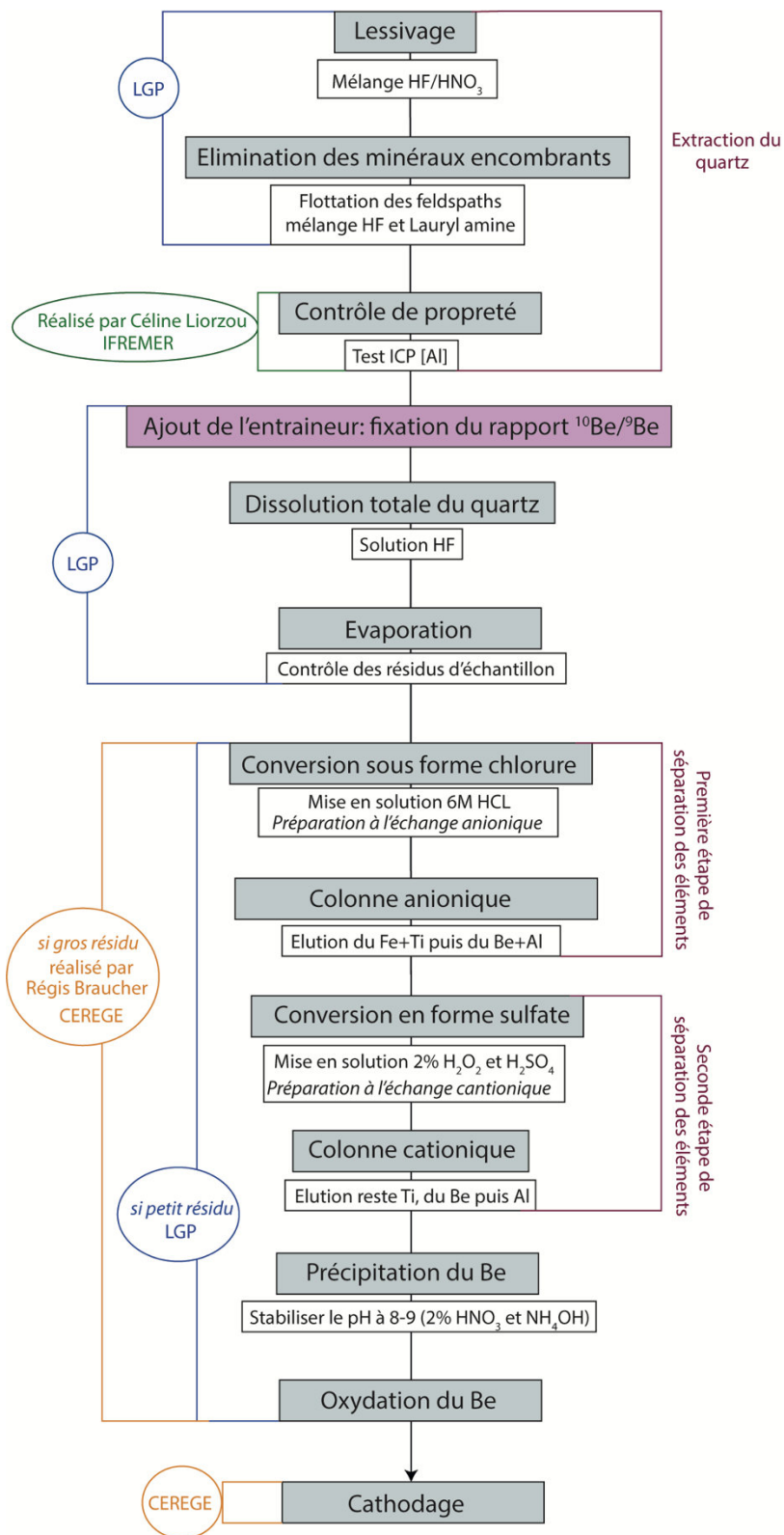


Figure 54 : Résumé du protocole de chimie utilisé dans le cadre de cette thèse. Cette figure présente les différents réactifs utilisés pendant la chimie ainsi que les lieux où les différentes étapes ont été réalisées.

5.6. Difficultés rencontrées en laboratoire

Pendant la première année d'analyse d'échantillons, nous nous sommes rendus compte que les échantillons qui présentaient un résidu de couleur blanc/noir volatile après la première évaporation aboutissaient souvent à des mesures du ^{10}Be final problématiques (Fig. 55). Ces échantillons étaient souvent rejetés lors de l'analyse SMA (courant trop faible pour une mesure du ^{10}Be) ou présentaient des âges ^{10}Be avec des incertitudes trop importantes pour bâtir une chronologie de fluctuation glaciaire robuste (comme ce fût le cas pour les échantillons des premières missions de terrain de l'équipe 1). Des problèmes similaires ont été évoqués par (Protin, 2019). Dans sa thèse, Protin (2019) met en évidence que certains éléments peuvent venir perturber le bon déroulement des étapes chimiques et la mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ pendant l'analyse SMA. Après discussions avec Vincent Rinterknecht et Laura Rodriguez Rodriguez au LGP, il a été supposé que l'Aluminium contenu dans les minéraux ou bien tout simplement la trop grande présence d'autres minéraux dans l'échantillon étaient à l'origine du problème (Dunai, 2010). Si une trop grande quantité de feldspath est toujours présente dans les échantillons (après la période de lessivage) cela peut fausser la pesée réelle du quartz disponible au départ, ce qui a pour conséquence de surestimer la quantité de Béryllium travaillé. Quant à l'Aluminium, il peut saturer la résine utilisée pendant la séparation des différents éléments de l'échantillon par chromatographie à échange d'ions. Cela est parfois visible lorsque le précipité du Béryllium d'un échantillon est supérieur à celui du blanc chimique. Une mauvaise séparation de l'Aluminium et du Béryllium diminue la « pureté » de l'échantillon, ce qui peut entraîner un courant très limité lors d'une mesure SMA et donc aboutir à un résultat d'âge avec une grande incertitude.

Heureusement, l'alternative de la flottation et le contrôle ICP de la concentration en Aluminium ont permis de prévenir ces problèmes dans la majorité des cas à partir de la fin de l'année 2017. Cela a notamment permis de réussir de nouvelles datations dans la vallée d'Isortup (sud Groenland) à partir de reliquats échantillonnés par l'équipe 1. Toutefois, si la concentration en Aluminium était encore trop élevée, il était nécessaire d'ajuster le protocole de chimie. L'échantillon était alors replacé dans un tube à essai dans une solution 1M HNO_3 et envoyé à Régis Braucher au laboratoire du CEREGE qui réalisait les colonnes anionique et cationique avec du matériel plus adéquat à ce type de problème.

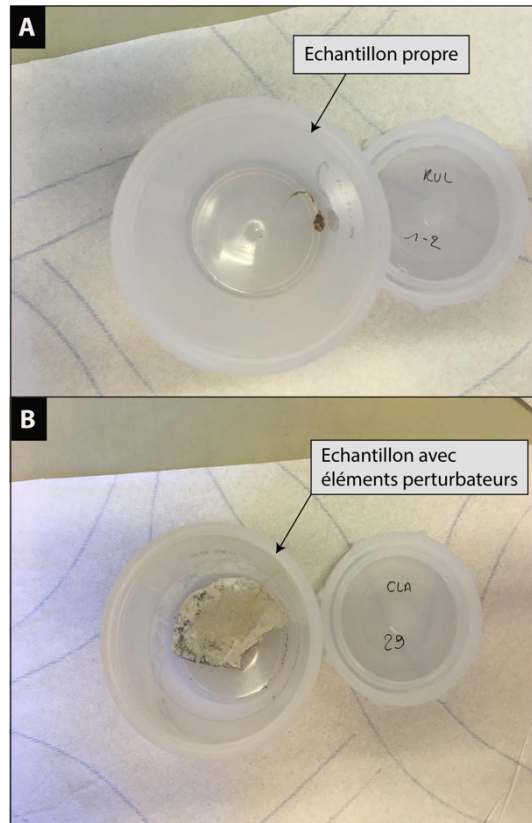


Figure 55: Exemple de résidus obtenus à la suite de la première évaporation de l'échantillon (après un maximum de 5 lessivages et deux flottations). A : Résidu d'un échantillon de quartz « pur » avec un taux d'Aluminium faible (<200 ppm). B : Résidu d'un échantillon de quartz avec des éléments perturbateurs (présence d'autres minéraux, ou un taux d'aluminium élevé qui perturbera la suite des étapes chimiques). Ces échantillons ont un risque élevé d'être rejeté lors de l'analyse SMA ou d'aboutir à des âges avec des incertitudes trop élevées pour être exploités. Source photos : Biette, 2018.

5.7. Mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ par spectrométrie de masse par accélérateur

5.7.1. Source du spectromètre de masse par accélérateur

La cathode est placée dans une source qui produit des courants d'ions négatifs BeO^- . Au début de cette thèse, la source initiale ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques) (source 1) a été remplacée par une source plus puissante (source 2) capable de doubler la capacité de production des courants d'ions. Cela est particulièrement intéressant pour la mesure des âges jeunes. Ce changement a probablement favorisé la mesure des échantillons qui auraient pu être rejetés lors de l'analyse SMA.

5.7.2. Fonctionnement de la mesure des éléments cibles

L'instrument national ASTER du CEREGE mesure le rapport d'abondance des isotopes d'un même élément chimique selon sa masse et son numéro atomique (ici le rapport entre le ^{10}Be comme isotope radioactif et le ^9Be comme isotope stable – rapport théorique standard de $1,191 \pm 0,013 \times 10^{-11}$) (Dewald *et al.*, 2013; Braucher *et al.*, 2015; Rugel *et al.*, 2016) (Fig. 56). Les atomes de Béryllium sont ionisés dans la source ($^{10}\text{BeO}^-$ et $^9\text{BeO}^-$). Ces mêmes ions forment un faisceau d'ions (BeO^-) qui traverse un premier champ magnétique. Les ions du faisceau sont alors déviés d'autant plus que l'ion est léger. Les ions sont donc sélectionnés selon leurs masses (ici 25 et 26) (Klein *et al.*, 2008). Puis le faisceau d'ions entre dans l'accélérateur et traverse un « gaz éplucheur » (stripper) qui transforme les ions négatifs en ions positifs ($^{10}\text{Be}^{2+}$ et $^9\text{Be}^{2+}$). À la sortie de l'accélérateur, les ions positifs passent dans un nouveau champ magnétique qui sépare les isotopes stables des isotopes radioactifs selon leur nombre de masse (ici 9 ou 10). Le ^9Be est alors mesuré à travers un courant électrique (collecté dans une cage de Faraday) alors que les ions $^{10}\text{Be}^{2+}$ sont séparés de leurs isobare le Bore 10 (^{10}B) (Klein *et al.*, 2008). La quantité de ^{10}Be est alors mesurée en fin de trajet à travers un second capteur. Le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est déterminé à partir de ces deux mesures, ce qui permet ensuite de connaître le nombre d'atomes de ^{10}Be présent dans l'échantillon (après une correction basée sur le blanc chimique).

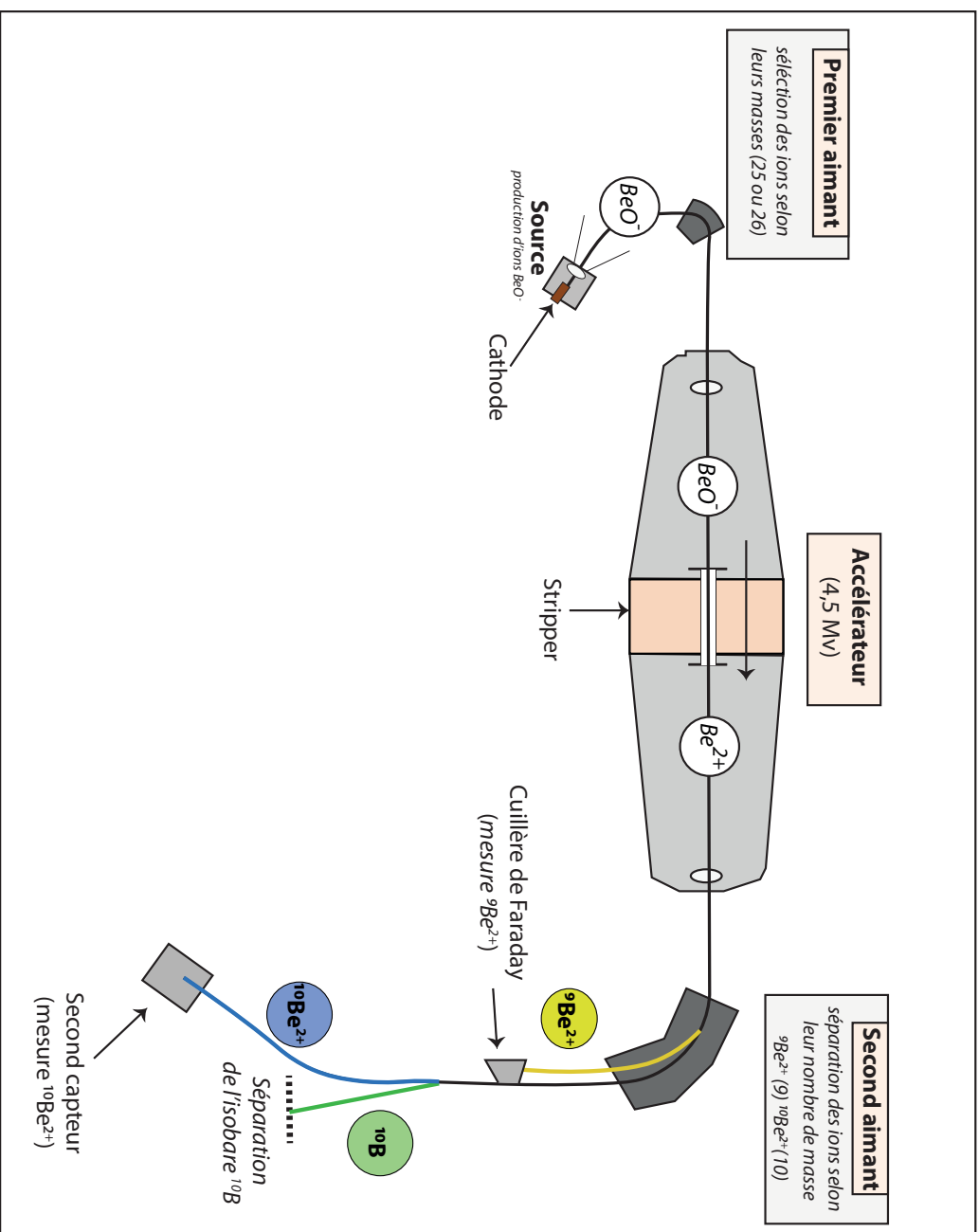


Figure 56: Schéma simplifié du fonctionnement du Spectromètre de Masse par Accélérateur (SMA) du CEREGE. Figure inspiré de Klein et al. (2008).

5.8. Calcul de l'âge d'exposition

La concentration en Béryllium 10 [^{10}Be] d'un échantillon correspond au nombre d'atome ^{10}Be par gramme de quartz dissout. Elle est donc calculée en fonction du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ corrigé, la masse de quartz dissout, et le nombre d'atome ^9Be . Cela donne l'équation suivante :

$$[^{10}\text{Be}] = \frac{\left(\left(\frac{^{10}}{^9}\right)_{ech} - \left(\frac{^{10}}{^9}\right)_{blanc}\right) ^9\text{Be}}{m_{quartz}} \quad (6)$$

Pour prendre en compte les dérives de la machine, l'incertitude du rapport isotopique $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est calculée en sortie de machine. Cette incertitude varie selon le nombre de coups de ^{10}Be (plus le nombre de coups est important, plus l'incertitude est faible). Cette mesure permet de connaître l'incertitude de la mesure de concentration ^{10}Be qui a un impact sur l'incertitude de l'âge de l'échantillon.

Connaissant la concentration ^{10}Be finale et son incertitude, il est maintenant possible de calculer l'âge d'exposition de l'échantillon. Pour cela nous avons utilisé le programme en ligne *Cosmic Ray Exposure Program* (CREp) mis en place par [Martin et al. \(2017\)](#) (crep.crpge.cnrs-nancy.fr). Ce calculateur est relié à la base de données *Informal Cosmogenic-nuclide Exposure-age Database* (ICE-D) qui compile toutes les nouvelles études sur les taux de production locaux. Cette liaison permet une mise à jour régulière du taux de production mondiale du ^{10}Be . Une sélection de plusieurs critères est disponible pour l'estimation de l'âge d'exposition de nos échantillons. Sur la base du taux de production de [Young et al. \(2013\)](#) à $3,93 \pm 0,15 \text{ at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$, nous avons choisi de calculer nos âges d'exposition selon le modèle de correction Lal-Stone corrigé qui prend en compte les variations du champs magnétique dans le temps ([Lal, 1991](#); [Stone, 2000](#); [Balco et al., 2008](#)), le modèle atmosphérique ERA40 ([Uppala et al., 2005](#)) ainsi que la base de donnée géomatique *Atmospheric ^{10}Be -based VDM* ([Muscheler et al., 2005](#)). Puis nous importons nos données sous la forme d'un tableau Excel comprenant toutes les caractéristiques des échantillons (les mesures prises sur le terrain, les concentrations ^{10}Be finales et leurs incertitudes). Pour finir, les résultats d'âges sont produits par le calculateur sous la forme d'un nouveau tableau comprenant l'âge de chaque échantillon ainsi que leurs incertitudes internes (liée à la concentration ^{10}Be) et externes (liée aux incertitudes totales incluant celle de la concentration ^{10}Be et le taux de production) ([Balco et al., 2008](#)).

5.9. Identification des *outliers* et calcul de la moyenne d'âge d'exposition d'une moraine

Pour chaque moraine étudiée, un âge d'exposition est attribué en fonction de la moyenne pondérée des âges ^{10}Be des échantillons de cette moraine ($n = x$), à condition qu'ils aient passé avec succès le test statistique du Chi^2 (Ward & Wilson, 1978). Ce test est utilisé pour vérifier l'adéquation d'une distribution empirique à une loi de probabilité donnée, ce qui permet donc d'identifier les valeurs incohérentes dans un groupe d'âges appartenant à une même moraine (en prenant en compte leur incertitude interne) (Balco, 2010). Le Chi^2 permet aussi de chiffrer l'incertitude de la moyenne d'âge de la moraine.

Ces échantillons rejetés sont communément appelés *outliers*. Il est également possible d'utiliser les relations stratigraphiques sur le terrain pour identifier les *outliers*.

Sur le terrain, trois à cinq échantillons rocheux sont prélevés en moyenne par moraine. Cette précaution est nécessaire pour compenser les échantillons rejetés du reste des analyses et obtenir une moyenne d'âge d'exposition de la moraine fondée sur deux échantillons minimum (Putkonen & Swanson, 2003; Applegate & Alley, 2011).

Conclusion

Pour construire des chronologies glaciaires robustes à partir de la datation de moraines, un protocole précis doit être appliqué. Il prend en compte les méthodes de prélèvement d'échantillons rocheux sur le terrain, jusqu'à l'analyse de la concentration ^{10}Be qui permet de déterminer un âge d'exposition des échantillons. La moyenne des âges d'un groupe d'échantillons permet ensuite de proposer une moyenne d'âge d'exposition de la moraine, qui est interprétée comme le passage entre la fin d'une avancée/début d'un retrait glaciaire. La position et l'âge d'exposition d'une moraine peuvent ensuite être utilisés pour modéliser des scénarios paléoclimatiques.

CHAPITRE 6

Déterminer des paléotempératures à partir des chronologies de fluctuations glaciaires

Comme expliqué en introduction, Le second objectif de ce travail de doctorat était d'utiliser les chronologies de fluctuations glaciaires comme support pour la reconstitution de paléoclimats. Cependant, au vu des questionnements méthodologiques et des premiers résultats, nous avons réorienté l'objectif de la thèse. Nous avons diversifié les sites de datation pour permettre la comparaison des chronologies de fluctuations glaciaires, ceci afin d'identifier de possibles disparités régionales à l'échelle du Groenland et les forçages climatiques associés. Toutefois nous avons réalisé en début de thèse des modélisations de fluctuations glaciaires passées à partir d'un modèle glaciologique dit de « degré-jour » pour reconstituer des paléo-températures et des paléo-précipitations locales sur l'île de Disko. Cette première application a permis d'envisager des perspectives de recherches pour la suite de cette thèse. Dans ce chapitre nous exposons rapidement le principe et l'utilisation du modèle glaciologique degré-jour.

6.1. Le modèle glaciologique

6.1.1. Principe général

Le modèle glaciologique (dit aussi modèle numérique d'écoulement) permet de réaliser des simulations d'écoulement glaciaire dans le passé ou dans le futur en fonction de différents scénarios climatiques contraints ou non par des proxies climatiques (pollens, cernes d'arbre, composition isotopique des éléments etc...) (Gabbi *et al.*, 2014). Ici, nous nous sommes fondés sur la datation de dépôts morainiques (qui renseignent sur la position du front glaciaire à une époque antérieure) pour réaliser des simulations d'écoulements glaciaires passés. L'objectif est de reconstruire un « paléo bilan de masse » à partir de la simulation d'une paléo-extension que l'on confronte ensuite à la réalité du terrain documentée à l'aide de la position des moraines et des conditions climatiques actuelles. En d'autres termes, il s'agit de comprendre la relation entre l'accumulation et l'ablation d'un glacier en faisant varier différents paramètres climatiques, comme les précipitations et la température, et en se fondant sur la topographie du lit rocheux (modélisée sous la forme d'un MNT) pour faire varier les marges glaciaires. Ces paramètres sont traités par des séries de calculs qui fournissent des résultats d'épaisseur et de longueur du glacier en fonction du temps écoulé (Jomelli *et al.*, 2011).

6.1.2. Le modèle glaciologique dit « degré-jour »

Les relations entre le climat et le bilan de masse, à savoir l'accumulation et l'ablation du glacier, sont contrôlées dans le modèle glaciologique par une relation dite de degré-jour. Les paramètres principaux de ce type de modèle sont les températures et les précipitations. Les températures de l'air (notamment pendant la saison estivale) ont une grande influence sur le maintien de la glace et de la neige, car elles font varier le taux d'ablation du glacier. Le facteur établissant le lien entre l'ablation et la somme des températures journalières supérieures à 0°C est le facteur « Positif de Degré-jour » (*Positive Degree-Day* - PDD), un terme évoqué pour la première fois par Finsterwalder & Schunk, (1887) lors d'une étude dans les Alpes. Cette méthode de détermination de l'ablation (A) peut être présentée par l'équation suivante :

$$A = K \times T_{pdd} \quad (7)$$

Où K représente le facteur PDD (variable pour chaque glacier) et T_{pdd} , la somme des températures journalières (ou mensuelles) positives (Greuell & Genthon, 2003). Le second paramètre utilisé dans ce type de modèle est celui des précipitations, qui jouent un rôle important dans l'accumulation de la neige pendant la saison hivernale. L'accumulation est alors déduite des précipitations tombées par température inférieure à 0°C tandis que l'ablation est proportionnelle à la durée pendant laquelle la température dépasse 0°C (Braithwaite & Olesen, 1989). Le modèle glaciologique de type degré-jour est très largement utilisé pour les longues reconstructions climatiques dans le passé où la température et les précipitations sont les seules données disponibles (Hock, 2003; Gerbaux, 2005; Zhang et al, 2006, 2011; Jomelli *et al.*, 2011). Le calage du modèle est réalisé à partir des conditions météorologiques actuelles et d'observations glaciologiques régionales ou *in situ*.

6.1.3. Les variables d'entrée du modèle glaciologique degré-jour

6.1.3.1. Les données climatiques régionales

Dans le cadre de l'étude de l'île de Disko, les données climatiques utilisées proviennent de deux sources différentes. Les premières proviennent de l'Institut météorologique danois (DMI) qui rassemble toutes les données climatiques du Groenland depuis 1873. Un nouveau rapport est publié environ tous les 2 ans pour ajuster les nouvelles moyennes des données climatiques. Ce rapport contient les observations de près de 81 stations météorologiques qui enregistrent la pression atmosphérique, les données de températures et de précipitations (données journalières, mensuelles et annuelles). Nous avons sélectionné les données de températures et de précipitation de la station météorologique d'Ilulisaat (ILUL- poste 4221) qui a été installée en 1873. Elle se trouve à 37 m d'altitude et à environ 100 km de l'île de Disko (69.1425°N ; 51.0358°E). Seules les températures mensuelles de 1873-2012 (code 101) et l'accumulation mensuelle des précipitations de 1890 – 1984 (code 601 : 14 mois de données manquantes) ont été utilisées.

Les secondes données proviennent de la station scientifique *Arctic* (base INTERACT) localisée à Qeqertarsuaq dans le sud de l'île de Disko (24 m d'altitude). La station mesure les données de températures mensuelles et de précipitations annuelles depuis 1990 (Nielsen *et al.*, 1995; Hansen *et al.*, 2006).

6.1.3.2. Le facteur de fonte

Le facteur de fonte est le coefficient K exprimant l'influence des conditions naturelles et climatiques du bassin (exceptée la température) sur la fonte de la neige. K est le facteur de fonte ou facteur degré/jour en mm par degré Celsius, c'est-à-dire qu'il représente la quantité de matière fondue pendant la période où les températures sont positives (Kuhn, 1987). Il est difficile de déterminer un facteur de fonte de référence, car il en existe autant qu'il y a de glaciers (Braithwaite, 2015). Cependant, dans son étude sur la modélisation des bilans de masses dans l'ouest du Groenland, Braithwaite (1995) estime que ce paramètre est très variable mais qu'il tend en moyenne vers une fonte de $8 \text{ mm} / ^\circ\text{C}$ pour la glace au Groenland et diminue de moitié pour la neige.

6.1.3.3. Les gradients atmosphériques

Les gradients atmosphériques sont la variation de la température de l'air et des précipitations avec l'altitude. Ces paramètres sont essentiels à connaître pour une bonne simulation du bilan de masse d'un glacier en lien avec le relief. Le gradient de température mondial moyen indique une baisse de la température de $6,5^\circ\text{C}/\text{km}$ (Langebroek & Nisancioglu, 2016). Cependant il peut varier entre $9,8^\circ\text{C}/\text{km}$ et $4,9^\circ\text{C}/\text{km}$ selon la localisation, la saison et l'humidité de l'air (Gardner *et al.*, 2009; Langebroek & Nisancioglu, 2016). Le gradient de précipitation régional (exprimé en mm/km) est beaucoup plus variable. Généralement ces facteurs sont déterminés à partir d'un modèle atmosphérique. Pour notre étude nous avons utilisé le MAR (Modèle Atmosphérique Régional) qui est largement utilisé par la communauté scientifique car c'est un modèle de référence pour l'inlandsis du Groenland (Fettweis, 2007; Xavier Fettweis *et al.*, 2017). Ce modèle a été créé au milieu des années 1990 et continue d'être développé notamment à l'IGE (anciennement LGGE) à Grenoble, en France, et à l'université de Liège, en Belgique (<https://mar.cnrs.fr/>).

6.1.3.4. Le Modèle Numérique de Terrain par interférométrie RADAR

Pour pondérer un bilan de masse, il est essentiel de travailler avec une bonne représentation du terrain. Nous avons choisi de créer un modèle numérique de terrain (MNT) par interférométrie Radar puisque aucune autre donnée de précision était disponible. L'interférométrie radar est

une technique d'observation satellitaire et de traitement d'image développée depuis les années 1970 (Graham, 1974; Hachemi, 2009) qui a révolutionné l'étude des environnements naturels, notamment dans la mesure du relief et de la déformation de terrain en s'affranchissant du couvert végétal. Elle repose sur l'utilisation simultanée de deux radars à synthèse d'ouverture (radar imageur souvent retranscrit SAR), ou bien d'un même radar à différents instants (Bamler & Hartl, 1998) (Fig. 57). L'analyse et la combinaison des différentes données radar brut (phase et amplitude) (pixel à pixel) issues d'au minimum deux images produites sur la même zone d'acquisition (à différents moments) permettent de reconstituer le relief du terrain et de générer un MNT (Fig. 58). Dans le cas de l'île de Disko, deux images ont été acquises par le satellite Sentinelle-1 de l'Agence spatiale Européenne (constitué d'un seul SAR) (De Zan & Monti Guarnieri, 2006). Ce MNT de l'île de Disko a été réalisé au cours de mon Master 2 lors d'un stage à la Maison de la Télédétection (MTD) (IRSTEA, UMR TETIS) de Montpellier, encadré par l'ingénieur d'étude Kenji OSE et le chercheur Dinh HO TONG MINH en 2016 et a été réutilisé dans le cadre de cette thèse.

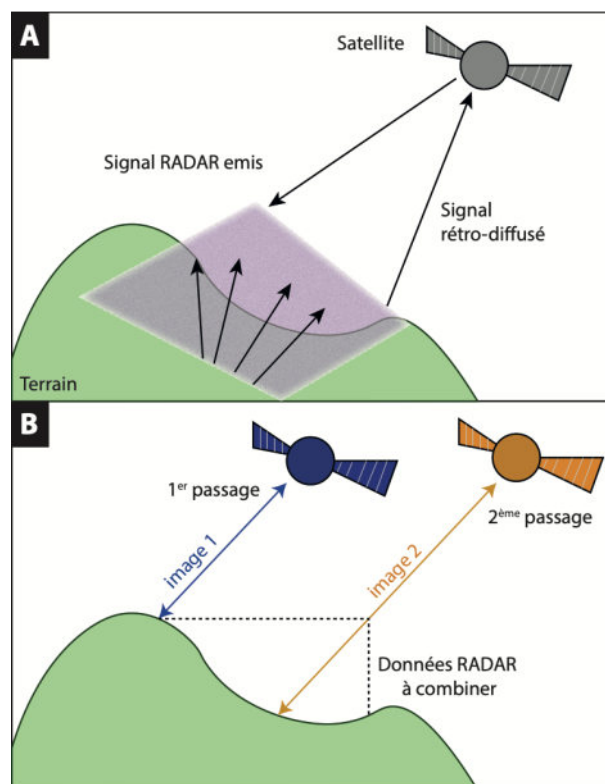


Figure 57: Schéma simplifié du principe de l'interférométrie. A : L'onde radar se rétrodiffuse avant d'être réceptionnée par le satellite, c'est l'acquisition d'une première image. B : Lors du second passage du satellite, une nouvelle image est acquise. Cependant les données radar brutes des deux images connaissent des décalages (phase). Il est alors nécessaire de les corriger pour pouvoir générer une bonne représentation du terrain.

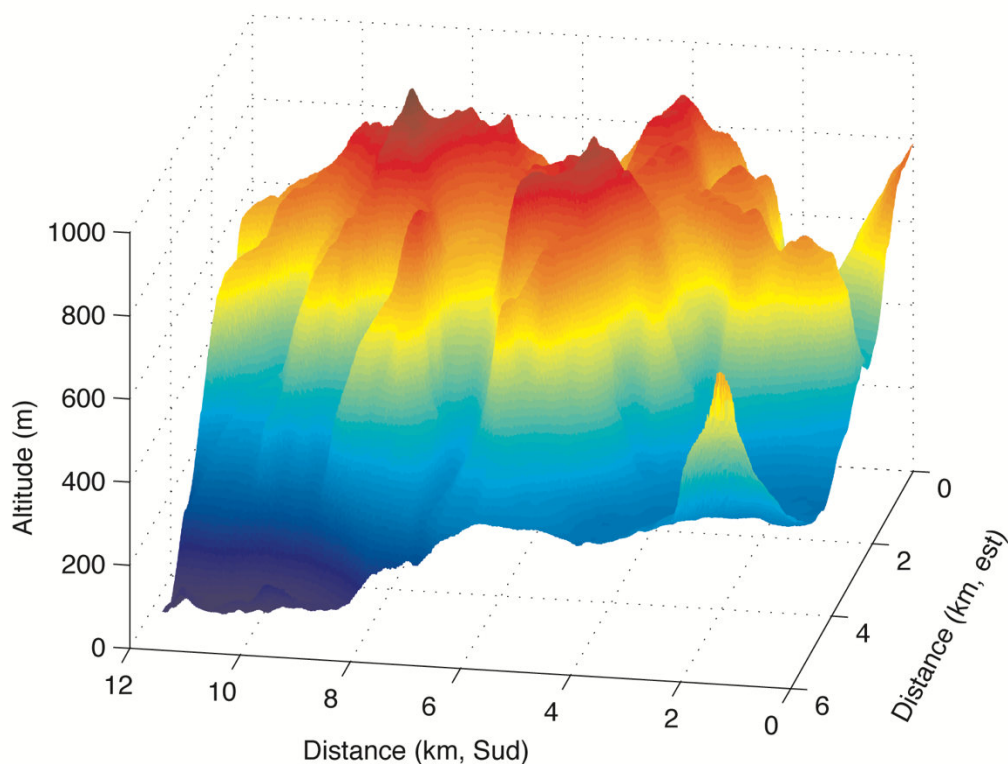


Figure 58: Exemple de visualisation d'un MNT sous MATLAB (ici une partie du MNT de l'île de Disko réalisé par interférométrie RADAR).

6.2. Application du modèle glaciologique sur MATLAB

Pour faire tourner le modèle glaciologique, nous avons utilisé le logiciel MATLAB (logiciel commercial de calcul interactif développé par la société The MathWorks) qui permet de réaliser des simulations numériques basées sur des algorithmes d'analyse numérique (dans notre cas pour modéliser des bilans de masse). Les lignes de codes du programme utilisé proviennent de l'IGE (adapté du modèle de [Harper & Humphrey \(2003\)](#)). Deux fichiers texte sont entrés dans le modèle : un fichier texte regroupant la moyenne des températures mensuelles, l'écart-type de ces températures, la moyenne mensuelle des précipitations et un gradient de température (Tab. 6), puis un fichier texte intégrant les données du MNT. Enfin, les valeurs de paramètres de fonte sont intégrés dans le programme de l'automate cellulaire (ici $4,5 \text{ mm} / ^\circ\text{C}$ pour la neige et $8,9 \text{ mm} / ^\circ\text{C}$ pour la glace en se basant sur les données de [Braithwaite \(1995\)](#)).

Tableau 6: Exemple de données climatiques utilisées dans le fichier texte pour la modélisation glaciologique. Elles représentent la moyenne des températures mensuelles (données de la station *Arctic* sur la période 1992-2012), l'écart type de ces températures, la moyenne mensuelle des précipitations (données de la station *Arctic* sur la période 1992-2012) et un gradient de température.

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Moyenne mensuelle des températures (°C)	-10,9	-13,84	-14,04	-7,14	0,2	5,29	7,92	12,6	3,33	-1,27	-4,84	-7,17
Ecart type des températures (°C)	4,02	5,42	4,94	2,68	2,27	1,9	1,58	1,79	1,47	1,67	1,99	2,89
Moyenne mensuelle des précipitations (mm)	51	14	88	15	30	60	95	158	96	111	80	119
Gradient de température (°C/km)	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6

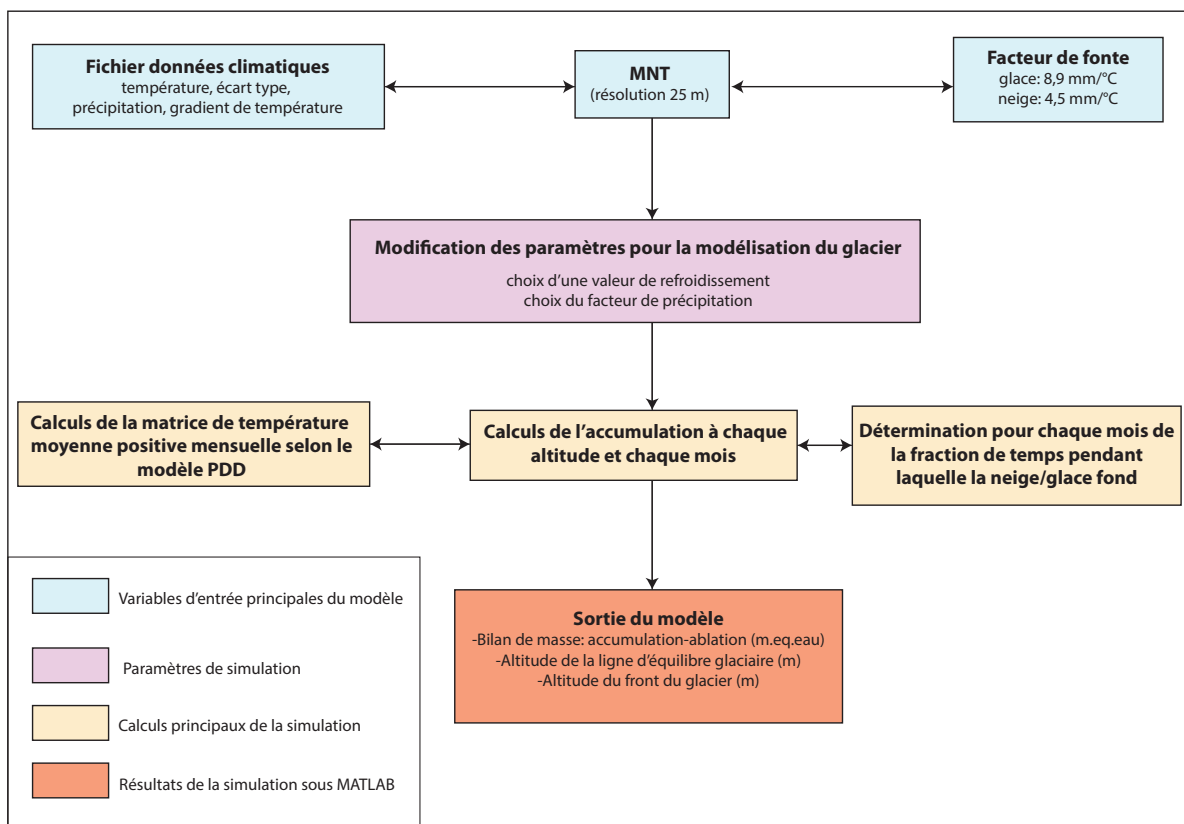


Figure 59: Chaîne de traitement simplifiée des étapes de la simulation d'écoulement d'un glacier et de détermination d'un paléo bilan de masse avec un modèle positif degré-jour sous le programme de l'IGE sur MATLAB.

Une première simulation est lancée pour documenter l'état initial correspondant au climat actuel. Ce modèle climatique actuel est ensuite forcé pour simuler un paléoglacier en inscrivant une valeur de refroidissement (ex : 0 pour garder les températures identiques à l'actuel ; 1 pour simuler un refroidissement de 1°C). On inscrit ensuite une valeur du facteur précipitation (ex : 1 pour garder les valeurs de précipitation de base ; 1,2 pour augmenter les précipitations de 20 %). Puis des séries de calculs sont lancées sous MATLAB jusqu'à obtenir un bilan de masse qui nous proposera une altitude de la ligne d'équilibre glaciaire et une altitude du front du paléoglacier correspondant aux positions des moraines relevées sur le terrain (Fig. 59). Le calcul du bilan de masse est réalisé au pas de temps annuel. Une durée de simulation est alors créée correspondant à l'âge estimé des moraines. La chronologie des fluctuations glaciaires est utilisée pour aider à déterminer une altitude du front du paléoglacier qui correspond aux moraines datées mais en aucun cas elle n'intervient directement dans le modèle glaciologique.

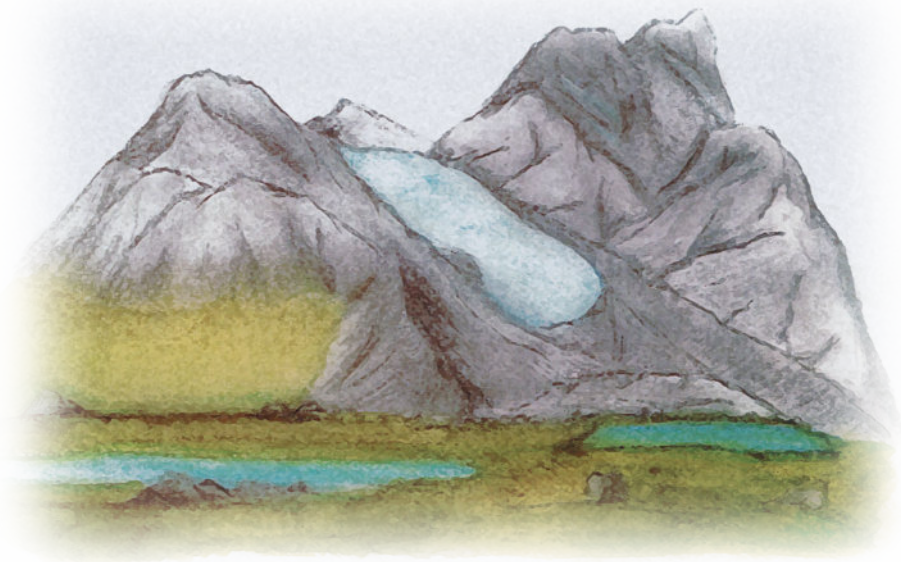
Conclusion

L'utilisation du modèle glaciologique positif degré-jour nécessite la mobilisation de paramètres bien précis du lieu d'étude. Dans le cadre de cette thèse, l'acquisition d'un MNT représentant la topographie de la calotte glaciaire du Lyngmarksbræen, les données climatiques (station d'Ilulisaat et de la base *Arctic*) et les connaissances sur les paramètres glaciologiques régionaux (gradient de température, facteur de fonte) sont primordiaux. Ces variables permettent de modéliser un paléo-glacier en fonction de différents scénarios climatiques.

La position et la datation exactes de moraines dans ce secteur permettent ensuite de simuler une avancée glaciaire définie, ce qui permettra de proposer des données de paléo-températures et de paléo-précipitation sur une période bien définie de l'Holocène.

PARTIE III

RESULTATS



Aquarelle d'un glacier de l'île de Clavering, Groenland. Réalisation Biette

Préambule

Nous avons vu comment les fluctuations passées des glaciers déconnectés de l'inlandsis peuvent permettre d'améliorer nos connaissances sur la variabilité climatique régionale. L'objectif de cette thèse est donc de multiplier les chronologies glaciaires dans les régions qui en sont dépourvues ou qui accumulent des données incomplètes pour visualiser les périodes synchrones et asynchrones de fluctuation des glaciers à l'échelle du Groenland. Améliorer la vue d'ensemble des dynamiques glaciaires peut ensuite aider à mieux comprendre le ou les forçages climatiques qui en sont responsables. Les résultats des nouvelles chronologies glaciaires développées dans le cadre de cette thèse sont présentés sous la forme de deux articles (chapitre 7 et 8).

La présentation des reconstructions de fluctuations glaciaires est suivie d'une étude préliminaire plus centrée sur la proposition de données climatiques holocènes au Groenland. A partir d'une chronologie glaciaire (antérieure à cette thèse) comme support spatial (MNT) et temporel (datation ^{36}Cl), nous avons simulé des scénarios climatiques qui permettent de modéliser des avancées glaciaires connues. L'objectif est alors de pouvoir mesurer un intervalle de refroidissement responsables des avancées glaciaires identifiées. Les résultats de cette étude sont présentés sous la forme d'un troisième article (chapitre 9).

CHAPITRE 7

Fluctuations des glaciers de montagne au cours du Tardiglaciaire et l'Holocène sur l'île de Clavering (nord-est du Groenland) à partir de la datation cosmogénique ^{10}Be de moraines

Afin de documenter le comportement des glaciers déconnectés de l'inlandsis dans le nord-est du Groenland, nous avons échantillonné des dépôts morainiques sur l'île de Clavering jusqu'à 2 km des fronts glaciaires actuels dans le but de construire une chronologie couvrant l'ensemble de la période Holocène. Ce chapitre présente donc les chronologies glaciaires de trois glaciers de montagne réalisées à partir de la datation cosmogénique ^{10}Be de blocs morainiques. Les chronologies glaciaires sont comparées avec les chronologies ^{10}Be déjà existantes pour discuter du comportement similaire/différent des glaciers à l'échelle régionale. Cet article a fait l'objet d'une soumission à la revue *Boreas*, spécialisée dans les recherches du Quaternaire. Accepté le 22 juillet 2020, il est ici présenté sous sa forme définitive en anglais.

Pour l'aboutissement de cette publication, Vincent Jomelli et moi-même avons effectué le travail de terrain en 2017 sur l'île de Clavering. J'ai également produit les données cosmogéniques au LGP (sauf dans le cas où les échantillons nécessitaient un traitement particulier au CEREGE avec Régis Braucher). Enfin, j'ai rédigé et mis en forme le texte principal, les figures et les tableaux, tout en étant en contact avec les co-auteurs pour améliorer la discussion autour des résultats.

Mountain glacier fluctuations during the Lateglacial and Holocene on Clavering Island (northeastern Greenland) from ^{10}Be moraine dating

Melody BIETTE, Vincent JOMELLI, Marie CHENET, Régis BRAUCHER, Vincent RINTERKNECHT, Timothy LANE, ASTER Team **

Melody Biette (melody.biette@lgp.cnrs.fr), Vincent Jomelli, Marie Chenet and Vincent Rinterknecht, Laboratoire de Géographie Physique, Paris 1 Panthéon-Sorbonne University, CNRS, UMR 8591, 92195, Meudon, France ; Régis Braucher, CEREGE, Aix-Marseille Univ., CNRS, IRD, Coll. France, INRA, UMR 34, 13545 Aix-en-Provence, France ; Timothy Lane, School of Natural Sciences and Psychology, Liverpool John Moores University, Liverpool L3 3AF, United Kingdom.

** A comprehensive list of consortium members appears at the end of the paper

Despite an increasing interest in Greenlandic mountain glaciers over the last decades, their evolution during the Lateglacial and Holocene still needs to be better constrained. Here we present 25 ^{10}Be cosmic-ray exposure (CRE) ages of boulders collected on moraines from three glaciers located on Clavering Island (northeastern Greenland). CRE ages span 16.29 ± 0.79 ka to 0.37 ± 0.05 ka and reveal three periods of moraine formation during the Lateglacial, the Early and the Late Holocene. Data show a multimodal distribution of the ages during the Lateglacial with exposure ages spanning from 16.29 ± 0.79 ka to 12.31 ± 1.3 ka. At least two glaciers experienced a greater expansion at the beginning of the Holocene than at the end of the Holocene, dated to 11.3 ± 0.3 and 10.8 ± 0.6 ka, respectively. At the end of the Holocene, glacial advances occurred during the Dark Ages Cold Period and during the Little Ice Age (LIA), synchronous with glacial advances documented in nearby lake sediments. This new CRE chronology highlights that the LIA extent is not the largest glacier advance in the Late Holocene in Clavering Island. This broadly corresponds with other mountain glaciers of western and northern Greenland, and does not appear to reflect northern high latitude summer insolation that would suggest progressive temperature decrease, but instead mimics recent regional

continental temperature reconstructions that show a long term warming driven by different forcing.

7.1. Introduction

From the Lateglacial to the end of the Holocene, Greenlandic ice core records (e.g. GRIP, NGRIP and GISP2 projects) reveal a period of fluctuating climate with strong centennial-scale variability in the order of 1-2 °C throughout the Holocene (Vinther *et al.*, 2006, 2009; Kobashi *et al.*, 2017). Due to their sensitivity to summer temperature and their short response time, the numerous mountain glaciers (or local glaciers as described by (Kelly & Lowell (2009)) at the periphery of the Greenland Ice Sheet (GrIS) offer a unique opportunity to analyze glacier response to these periods of fluctuating palaeo-climate conditions (Masson-Delmotte *et al.*, 2012). The application of the cosmic ray exposure (CRE) dating to moraine boulders is a pertinent method for obtaining direct evidence of the glacier history (J. Gosse et Klein 2015). However, despite some studies that focused on local glacier fluctuations over the last decades (Kelly & Lowell, 2009; O'Hara *et al.*, 2017; Schweinsberg *et al.*, 2019), robust moraine chronologies based on CRE dating remain limited in Greenland. As a result, it is difficult to determine the chronology of the Holocene maximum extent, the possible regional asynchronies of this maximum extent in Greenland and the external/internal climate forcing responsible for this change of behavior.

At present, the most reliable CRE dating reconstructions of mountain glacier fluctuations since the Lateglacial Maximum (LGM) are in northwest and northeast Greenland. At Jensen Land, north Greenland, ¹⁰Be CRE dating evidences a Younger Dryas (YD) glacier advance (and subsequent retreat) of three glaciers. The Sifs valley moraine, the Henson Bugt moraine, and the Moore glacier moraine are dated at 12.1±0.6, 12.8±0.8 and 12.8±0.7 ka, respectively (Möller *et al.* 2010; N. K. Larsen *et al.* 2016; O'Hara, Briner, et Kelley 2017). This is one of the only Greenlandic mountain glacier locations where a YD readvance has been documented. However, the Holocene trend of these glaciers behaviour remains unknown. Further south, on Disko Island, west Greenland, Jomelli *et al.* (2016) provided ³⁶Cl CRE ages for four moraines from Lyngmarksbræen glacier dated to the Lateglacial/Holocene transition (11.9±1.7 ka), and during the last millennium (0.82±0.13, 0.57±0.09, and 0.3±0.06 ka), with the largest glacier extent prior the Little Ice Age (LIA ~ AD 1450 to AD 1850). Close to Disko Island, a local glacier from Nakàgajoq advanced at 10.4±0.2 ka (O'Hara *et al.*, 2017), and at Uigordleq Lake Young

et al. (2015) provided evidence of a glacial advance during the period of the Medieval Climate Anomaly (MCA ~ AD 950 to AD 1250) from a moraine dated to 0.8 ± 0.04 ka. Finally, two glacial advances were dated from a local glacier on the Nuussuaq Peninsula, with the largest advance occurring at 1.5 – 0.7 ka, and a second less extensive advance occurring during the LIA (Schweinsberg *et al.*, 2019).

In Scoresby Sund (northeast Greenland), ^{10}Be CRE ages of bedrock and boulders down valley from moraines indicate that Bregne ice cap was within 250 m of its present-day limit by at least 10.7 ka (Kelly *et al.*, 2008; Levy *et al.*, 2014). A second Late Holocene or LIA unweathered and unvegetated moraine was identified, but uncertainties associated with the ^{10}Be CRE ages prevented precise dating. Nevertheless, this glacier advance during Historical time was the most extensive since the Early Holocene. Results from Milne Land, Scoresby Sund, reveal that a local glacier retreated during the YD and deposited the inner Milne Stade moraines at $\sim 11.4 \pm 0.6$ ka, in phase with fluctuations of the GrIS Fonfjord marine outlet glacier (Levy *et al.*, 2016).

Overall, our understanding of local mountain glacier fluctuations since the Lateglacial based on CRE ages remains elusive, due to: (i) the limited number of mountain glaciers studied, (ii) the uncertainties concerning the age of moraine deposition, and (iii) the difficulty of developing a continuous Lateglacial to Late Holocene glacial chronology at the same site, either because of field constraints or CRE dating uncertainties. To improve knowledge of glacier behaviour through the Lateglacial and Holocene, we present a new ^{10}Be CRE dating based on moraine chronology from three mountain glaciers on Clavering Island, northeast Greenland. We then compare our local glacier chronology to independent lake sediment records close to our study area and with previously CRE dated local glacier advances in other parts of Greenland.

7.2. Regional setting

Clavering Island is located in High Arctic northeast Greenland (74°N) in Gael Hamkes Bugt (Fig. 60A). The island has a surface area of ~ 1500 km² and is located ~ 8 km south of the Zackenberg Research station. The basement rocks are primarily granite and gneiss combined with some mica-schist and basalt (Koch & Haller, 1971). The island hosts two main ice caps; the Skillgletscher ice cap on northern Clavering Island is ~ 250 km², with a highest point at 1619 m a.s.l. and a depth < 200 m and Taggletscher, a smaller ice cap (~ 16 km²) on the southern part of the island. Smaller valley glaciers are also present, mostly in the Northern part of the island.

The region has a typical High Arctic climate (Kottek *et al.*, 2006), with mean annual air temperature of -9 °C (annual range: ~ -24.5 to 6.6 °C) based on 1996 - 2015 values measured at the Zackenberg Research station (Hobbie *et al.*, 2017). Summer air temperature averages 4.5 °C (Hobbie *et al.*, 2017) and average precipitation is 200 mm a⁻¹ a (Hansen *et al.*, 2008b).

This study focuses on the Theodolit plateau (Fig. 60B) and, more specifically, on three glaciers flowing to the northwest on the west side of the Skillgletscher ice cap, informally named TheoA, TheoB, and TheoC. TheoA glacier is the smallest glacier with a catchment area of ~3.5 km² and with an elevation range between 1466 and 660 m a.s.l. TheoB glacier is the largest glacier with a catchment area of ~7 km² and an elevation range of 1547 to 620 m a.s.l. A proglacial lake (~0.3 km²) has formed in front of TheoB, close to its current ice margin, present since at least 1980. TheoC glacier has a catchment area similar to TheoB (~6.5 km²) and its elevation ranges from 1436 to 760 m a.s.l.

In front of all three glaciers are successions of well-preserved, unvegetated or partly vegetated moraines (Fig. 61). In front of TheoA are three moraines, located 250 m, 630 m, and 1000 m from the current ice front, at elevations ranging from 650 to 520 m a.s.l. Four moraines were identified in front of TheoB, very close to each other, 1420 - 1220 m from the current ice margin. An additional moraine remnant was identified 2120 m from the current ice margin. Moraines and remnants have elevations ranging from ~620 to ~530 m a.s.l. Finally, two moraines were identified in front of TheoC 100 m and 250 m from the current ice front, with elevations from 760 to 720 m a.s.l., respectively. Downstream, two moraines remnants located at 860 m and 2000 m from the present ice margin have elevations ranging from ~690 to ~600 m a.s.l.

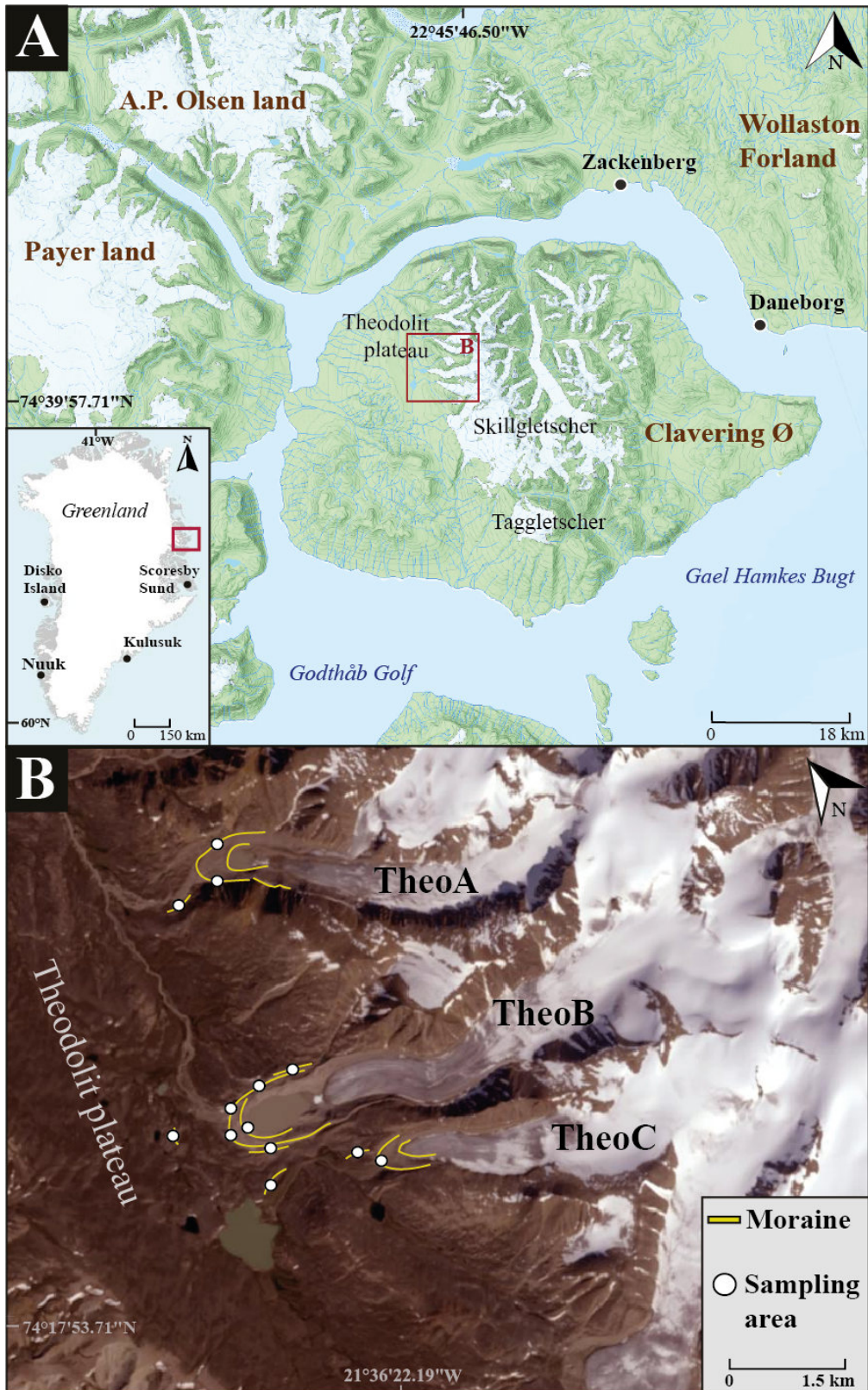


Figure 60 : A. Map of Clavering Island region in northeast Greenland with the location of the study area (red box). B. Location of the three investigated glaciers and moraines (yellow lines) on Theodolit plateau. Sampling areas on studied moraines in this paper are indicated with white circles. Source photography: Earthstar Geographics.

7.3. Material and methods

7.3.1. Field sampling

Large (>2 m high and >20 m long), accessible and easily identified moraines or moraine remnants without evidence of disturbance (river, possible rock fall) were sampled and mapped in the field with a Garmin GPS survey. These moraines were named from the furthest from the glacier front (M1) to the closest (Mx) (Fig. 61; Table 7). All moraines and moraine remnants identified in the forefield of the TheoB glacier were sampled. The moraines located proximal (<10 m) to the current front position of TheoA and TheoC glaciers were not sampled. 30 granitic boulders (>60 cm in height) were sampled from the crests of the selected moraines on broadly horizontal or sub-horizontal surfaces using a hammer and a chisel. Only sampled boulders with minimal signs of erosion were sampled. Topographic shielding was estimated in the field using a compass clinometer of the sample positions. Sample elevations were extracted from a handheld Garmin GPS (vertical uncertainty of 10 m). All boulders were photographed and their height from ground-to-sample measured.

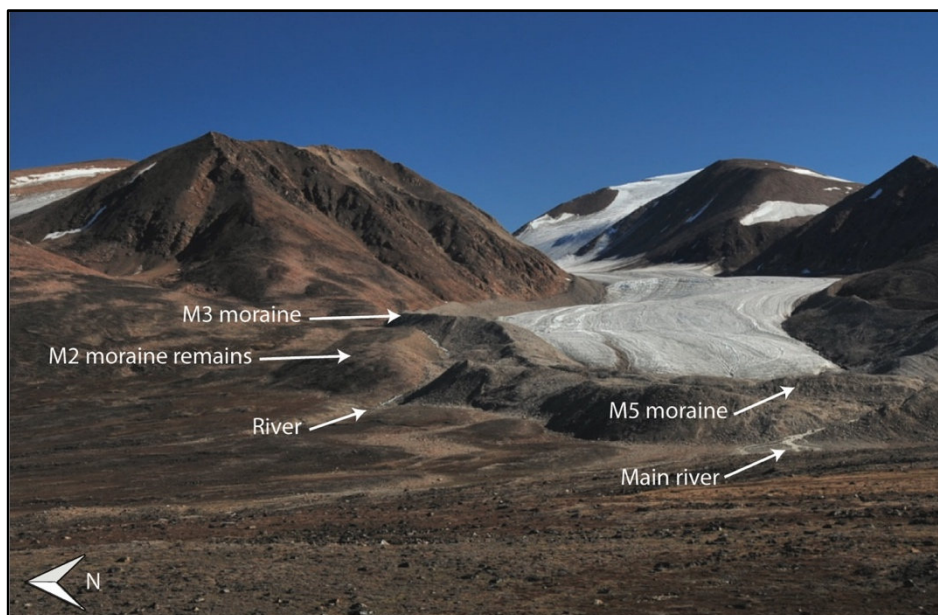


Figure 61: View of TheoB glacier from the Theodolit plateau with the two rivers cutting the rampart composed of several moraines. A lake not visible on this picture is located behind the frontal moraine M5. Source : M.Biette, 2017.

7.3.2. Analytical procedure

The chemical procedure was conducted at CALM lab (Cosmonucléides Au Laboratoire de Meudon -France). Samples were crushed and sieved to retain 1 mm - 710 μm fractions then sieved again to retain the 250 - 500 μm fractions. The 250 - 500 μm grain size fractions were leached in a dilute HF/HNO₃ acid mixture to remove atmospheric ¹⁰Be. Pure quartz was spiked with 500 μL of a commercial standard solution from the Scharlau Company (1000 mg L⁻¹ of ⁹Be) and then digested in 48% hydrofluoric acid. Beryllium was extracted using anion and cation exchange columns and alkaline precipitation. The obtained beryllium hydroxides were dried, and finally oxidized for one hour at 900 °C. The final BeO oxides were combined with Nb powder for AMS measurements at the French 5 MV AMS national facility ASTER (Aix-en-Provence) (Klein *et al.*, 2008; Arnold *et al.*, 2010). Measurements were calibrated against in-house standard STD-11 with an assigned ¹⁰Be/⁹Be ratio of $1.191 \pm 0.013 \times 10^{-11}$ (Braucher *et al.*, 2015) using a ¹⁰Be half-life of $1.387 \pm 0.0012 \times 10^6$ years (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010).

7.3.3. Age calculation

Surface cosmic ray exposure ages were calculated with the CREP online calculator (Martin *et al.*, 2017; <https://crep.otelo.univ-lorraine.fr/#/>) applying the Lal-Stone time corrected scaling scheme (Lal, 1991; Stone, 2000), the ERA 40 atmosphere model and the atmospheric ¹⁰Be based VDM for geomagnetic data base. Given the location of the study, the “Arctic” ¹⁰Be production rate of 3.93 ± 0.15 atoms g⁻¹ a⁻¹ established by Young *et al.* (2013) was applied here. ¹⁰Be CRE ages are reported with 1 σ “external” uncertainties, which include measurement, production rate and scaling uncertainties (e.g. Balco *et al.*, 2008). For a given moraine, its age corresponds to the arithmetic mean of the sample ages from that moraine, which has successfully passed a Chi² test (Ward & Wilson, 1978) used to identify outliers. We also considered the stratigraphic relationships to identify outliers.

Tableau 7: Detailed cosmogenic nuclide concentrations and calculated exposure durations from the three glaciers in the Clavering Island. Measurements were calibrated against in-house standard STD-11 with an assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $1.191 \pm 0.013 \times 10^{-11}$ (Braucher *et al.*, 2015) using a ^{10}Be half-life of $1.387 \pm 0.0012 \times 10^6$ years (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinck *et al.*, 2010). In samples Cla 02, 29, 32, 33, 34, 38, 47, 48, 54b, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were corrected for a process blank value of $(5.31 \pm 0.50) \times 10^{-15}$. In samples Cla 05, 13, 14, 15, 36, Zack 35, 40, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were corrected for a process blank value of $(2.5 \pm 0.42) \times 10^{-15}$. In samples Cla 03, 08, 11, Zack 32, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were corrected for a process blank value of $(4.26 \pm 0.46) \times 10^{-15}$. In samples Cla 01, 31, 37, Zack 34, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were corrected for a process blank value of $(5.49 \pm 0.46) \times 10^{-15}$. In samples Cla 26, 39b, $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were corrected for a process blank value of $(9.11 \pm 0.82) \times 10^{-15}$. Samples rejected by the Chi^2 test or for stratigraphic reasons are highlighted in italics. See text for more explanation.

Sample ID	Latitude (DD N°)	Longitude (DD W°)	Elevation (m a.s.l.)	^{10}Be conc. (at g^{-1})	^{10}Be uncert. (at g^{-1})	Shielding factor	Density (g cm^{-3})	Thickness (cm)	Denudation rate (mm a^{-1})	^{10}Be age (ka)	External uncertainty (ka)	Internal uncertainty (ka)
M1 mean age = 10.8 ± 0.6 ka (n = 2)												
Gla 47	74.37658	-21.35874	521	66407	3936	0.94	2.75	3	0	10.6	0.74	0.62
Gla 48	74.37688	-21.35753	522	70010	4456	0.94	2.75	2	0	11.07	0.82	0.7
M2 mean age = 1.2 ± 0.09 ka (n = 2)												
Zack 40	74.37823	-21.32545	630	8695	694	0.96	2.75	3.5	0	1.23	0.1	0.09
Cla 54b	74.37618	-21.33118	640	9044	1763	0.86	2.75	3.5	0	1.41	0.28	0.27

M1 age = 14.79±1.9 ka (n = 1)												
Zack 30	74.35748	-21.4209	531	99547	12296	0.997	2.75	2.5	0	14.79	1.9	1.82
M2a frontal moraine mean age = 11.4±0.4 ka (n=3)												
Cla 24	74.35464	-21.41951	530	76631	2696	0.99	2.75	3	0	11.52	0.59	0.4
Zack 31	74.35442	-21.41866	535	84611	8281	0.997	2.75	2	0	12.31	1.3	1.21
Zack 32	74.35457	-21.41811	534	72272	4583	0.997	2.75	5	0	10.93	0.8	0.68
Cla 1	74.35247	-21.36865	626	83855	6959	0.994	2.75	4.5	0	11.25	0.64	0.48
Cla 38	74.3453	-21.39568	585	81667	5554	0.996	2.75	3.5	0	11.62	0.9	0.78
Cla 39b	74.34531	-21.39603	585	78017	4304	0.996	2.75	3.5	0	11.09	0.74	0.6
M2b lateral moraines mean age = 11.3±0.4 ka (n = 4)												
Cla 1	74.35247	-21.36865	626	83855	6959	0.994	2.75	2.5	0	11.38	1.04	0.94
Cla 2	74.35233	-21.3682	624	5005	609	0.994	2.75	3	0	0.68	0.08	0.08
Cla 5	74.35243	-21.36747	627	88390	3725	0.994	2.75	4.5	0	11.25	0.64	0.48
Cla 38	74.3453	-21.39568	585	81667	5554	0.996	2.75	3.5	0	11.62	0.9	0.78
Cla 39b	74.34531	-21.39603	585	78017	4304	0.996	2.75	3.5	0	11.09	0.74	0.6
Hypothesis combining M2a and M2b mean age = 11.3±0.3 ka (n = 7)												
Cla 24	74.35464	-21.41951	530	76631	2696	0.99	2.75	3	0	11.52	0.59	0.4
Zack 31	74.35442	-21.41866	535	84611	8281	0.997	2.75	2	0	12.31	1.3	1.21
Zack 32	74.35457	-21.41811	534	72272	4583	0.997	2.75	5	0	10.93	0.8	0.68
Cla 1	74.35247	-21.36865	626	83855	6959	0.994	2.75	2.5	0	11.38	1.04	0.94
Cla 2	74.35233	-21.3682	624	5005	609	0.994	2.75	3	0	0.68	0.08	0.08
Cla 5	74.35243	-21.36747	627	88390	3725	0.994	2.75	4.5	0	11.25	0.64	0.48
Cla 38	74.3453	-21.39568	585	81667	5554	0.996	2.75	3.5	0	11.62	0.9	0.78
Cla 39b	74.34531	-21.39603	585	78017	4304	0.996	2.75	3.5	0	11.09	0.74	0.6
M3 mean age = 3.3±0.2 ka (n = 2)												
Cla 3	74.35098	-21.3446	616	17652	1289	0.983	2.75	3.5	0	2.46	0.2	0.18
Cla 8	74.35189	-21.37832	615	25460	1875	0.987	2.75	2	0	3.5	0.29	0.25
Zack 35	74.35231	-21.39367	568	22382	1872	0.99	2.75	3	0	3.24	0.3	0.27
M4 mean age = 1.2±0.1 ka (n = 4)												
Cla 10	74.3519	-21.38057	605	10335	1103	0.994	2.75	3	0	1.44	0.17	0.16
Cla 14	74.35162	-21.39346	569	6442	1341	0.988	2.75	3.5	0	0.94	0.2	0.2
Cla 15	74.3516	-21.39345	580	7982	751	0.994	2.75	3	0	1.14	0.12	0.11
Zack 34	74.35239	-21.3908	549	9194	1173	0.998	2.75	3.5	0	1.35	0.18	0.17
M5 age = 0.37±0.05 ka (n = 1)												
Cla 11	74.35033	-21.39168	582	2624	306	0.994	2.75	2	0	0.37	0.05	0.04
Cla 13	74.35065	-21.39216	585	24670	1660	0.994	2.75	3	0	3.49	0.27	0.24

M1 mean age = 16.2±0.6 ka (n = 2)													
	Cla 26	74.34456	-21.41426	574	111286	7102	0.980	2.75	3	0	16.21	1.2	1.03
	Cla 29	74.34265	-21.39952	589	137356	5565	0.993	2.75	3.5	0	19.56	1.08	0.79
	Cla 31	74.34234	-21.40132	592	115778	3591	0.993	2.75	2.5	0	16.29	0.79	0.5
Glacier	M2 unknown age												
Theoc	Cla 36	74.33805	-21.36619	690	110407.66	3639.25	0.979	2.75	4	0	14.53	0.73	0.48
n = 8	Cla 37	74.33799	-21.36666	652	77717.8	7826.61	0.979	2.75	3	0	10.5	1.12	1.05
	M3 mean age = 0.49 ± 0.05 ka (n=2)												
	Cla 32	74.33566	-21.3524	719	3815.22	557.74	0.976	2.75	2.5	0	0.48	0.07	0.07
	Cla 33	74.33559	-21.3528	718	3958.6	645.55	0.976	2.75	2.5	0	0.5	0.08	0.08
	Cla 34	74.33564	-21.35772	716	1612.48	215.57	0.976	2.75	3.5	0	0.21	0.03	0.02

7.4. Results

7.4.1. Glacial chronology in each valley

We first analyze the three glaciers separately and focus on the ^{10}Be CRE ages of the samples collected on the observed moraines (Table 7, Figs 62 – 64). Fig. 65 reports ages with their associated internal uncertainties. Otherwise, in the main text and the other figures, we report individual ages with their associated external uncertainty and in Table 1 ages with both their associated internal and external uncertainties (including analytical and production rate uncertainties).

TheoA glacier - Two moraines (M1 and M2) were dated from TheoA (Table 7, Fig. 62, 65A), in the northeast of Theodolit Plateau. A fresh moraine located few meters downslope of a small lake 50 m from the glacier front position was not sampled due to suspected instability. Two boulders were dated from lateral moraine on the left of the glacier (M1, ~1000 m from the glacier front) to 11.07 ± 0.82 ka (Cla 48) and 10.6 ± 0.74 ka (Cla 47), resulting in a mean age of 10.8 ± 0.6 ka. Further upstream, two boulders were sampled from the moraine next closest to the glacier front (M2) yielding ages of 1.23 ± 0.1 ka (Zack 40) and 1.41 ± 0.28 ka (Cla 54b), yielding a mean age of 1.2 ± 0.09 ka.

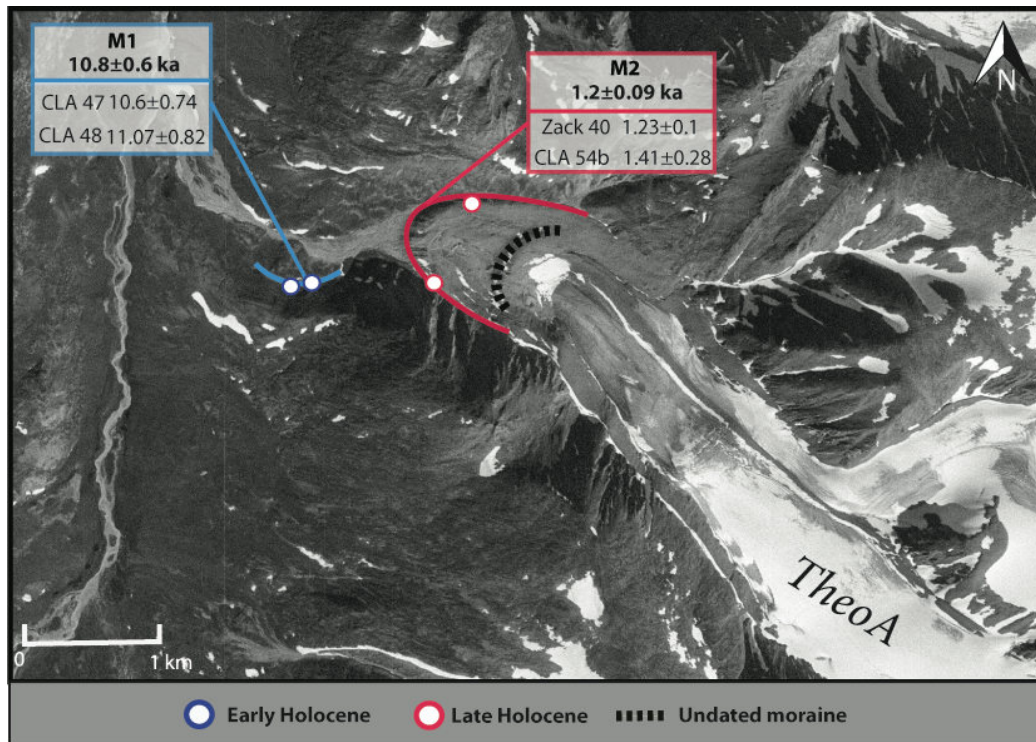


Figure 62: Chronology of glacial advances dated from two moraines of TheoA glacier on Clavering Island. Source imagery: KMS.

TheoB glacier - Five moraines and moraine remnants were identified and sampled in front of the TheoB glacier, downslope from the ice-contact proglacial lake (near the front position of the glacier) (Fig. 63). About 2 km from the glacier front, two moraine terminal remnants (M1 and M2a) on the left side of the main river, ~20 m above the river, were selected for sampling. Close to the front a large rampart ~60 m high is distinguishable, dissected by two rivers draining the lake. The largest river erodes the front of this rampart and flows northerly across the Theodolit plateau (Figs 60, 61, 63). Three distinct, sequential moraine segments that compose this rampart were sampled (M3, M4, M5) (Fig. 63). A single sample located on an external moraine remnant named here M1 (Zack 30) provided a ^{10}Be CRE age of 14.79 ± 1.9 ka ($n = 1$). Five boulders partly covered by lichens on the external side of the rampart at both sides of the glacier are from lateral remnants M2b; Cla 01, 02, 05 on the right side of the glacier and Cla 38, Cla 39b on the left side of the glacier. Cla 02 (0.68 ± 0.08 ka) was considered as an outlier based on the χ^2 test and not further considered for analyses (Fig. 65A). The other samples yielded a mean ^{10}Be CRE age of 11.3 ± 0.4 ka ($n = 4$). The arcuate remain on the other side of the main river in front of the rampart. The location of this moraine segment makes it difficult

to determine if this landform was formed by separate ice advance or if it corresponds to the front position of the lateral moraine M2b. We thus consider these two hypotheses separately. Assuming this segment corresponds to a different glacier advance (named M2a here), this remnant would yield a mean CRE age of 11.4 ± 0.4 ka based on three boulders Cla 24, Zack 31 and Zack 32. However, hypothesizing that this arcuate remnant corresponds to the frontal location of the lateral moraines M2b (thereby amalgamating ages from M2a and M2b), it yields a mean ^{10}Be CRE age of 11.3 ± 0.3 ka (M2a + M2b: $n = 7$). Three other boulders (Cla 03, 08 and Zack 35) were sampled on M3, the largest moraine. The ^{10}Be CRE ages of these three boulders range from 3.5 ± 0.29 to 2.46 ± 0.2 ka. Based on the Chi^2 test, Cla 03 (2.46 ± 0.2 ka) was considered as an outlier likely due to post-depositional modification and rejected from the mean calculation. Following this, M3 yielded a mean ^{10}Be CRE age of 3.3 ± 0.2 ka ($n = 2$). Four boulders collected on moraine M4 (Cla 10, 14, 15 and Zack 34) yielded a mean ^{10}Be CRE age of 1.2 ± 0.1 ka ($n = 4$). Upstream of M4, two samples were taken from M5, ~ 10 m above the current lake level (Cla 11, 13). Cla 13 (3.49 ± 0.27 ka) was considered as an outlier (possibly due to inheritance) and rejected from the analysis. The remaining sample (Cla 11), and therefore the age ascribed to M5, returned an age of 0.37 ± 0.05 ka.

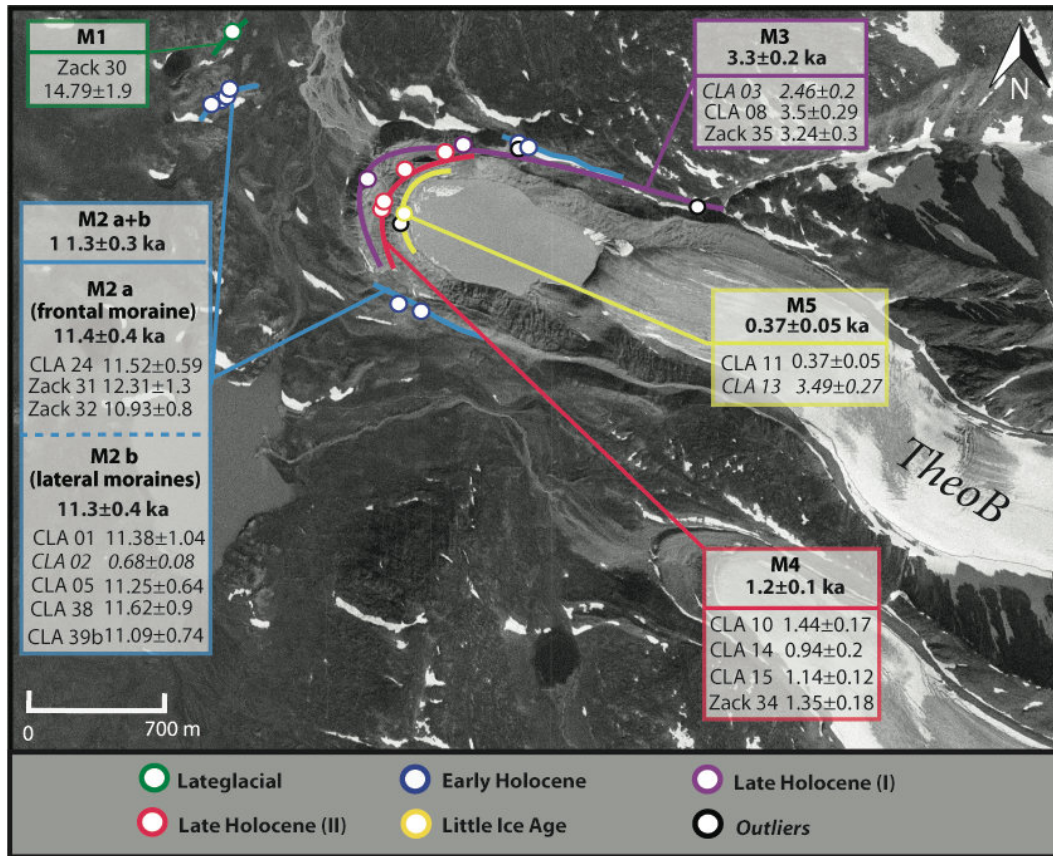


Figure 63: Chronology of glacial advances dated from five moraines of TheoB glacier on Clavinger Island. Source imagery: KMS.

TheoC glacier - On TheoC, three moraines were selected for dating (Figs. 64, 65A, Table 7). The moraine closest to the current front position of the glacier was not sampled due to suspected instability. Three boulders (Cla 26: 16.21 ± 1.2 ka, Cla 29: 19.56 ± 1.08 ka and Cla 31: 16.29 ± 0.79 ka) were sampled on a large and high moraine surface covered by few large boulders, interpreted as a medial moraine remnant (M1), possibly formed by the coalescence of west and southwest Skill glaciers. Cla 29 was considered as an outlier by the Chi² test and rejected from the mean calculation. The other samples yielded a mean ¹⁰Be CRE age of 16.2 ± 0.6 (n = 2). About 1 km upstream of M1, two partly lichen- and moss-covered boulders were sampled from a lateral moraine (M2). These two boulders (Cla 36 and Cla 37) yielded a CRE age of 14.53 ± 0.73 and 10.5 ± 1.12 ka, respectively. These boulders may have been deposited during the Lateglacial/Early Holocene transition. However, because their ages are significantly different, it is not possible to provide an age for the moraine M2. On M3, three lichen-free boulders were sampled. Cla 32 yielded a ¹⁰Be CRE age of 0.48 ± 0.07 ka, Cla 33 of 0.5 ± 0.07 ka, and Cla 34 of 0.21 ± 0.03 ka. According to their Chi² test, Cla 34 was considered as an outlier

and not included in age calculation. Therefore, Cla 32 and 33 yielded a mean ^{10}Be CRE age of 0.49 ± 0.05 ka for M3.

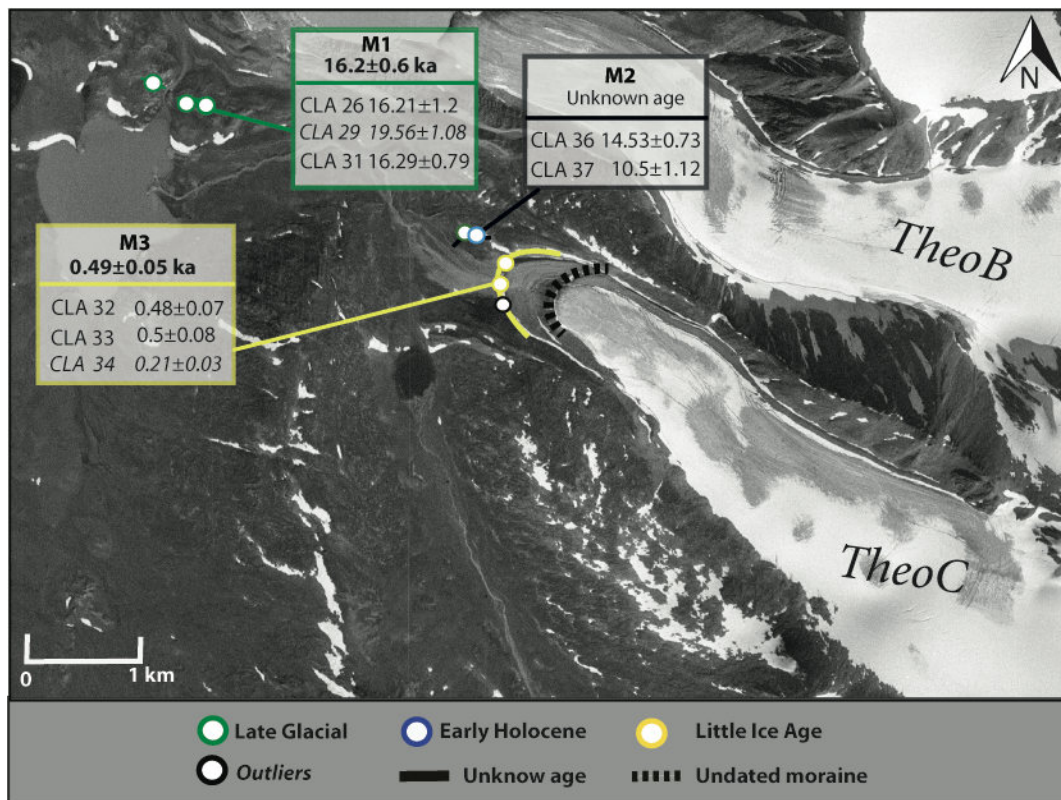


Figure 64: Chronology of glacial advances dated from three moraines of TheoC glacier on Clavering Island. Source imagery: KMS.

7.4.2. Glacier pattern at Theodolit plateau

To provide an overview of the three glacier fluctuations and develop a regional chronology, we combined ^{10}Be ages from all three glaciers, except previously rejected samples (Fig. 65B). This allowed our dataset to be divided into three periods: the Lateglacial, the Early and the Late Holocene. A probability density function of the ages reveals a multimodal distribution of the ages during the Lateglacial, with exposure ages spanning from 16.29 ± 0.79 to 12.31 ± 1.3 ka. During the Early Holocene the distribution is modal, with a mean age of 11.11 ± 0.82 ka ($n = 9$). The Late Holocene samples span from 3.5 ± 0.29 to 0.37 ± 0.05 ka ($n = 11$). Two major modes then appear: one centered on the DACP with a mean CRE age of 1.25 ± 0.18 ka ($n = 6$) and the other one during the LIA with a mean age of 0.45 ± 0.07 ka ($n = 3$). This dataset reveals two

important points about the investigated glaciers: (i) these glaciers were larger during the Early Holocene than the Late Holocene and (ii) larger during the Late Holocene than during the LIA.

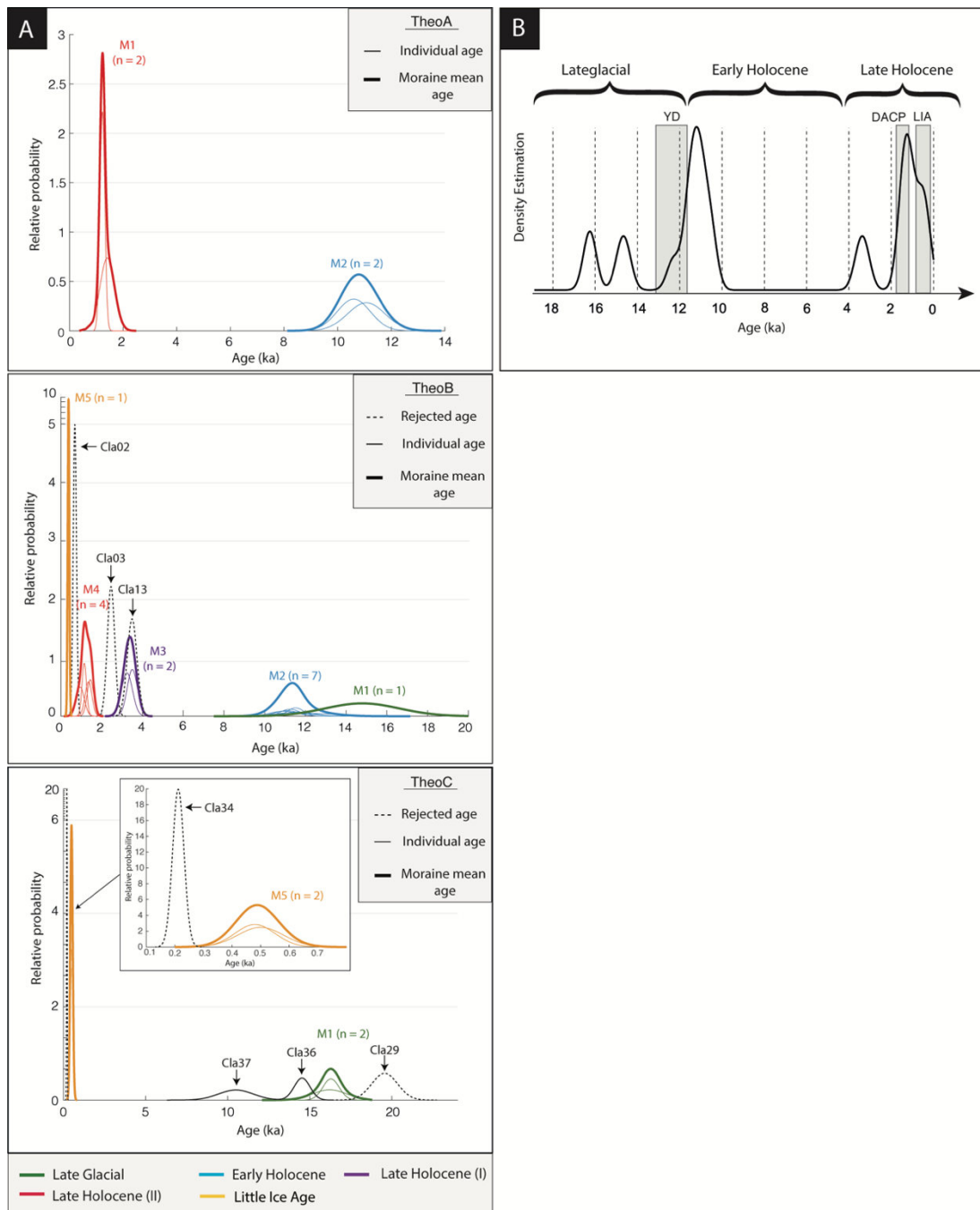


Figure 65: Camel plot of the individual (thin lines) and summed (thick lines) ^{10}Be CRE ages (with their internal uncertainties) collected on the investigated glaciers on the Clavering Island. Distributions were calculated with free-MATLAB code from Greg Balco at the University at Washington Cosmogenic Isotope Lab available from http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb_pubs/camelplot.m. B. Combination of the all individual ^{10}Be CRE ages (with their internal uncertainties) from the three glaciers on Clavering Island. Specific climatic periods/events: YD = Younger Dryas; DACP = Dark Age Cold Period; LIA = Little Ice Age (after Kolling *et al.*, 2017). Realized with the KDX application (Spencer *et al.*, 2017).

7.5. Discussion

The ^{10}Be CRE ages of boulders collected on moraines and remains of three mountain glaciers located on Clavering Island made it possible to interpret the timing of deglaciation during the Lateglacial and Holocene near Zackenberg. The TheoB site displays the highest number of moraines preserved in the field. Based on the competing hypotheses of M2 (see above), we favor the association of M2a and M2b as a single moraine for preserving a high number of samples to date this landform. Furthermore M2a and M2b are both within their uncertainties and completely overlapping. We thus assumed that the moraine remnant M2a is geomorphologically linked to the lateral moraines of M2. These ^{10}Be ages indicate that the glacier recorded at least one advance during the Early Holocene. The M1 moraine remnant reveals that the glacier reached an extensive position at the end of Lateglacial period close to the maximum extent reached by the glacier during the Early Holocene. Following this Early Holocene maximum position, the glacier retreated, before re-advancing at least three times during the Late Holocene at ~ 3 ka, 1 ka and the LIA. This long-term Holocene pattern of change is broadly consistent with the glacier advances of TheoA, which shows at least one moraine formed during the Early Holocene and one moraine formed during the last millennium. In front of TheoC glacier, we identified moraines formation during the Lateglacial (M1) and during the LIA (M3). However, regarding M2, the scattering of the ages of the samples prevents any conclusion about the moraine's age, which may have been formed during the Lateglacial or the Early Holocene. Because we did not document moraine formation during the Middle Holocene, we suspect that these glaciers were smaller during this time than in the Late Holocene.

Lake sediment records close to the glaciers investigated in this paper provide independent indirect high-resolution evidence of glacier advances and retreats. At Zackenberg, northeast Greenland, lake sediment record from Madsen Lake suggests that three glacier advances occurred over the last 2000 years (Adamson *et al.*, 2018). The first two advances (1.3 – 0.8 ka) occurred prior to the LIA, corresponding to the Dark Ages Cold Period (DACP ~ 1.75 – 1.25 ka) and the MCA respectively. Our moraine record suggests that the advance during the DACP was larger than the advance during the LIA at least for two glaciers, consistent with Madsen Lake record. In Kulusuk, ~ 1000 km south of Zackenberg, sediment core analyses document glacier advances since 9.5 ka (Balascio *et al.*, 2015). Interestingly, DACP and LIA glacier advances were also identified from Kulusuk lake sediment record. However, the reconstruction of Kulusuk glacier activity from XRF PC1 data over the last 9.5 ka indicated that the most

extensive glacier advances occurred at the end of the LIA (Fig. 66D) and not during the DACP (Balascio *et al.*, 2015).

Despite the development of this new glacial chronology in Clavering Island, the limited number of absolute ^{10}Be moraine chronologies of local mountain glaciers across Greenland makes our knowledge of their overall trends during the Holocene still incomplete. In particular, the understanding of the chronology of the maximum Holocene extent remains unclear, potentially occurring during the Early Holocene or the last millennium. At Clavering Island, two of the three investigated glaciers recorded their maximum during the Early Holocene. These data can be correlated with other moraine records in West Greenland where mountain glaciers displayed their maximum Holocene advance in the Early Holocene (O'Hara *et al.*, 2017). At Scoresby Sund, ~400 km south of Zackenberg, Kelly *et al.* (2008) and Levy *et al.* (2016) dated the inner Milne Land Stage moraines to the Early Holocene, broadly synchronous with our Clavering glacier advances. However, at Istorvet ice cap near Scoresby Sund, the glacier reached its maximum Holocene extent by ~0.87 ka and retreated from this limit ever since (Lowell *et al.*, 2013). Similarly, mountain glaciers in the Stauning Alper appear to have reached their maximum Holocene extents during the Late Holocene (Hall *et al.*, 2008; Kelly *et al.*, 2008). Moreover, as mentioned above, at Kulusuk, glaciers reached their largest extent in the past 9.5 ka during the LIA. Consequently, these studies suggest possible regional differences in the chronology of the Holocene maximum glacier extent in Greenland.

The contrast and variability in glacier behaviour across Greenland throughout the Holocene suggests complex interactions between glacier and regional climate conditions constrained by various forcings. During the Holocene, two contrasting trends in temperature change may be considered. Declining summer insolation through the Holocene (Solomina *et al.*, 2015) leads to the warmest temperature occurring in the Early Holocene (Buizert *et al.*, 2018; Lesnek *et al.*, 2020), followed by long-term cooling (Fig. 66A). This cooling trend would suggest a progressive increase of mountain glacier size during the Holocene with the maximum Holocene extent during the LIA (Pendleton *et al.*, 2019). Mountain glaciers at Clavering do not reflect this overall pattern. In contrast, recent summer temperature reconstructions from pollen records suggest cooler temperature in the Early Holocene than in the Late Holocene (Fig. 66B), consistent with ice core records (Marsicek *et al.*, 2018). The combination of large ice cover and meltwater forcing (McKay *et al.*, 2018) could have favored cooler temperatures during the Early Holocene than during the Late Holocene. This Holocene temperature evolution is

consistent with our moraine record at Clavering and some other glacier chronologies documented in other regions of Greenland.

Superimposed on long-term temperature changes are episodes of glacier expansion and retreat on multi-decadal to centennial timescales. These are likely to be caused by forcing that include sea ice change variation (Fig. 66E) (Bond *et al.*, 1997), volcanic eruption, short-term solar variability or internal climate variability (e.g. Kelly & Lowell, 2009; Levy *et al.*, 2014; Jomelli *et al.*, 2016; van der Bilt *et al.*, 2019). Ice rafting events in the North Atlantic were invoked by Balascio *et al.* (2015) to explain these ice advance periods during the Late Holocene documented from Kulusuk lake sediment record. In addition, Moffa-Sánchez & Hall (2017) revealed three periods of enhanced cold and fresh polar waters from the east Greenland current around 3 ka, 1 ka and the LIA, which would explain the synchronicity of glacier advances at Clavering and Kulusuk. However, further data are needed from both moraine dating and lake sediment records before a robust understanding of the impacts of such forcing on glacier changes can be established, especially because of the specific character of moraine records (Gibbons *et al.*, 1984). The respective influence of the geomorphic context (for instance slope, size of the catchment) (Chenet *et al.*, 2010; Brun *et al.*, 2019) and the local-regional climatic conditions responsible for variation in glacier behaviour could then be established. Interestingly, we showed that during the Late Holocene some episodes of glacier changes were synchronous from 74°N to 65°N on the eastern side of Greenland suggesting a regional climate change rather than a local glacier pattern driven by specific geomorphological conditions or ice dynamic. However, causes of these glacier advances are also still unclear. Gathering additional data from cosmic ray exposure dating on moraine will help our understanding of mountain glacier volume loss that has increased over the last centuries in NE Greenland (Carrivick *et al.*, 2019).

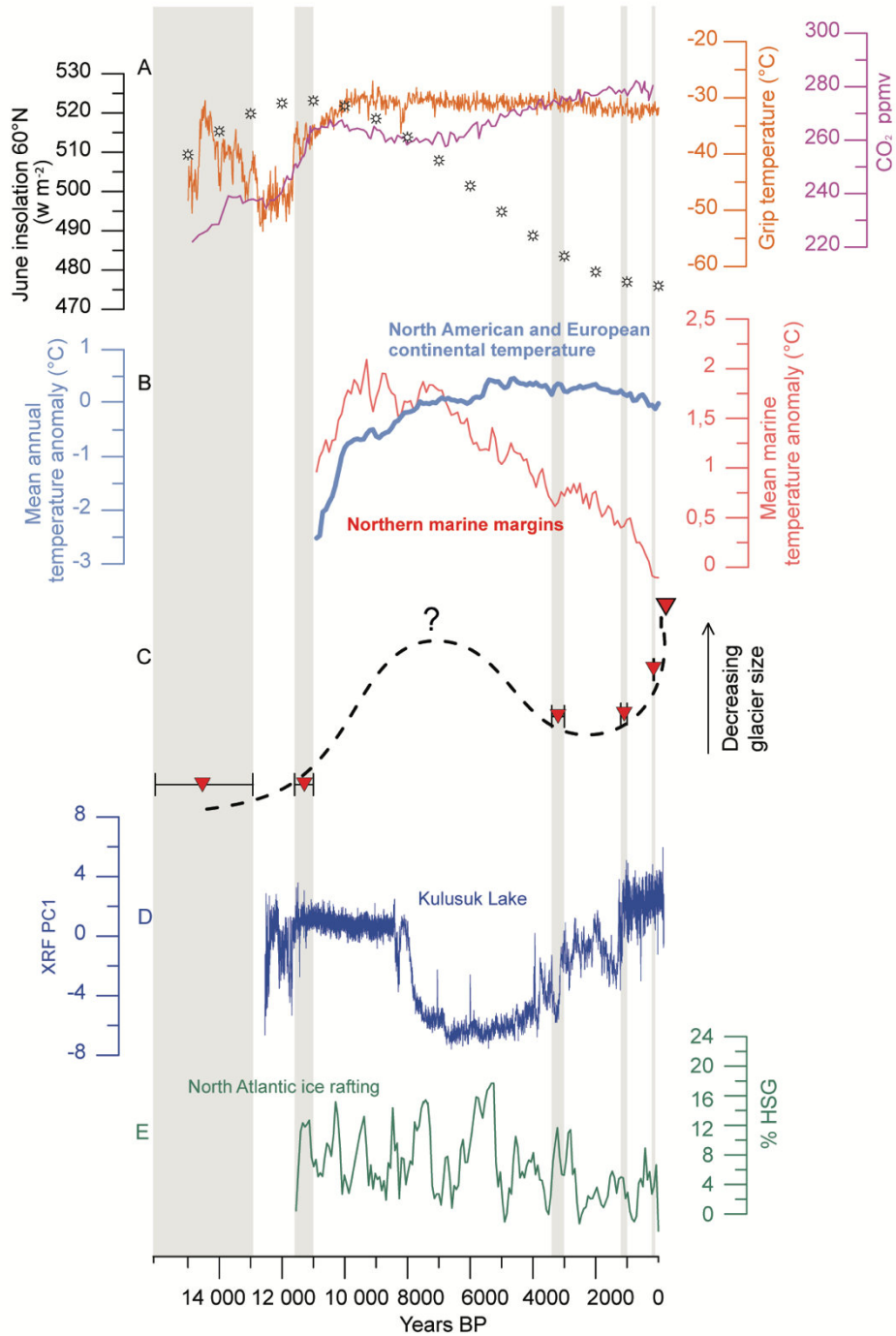


Figure 66: Clavering moraine record compared with forcing. A. GRIP temperature, CO₂ from Shakun *et al.* (2012) and summer insolation in the Northern Hemisphere. B. Temperature reconstruction of Northern marine margins, North America and Europe from Marsicek *et al.* (2018). C. Moraine record from TheoB glacier. TheoB chronology is the most complete in this study (dashed line = hypothetical glacier evolution). D. XRF PC1 Kulusuk proglacial lake representing glacier size from changes in the relative amount and grain size of minerogenic sediment (Balascio *et al.*, 2015). E. Hematite-stained grains (HSG) identified in core MC52-VM29-191 interpreted to indicate ice-rafting events (Bond *et al.*, 1997).

7.6. Conclusions

Cosmic ray exposure dating of moraines from three adjacent mountain glaciers on western Clavering Island provide a new chronology of the glacial history in northeast Greenland from the Lateglacial to present. Only one glacier with a moraine dated at 16.2 ± 0.6 ka allows identifying the extent of glaciers during the Lateglacial. During the Holocene, several glacial advances are well constrained. TheoA and TheoB glaciers exhibit a maximum Holocene glacial extent during the Early Holocene at 10.8 ± 0.6 and 11.3 ± 0.3 ka, respectively. This maximum Holocene extent on Clavering Island is broadly synchronous with some glacier advances recorded across Greenland. We suggest that this larger Early Holocene glacier expansion may have been caused by cooler temperature during the Early Holocene in the Arctic compared to the Late Holocene. The absence of Middle-Holocene moraines in the study area suggests that these glaciers were smaller during this period than during their Late Holocene extension that occurred at ~ 3 ka. Advances at ~ 3 ka, during DACP and the LIA are synchronous with glacial advances documented from lake sediments in the northeast Greenland.

Acknowledgements. - Field work was funded by INTERACT (grant agreements no. 262693 and no. 730938, under the European Community's Seventh Framework Programme) and Paris 1 Pantheon-Sorbonne University. The ^{10}Be measurements were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence) that is supported by the INSU/CNRS, the ANR through the "Projets thématiques d'excellence" program for the "Equipements d'excellence" ASTER-CEREGE action and IRD. Finally, the authors would like to thank the anonymous reviewers whose suggestions helped improve and clarify this manuscript.

CHAPITRE 8

Mise en évidence de la plus grande extension glaciaire de l'Holocène Récent pendant le milieu du Néoglaciale à partir de la datation ^{10}Be de moraines (sud et sud-est du Groenland)

Les fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis pendant l'Holocène Récent ne sont pas documentées par la datation cosmogénique de moraines dans la partie sud du Groenland. Pour apporter des données dans cette région, des dépôts morainiques de la vallée de Tasilap ont été échantillonnés et les reliquats d'échantillons rocheux de la vallée d'Isortup ont été de nouveau analysés en laboratoire. Ce chapitre présente donc les chronologies de trois langues glaciaires dans la vallée de Tasilap et d'une langue glaciaire dans la vallée d'Isortup, réalisées à partir de la datation cosmogénique ^{10}Be de blocs morainiques. Les moraines datées mettent en évidence une nouvelle période d'extension maximale des glaciers pendant l'Holocène Récent. Ces résultats sont ensuite discutés eu égard aux différentes périodes d'avancée des glaciers identifiées au cours de l'Holocène Récent au Groenland.

Cet article a fait l'objet d'une soumission à la revue *Boreas*, spécialisée dans les recherches du Quaternaire. Accepté le 12 septembre 2021, il est ici présenté sous sa forme définitive en anglais. Pour la production de cette publication, Vincent Jomelli, Marie Chenet et moi-même avons effectué le travail de terrain en 2017 dans la vallée de Tasilap. Le terrain dans la vallée d'Isortup a été réalisé par les membres de l'équipe 1 entre 2012 et 2013. J'ai également produit les données cosmogéniques au LGP (sauf dans le cas où les échantillons nécessitaient un traitement particulier au CEREGE avec Régis Braucher). Enfin, j'ai rédigé et mis en forme le texte principal, les figures et les tableaux, tout en étant en contact avec les co-auteurs pour améliorer la discussion autour des résultats.

Evidence of the largest Late Holocene mountain glacier extent in southern and southeastern Greenland during the middle Neoglacial from ^{10}Be moraine dating

Melody BIETTE, Vincent JOMELLI, Marie CHENET, Régis BRAUCHER, Laurie MENVIEL, Didier SWINGEDOUW, Vincent RINTERKNECHT, ASTER Team**

Melody Biette (melody.biette@lgp.cnrs.fr) and Marie Chenet, Laboratoire de Géographie Physique, Paris 1 Panthéon-Sorbonne University, CNRS, UMR 8591, 92195 Meudon, France ; Vincent Jomelli, Vincent Rinterknecht and Régis Braucher, CEREGE – Aix-Marseille University, CNRS, IRD, Collège France, INRAE, UMR 34, 13545 Aix-en-Provence, France ; Laurie Menviel, Climate Change Research Centre, University of New South Wales, Sydney, New South Wales 2052, Australia ; Didier Swingedouw, Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux (EPOC), UMR CNRS 5806, EPOC-OASU Université de Bordeaux, 33615 Pessac, France.

** A comprehensive list of consortium members appears at the end of the paper

The timing of mountain glacier fluctuations is poorly constrained in some parts of Greenland during the Late Holocene. We present 31 ^{10}Be cosmic-ray exposure ages (CRE) of boulders collected from three mountain glacier moraines located in the Tasilap valley, in southeastern Greenland, and 10 ^{10}Be CRE ages from one mountain glacier in the Isortup valley, in southern Greenland. For the first time in these areas, mountain glacier fluctuations are documented from moraine CRE for the Late Holocene period. Several glacier advances during the Late Holocene are revealed with exposure ages ranging from 3.90 ± 0.26 to 0.4 ± 0.04 ka. Moraines of three of the four glaciers investigated, dated to 3.75 ± 0.13 ka ($n = 3$), 3.3 ± 0.19 ka ($n = 2$) and 2.87 ± 0.13 ka ($n = 3$), show a common timing of the largest glacier expansion during the Late Holocene. Evidence of at least one individual moraine deposited at

~1.2 ka was found on all glaciers. Finally, the most recent period of glacial advance during the Late Holocene is documented by one glacier in each valley at ~0.66–0.70 ka. The maximum glacier extent at ~3 ka differs from the Late Holocene glacier maximum extent usually reported during the Little Ice Age in east Greenland based on moraine dating and lake sediments. We suggest that the combination of a stronger East Greenland Current and a weaker Irminger Current, potentially associated with increased sea-ice concentration, superimposed on the long-term decrease in summer insolation during the Late Holocene could be responsible for this large glacial advance at ~3 ka in southern and southeastern Greenland.

8.1. Introduction

Mountain glaciers and ice caps independent of the Greenland Ice sheet (GrIS) (Kelly & Lowell, 2009) include ~18 500 entities in Greenland (Rastner *et al.*, 2012). They are particularly sensitive to climate variations, and records of their past extent provide important information about regional climate variability during the Holocene and help understand climate changes (Masson-Delmotte *et al.*, 2012; Solomina *et al.*, 2015). However, despite recent studies in Greenland (Kelly & Lowell, 2009; Levy *et al.*, 2014; 2016; 2020; O'Hara *et al.*, 2017; Biette *et al.*, 2020), significant uncertainties remain about the behaviour of mountain glaciers. Uncertainties concern the variability in the timing of the largest extent of mountain glaciers and associated climate forcing during the Late Holocene (since ~4.2 ka; Walker *et al.*, 2018).

Indeed, it is generally assumed that the Little Ice Age (LIA: 0.7–0.1 ka; Kolling *et al.*, 2017) corresponds to minimum summer temperatures associated with a large glacier advance in different regions of the Northern Hemisphere including Greenland (Solomina *et al.*, 2015). The LIA may even be viewed as the largest glacier extent of the Late Holocene (Kelly & Lowell, 2009). However, recent climate reconstructions (Kaufman *et al.*, 2020b) and numerical modelling simulations (Kobashi *et al.*, 2015; McKay *et al.*, 2018) revealed different periods of cold conditions in high-latitude regions of the Northern Hemisphere during the Late Holocene, questioning both the response of Greenlandic mountain glaciers to these cold periods and the climate forcing responsible for these glacier changes.

Recent studies (Kelly *et al.*, 2008; Lowell *et al.*, 2013; Levy *et al.*, 2014; Balascio *et al.*, 2015; Biette *et al.*, 2020; Larocca *et al.*, 2020a) of mountain glacier fluctuations based on ¹⁰Be cosmic ray exposure (CRE) moraine dating and lake sediment records mostly located on the east coast of Greenland (regions defined by Kelly & Lowell, 2009) highlight differences in the timing of

the largest glacier advance during the Late Holocene (Fig. 67). Additionally, the limited number of glacier chronologies, the different geomorphological characteristics of the investigated glaciers and the influence of local climate conditions make it difficult to understand the processes leading to such a complex pattern. For instance, glacial advances larger than those occurring during the LIA are dated to 3.3 ± 0.2 and 1.2 ± 0.1 ka from ^{10}Be CRE moraine records of two mountain glaciers located in northeastern Greenland, on Clavering Island (74°N) (Biette *et al.*, 2020).

Further south, in the Scoresby Sund area ($70\text{--}72^\circ\text{N}$) ^{10}Be CRE ages of moraine deposits left by a mountain glacier at Stauning Alper (71°N , in Gurreholm Dal) indicate the maximum Late Holocene glacial extent occurred during the LIA at $\sim 0.7\text{--}0.3$ ka (Kelly *et al.*, 2008). In a nearby valley (Schuchert Dal), there is no moraine evidence of any subsequent re-advance until the LIA (Hall *et al.*, 2010). From ^{10}Be CRE ages of moraine boulders in the Bregne ice cap forefield (71°N), Levy *et al.* (2014) assumed the ice cap also reached its maximum extent during the LIA at 0.74 ka. However, these authors observed wide dispersion in their data set (from 0.74 to 9.60 ka). At the Istorvet ice cap (70°N), glacier fluctuations during the Late Holocene were documented from a multi-proxy approach (lake sediment core, radiocarbon dates of subfossil plants, ^{10}Be dates of surface boulders but not glacial landforms) and revealed the maximum glacier extent earlier than the LIA dated to ~ 0.78 ka (Lowell *et al.*, 2013; Lusas *et al.*, 2017).

In southeast Greenland (65°N) near Kulusuk and in the Kujallek region in southern Greenland ($59\text{--}60^\circ\text{N}$) investigations of lake sediments indicate centennial-scale oscillations in glacier size during the Late Holocene with the most extensive glacier advance at the end of the LIA ($\sim 0.2\text{--}0.1$ ka; (Balascio *et al.*, 2015; Larocca *et al.*, 2020a). However, in these regions, the ages of moraines of mountain glaciers during the Late Holocene remain unknown. The only moraine chronology comes from a moraine located to the northeast of Narsarsuaq (61°N) formed by a Greenland ice sheet (GrIS) outlet glacier and dated to $\sim 1.3\pm 0.15$ ka, which suggests a major glacial advance prior to the LIA (Winsor *et al.*, 2014) possibly reflecting differences in response time and sensitivity to climate conditions.

Investigating the timing of mountain glacier fluctuations during the Late Holocene using ^{10}Be moraine dating in southern and southeastern Greenland is particularly interesting as these regions are possibly influenced by two important ocean currents (Geirsdóttir *et al.*, 2000; Daniault *et al.*, 2011) : the East Greenland Current and the Irminger Current. The East Greenland

Current transports polar water and sea ice from the Arctic Ocean southward along the east coast of Greenland. The East Greenland Current meets the Irminger Current, which transports

relatively salty warm water in the Denmark strait (Bersch, 1995; Daniault *et al.*, 2011). The East Greenland Current and Irminger Current are partly driven by atmospheric forcing such as the phases of the North Atlantic Oscillation (NAO; Myers *et al.*, 2007; Perner *et al.*, 2016), but may also be modified by variations in the large-scale Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC; Ortega *et al.*, 2015). These two currents may have influenced regional climate variability during the Late Holocene (Olsen *et al.*, 2012) and consequently the behaviour of mountain glaciers.

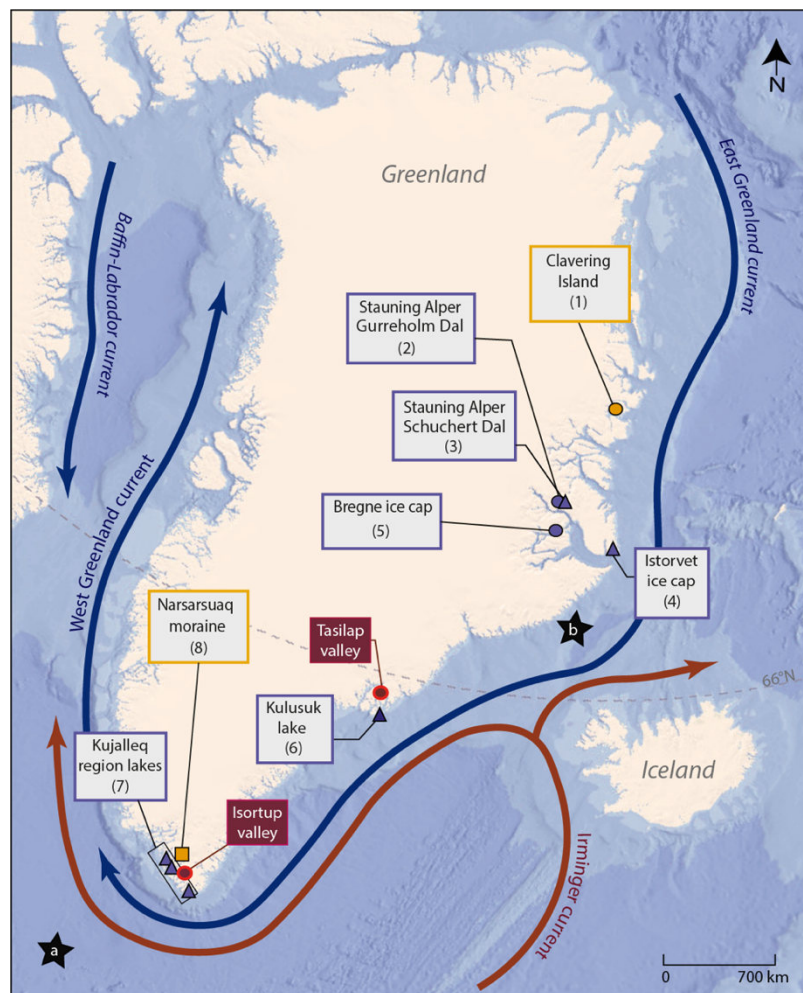


Figure 67 : Location of the maximum mountain glacier extent reported in East Greenland during the Late Holocene. Purple dots show the maximum glacier extent during the last millennium, yellow dots show the maximum glacier extent earlier than the last millennium. Red dots show the location of the glaciers investigated in this paper. Circles correspond to mountain glacier fluctuations based on CRE moraine dating, squares to terrestrial GrIS outlet glacier fluctuations based on CRE moraine dating and triangles to mountain glacier fluctuations documented from lake sediments. (1) = Biette *et al.* (2020); (2) = Kelly *et al.* (2008); (3) = Hall *et al.* (2010); (4) = Lowell *et al.* (2013); (5) = Levy *et al.* (2014); (6) = Balascio *et al.* (2015); (7) = Larocca *et al.* (2020a); (8) = Winsor *et al.* (2014). Black stars show location of climate forcing studies used in Fig. 7: a = Moffa-Sanchez *et al.* (2014); Moffa-Sanchez & Hall (2017); b=Perner *et al.* (2016). Basemap: PGC, UMN, Esri; Esri, Garmin, GEBCO, NOAA/GDC, and other contributors.

The aims of this study were thus to increase our knowledge of (i) fluctuations in mountain glaciers in southeastern and south Greenland and (ii) maximum glacier advances during the Late Holocene. We expand existing geographical coverage by reporting new ^{10}Be CRE moraine chronologies from three mountain glaciers in the Tasilap valley in southeastern Greenland, and one mountain glacier in the Isortup valley in southern Greenland.

8.2. Study areas

8.2.1. Tasilap valley – Kulusuk area

Tasilap valley is located north of the Angmassalik fjord (latitude 66.088392°N , longitude 37.036121°W), in southeastern Greenland ~60 km from Kulusuk Island (Fig. 68A). The nearest meteorological station is located at Tassiilaq about 61 km southwest of the study area. The region has a temperate Arctic oceanic climate with a mean annual temperature of 1°C for the period 1895–2018 and mean precipitation of 879.4 mm a1 for the period 1895–2017 (Cappelen, 2018). Tasilap valley is located on the western slope of Karale glacier, one of the main glaciers in the area (~60 km²). The ~215-km² valley is characterized by a typical Alpine landscape (Sugden, 1974) with altitudes ranging from 15 to 337 m above sea level (a.s.l.) on the valley floor and a maximum altitude of 2140 m a.s.l. at the top of the valley. The bedrock is dominated by garnet granite gneiss and a basic quartz-rich charnockite complex (Wager & O., 1935; Wright *et al.*, 1973; Humlum & Christiansen, 2008). Unvegetated moraines are evidence for the recent retreat of several glaciers located on both slopes of the valley. We studied the moraines of three glaciers on the left bank of the Tasilap valley that flow southwest and west. We informally named the glaciers TAS-A, TAS-B and TAS-C from upstream to downstream in the valley fjord.

TAS-A (Fig. 68C) is the smallest glacier, it is located ~9 km north of the fjord, has a catchment area of 1.7 km² and its elevation ranges from 374 to 2120 m a.s.l. We identified three lateral moraines and two frontal moraines belonging to TAS-A. Two of the lateral moraines were identified on the right side of the glacier, the third on the left. Down-slope, two frontal moraines (partially covered by mosses) were observed between ~900 and ~1000 m from the current ice front at an elevation of ~95 and ~105 m a.s.l., respectively. No other moraines formed by this glacier were identified farther downvalley.

TAS-B and TAS-C are piedmont glaciers and therefore morphologically different from TAS-A. The former extent of their bulb-like lobes is still clearly visible in the valley. TAS-B and TAS-C are two outlet glaciers from a 40 km² ice cap located ~5 and 3 km from the fjord, respectively. TAS-B outlet glacier is ~3 km long and its elevation ranges from 96 to 1330 m a.s.l. A proglacial lake (~0.2 km²) formed in front of TAS-B, about 300 m from the current glacier front. TAS-C is 1.6 km long and its elevation ranges from 198 to 1190 m a.s.l.

The TAS-B glacier has the highest concentration of well-preserved vegetation-free moraines. For logistical reasons we were unable to sample two lateral moraines on each side of the glacier or the closest frontal moraine to the current ice front, but we did sample four moraine ridges located ~1000, 1060, 1185 and 1250 m from the current ice front, respectively (at elevations ranging from ~60 to 75 m a.s.l.). Beyond the moraine investigated ~4 km from the current glacier front, no other moraine was observed.

On glacier TAS-C, one large lateral moraine was identified on each side of the glacier. However, we were unable to sample these lateral moraines. We thus focused on an unvegetated frontal moraine at ~95 m a.s.l. located 1200–1290 m below the current ice front. We also sampled another frontal moraine segment located a few meters downvalley at 85 m a.s.l. Finally, an outermost remnant frontal moraine located ~1335 m downslope from the current ice front, and assumed to represent the maximum ice extent can be seen at ~83 m a.s.l. However, it was not possible to sample this maximum extension of the glacier.

8.2.2. The Isortup valley – Narsarsuaq area

The Isortup valley (~172 km²) is located in southern Greenland ~50 km south of Narsarsuaq (60.811829°N, 44.771332°W; Fig. 68B). The study area has a subcontinental, sub-arctic climate. The mean annual temperature recorded at Narsarsuaq meteorological station (~56 km north of the valley) for the period 1961–2017 was 1.2 °C, and mean annual precipitation for the period 1961–2016 was 623 mm (Cappelen, 2018). The basement rocks are primarily Julianehab granite combined with basalts and sandstones (Allaart, 1976; Chadwick & Garde, 1996). Here, we studied the moraines of one glacier flowing northward and informally named DV2L (Fig. 68D). The DV2L glacier is delimited by bedrock escarpments with a catchment area of ~5.76 km² and an elevation ranging from ~1035 to ~2000 m a.s.l. The actual front of the glacier is partially covered with rubble, and a lake formed ~850 m from the current ice front. Eight moraine ridges were identified. These include two lateral moraines, located ~165 m apart on the right side of the glacier and one lateral moraine on the left side of the glacier. Due to access

problems, only the most external lateral moraine on the right side of the glacier was sampled. The first two frontal moraines located respectively ~470 and ~660 m from the current ice front were not sampled. We focused on the three frontal moraine segments located farthest from the current ice front at distances of respectively ~800, ~840 and ~890 m from it.

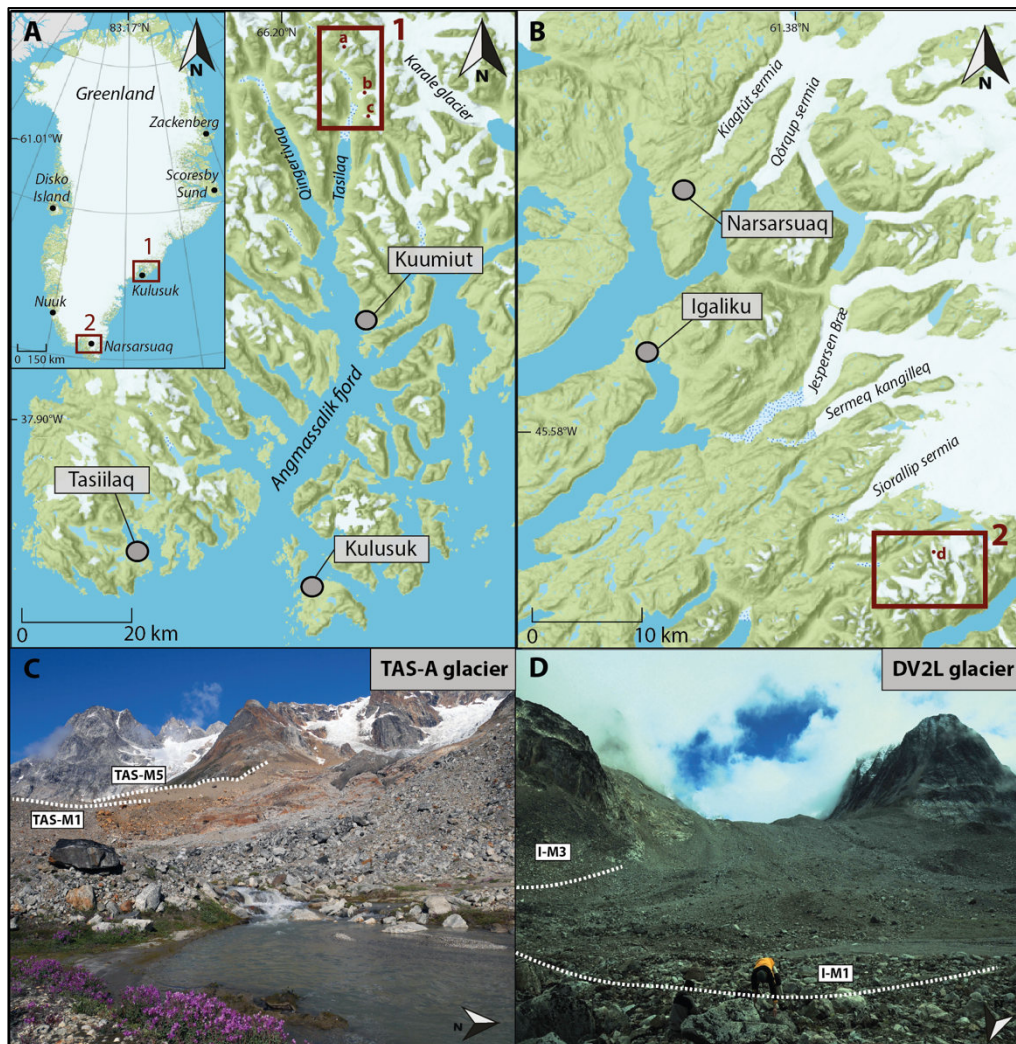


Figure 68 : Location of the mountain glaciers studied in southern Greenland. A. The three glaciers in the Tasilaq valley, southeast Greenland near the Kulusuk area (red box 1). In the red box 1: a = TAS-A glacier; b = TAS-B glacier; c = TAS-C glacier. B. The glacier in the Isortup valley, southern Greenland near Narsarsuaq (red box 2). In the red box 2: d = DV2L glacier. C. Picture of TAS-M1 and TAS-M5 moraines from TAS-A glacier sampled for ^{10}Be CRE dating in Tasilaq valley. D. Picture of I-M3 moraine and I-M1 moraine (DV2L glacier) in Isortup valley. Base map: PGC, UMN, Esri, Garmin, GEBCO, NOAA NGDC, and other contributors.

8.3. Materiel and methods

8.3.1. Field sampling

We have considered only well-preserved and accessible moraines (>2 m high and >20 m long), and selected boulders and locations on the moraine with no evidence of disturbance caused by the action of other processes (river, rock fall). We paid particular attention to the boulder selection to avoid rock fall events (Jomelli & Francou, 2000). On the DV2L lateral moraine, we chose the portion of the moraine that was located as far as possible from the rock wall. We selected large boulders rooted in the moraine. Moraines were sampled and mapped in the field using a Garmin GPS survey instrument (precision 10 m). For each investigated glacier, the moraines were named M1 for the youngest to Mx for the oldest (Table 1). Using a hammer and a chisel, 49 granitic boulders (>60 cm in height) were sampled from the crest of the 14 selected moraines described in the previous section from broadly horizontal or subhorizontal surfaces. Only boulders with minimal signs of erosion were sampled. A Sunto Compass Clinometer PM-5 was used to measure topographic shielding for each sample in the field. Sample elevations were extracted from the handheld Garmin GPS instrument. All the boulders were photographed and their ground-to-sample height was measured.

8.3.2. Analytical procedure

Samples of the boulders were processed at the CALM laboratory (Cosmonucleides Au Laboratoire de Meudon, France). The samples were crushed and sieved in two steps: first in a 1 mm–710 μm fraction and second to retain the 250–500 μm fraction that was leached in a dilute HF/HNO₃ acid mixture to remove atmospheric ¹⁰Be. Pure quartz was spiked with 500 μL of a commercial standard solution from Scharlau Co. (1000 mg L⁻¹ of ⁹Be) and then digested in 48% hydrofluoric acid. Beryllium was extracted using anion and cation exchange columns and alkaline precipitation. The resulting beryllium hydroxides were dried and then oxidized at 900°C for 1 h. The final beryllium oxides (BeO) were combined with niobium (Nb) powder prior to measurement on an accelerator mass spectrometer at the French 5 MV AMS national facility ASTER (Aix-en-Provence; Klein *et al.*, 2008; Arnold *et al.*, 2010). Measurements were calibrated against in-house standard STD-11 with an assigned ¹⁰Be/⁹Be ratio of $1.191 \pm 0.013 \times 10^{-11}$ (Braucher *et al.*, 2015) using a ¹⁰Be half-life of $1.387 \pm 0.0012 \times 10^6$ years (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010).

8.3.3. Age calculation

The surface ages of the CRE from the ^{10}Be concentrations measured in the quartz fractions were calculated with the CREP online calculator (Martin *et al.*, 2017; <https://crep.otelo.univ-lorraine.fr/#/>). We applied the Lal–Stone time corrected scaling scheme (Lal, 1991; Stone, 2000), the ERA 40 atmospheric model and the atmospheric ^{10}Be based VDM in the geomagnetic database. Given the location of the study, we used the “Baffin Bay/Arctic” ^{10}Be production rate of 3.93 ± 0.15 atoms $\text{g}^{-1} \text{a}^{-1}$ established by Young *et al.* (2013) and a rock density of 2.7 g cm^3 was considered for all samples. ^{10}Be CRE ages are reported with 1σ “external” uncertainties, which include measurement, production rate and scaling uncertainties (e.g. Balco *et al.*, 2008), in the main text and on the maps (Figs 69A, 70A, 71A, 72A) for better comparison with other proxies. However, the camel plots (Figs 69B, 70B, 71B, 72B, 73C) were drawn and are presented with their internal uncertainties (Balco *et al.*, 2008). Both internal and external uncertainties (including both analytical and production rate uncertainties) are reported in Table 8. For a given moraine, its assigned age corresponds to the weighted mean of the sample ages from that moraine that successfully passed a Chi^2 test (calculated with the internal uncertainties) used to identify outliers (Ward & Wilson, 1978). Based on field observations, we also considered the stratigraphical relationships to identify outliers.

8.4. Results

We present 49 new ^{10}Be CRE ages in this contribution, 38 ^{10}Be CRE ages from the Tasilap valley (TAS-A, TAS-B and TAS-C glaciers) and 11 ^{10}Be CRE ages from the Isortup valley (DV2L glacier). Full details of the samples and the results of the ^{10}Be CRE analyses are reported in Table 8. Here, we describe the moraine chronology from the youngest (M1) to the oldest (Mx). In the text, we do not refer to moraines that were not sampled but they are shown in Figs 69, 70, 71 and 72 to help understand the chronologies.

8.4.1. The Tasilap valley

TAS-A glacier – Fourteen samples were collected from five moraines on TAS-A glacier (Fig. 69). Four boulders were sampled from moraine TA-M1, the youngest lateral moraine located on the right side of the glacier. These samples yielded ^{10}Be CRE ages of 2.74 ± 0.43 ka (NKu06), 0.77 ± 0.08 ka (NKu05), 0.63 ± 0.05 ka (NKu04) and 0.63 ± 0.07 ka (NKu03). Based on the Chi^2 test, NKu06 was considered as an outlier and was not included in calculation of the mean age.

Subsequently, TA-M1 yielded a mean ^{10}Be CRE age of 0.66 ± 0.03 ka ($n = 3$). Four boulders were sampled from the frontal moraine TA-M2 closest to the ice front. The ^{10}Be CRE ages of these four boulders (NKu25: 1.26 ± 0.23 ka, NKu29: 1.20 ± 0.09 ka, NKu30: 1.08 ± 0.1 ka, NKu31: 0.95 ± 0.13 ka) yielded a mean ^{10}Be CRE age of 1.12 ± 0.19 ka for TA-M2 ($n = 4$). Downvalley, at ~ 1000 m from the current ice front, the age of the frontal moraine TA-M3 (partly covered by lichen) is based on two boulders yielding ^{10}Be CRE ages of 3.46 ± 0.33 ka (NKu27) and 3.20 ± 0.24 ka (NKu26), with a mean ^{10}Be CRE age of 3.30 ± 0.19 ka. Two other boulders dated to 3.75 ± 0.27 ka (NKu22) and 0.40 ± 0.04 ka (NKu23) were sampled on the lateral moraine TA-M4, located on the left side of the glacier. However, given the age scattering, it was not possible to determine a mean age for TA-M4. Finally, two boulders were collected on the external lateral moraine TA-M5 on the right side of the glacier (NKu02: 9.83 ± 0.77 ka and NKu01: 1.02 ± 0.13 ka), but for the same reasons as those mentioned above, it was not possible to determine a mean age for TA-M5.

TAS-B glacier – Twenty-two samples were collected from four moraine ridges on TAS-B glacier (Fig. 70). Eight boulders were sampled from the frontal moraine TB-M1 at a distance of 200 m from the proglacial lake. Their given ^{10}Be CRE ages are 1.27 ± 0.09 ka for NKu21, 1.13 ± 0.42 ka for NKu53, 1.11 ± 0.10 ka for NKu51, 1.06 ± 0.12 ka for NKu55, 1.02 ± 0.27 ka for NKu72, 0.92 ± 0.08 ka for NKu18, 0.75 ± 0.07 ka for NKu19 and 0.44 ± 0.05 ka for NKu17. Based on the χ^2 test, NKu17 (0.44 ± 0.05 ka) and NKu19 (0.75 ± 0.07 ka) were considered as outliers and were discarded from the mean calculation. Thus, TB-M1 yields a mean ^{10}Be CRE age of 1.07 ± 0.05 ka ($n = 6$). Downvalley, about ~ 40 m from TB-M1, four boulders were collected from the frontal moraine TB-M2 giving ^{10}Be CRE ages of 2.71 ± 0.47 ka (NKu11), 0.94 ± 0.10 ka (NKu12), 0.71 ± 0.07 ka (NKu16) and 0.65 ± 0.05 ka (NKu15). However, based on the χ^2 test, all ages being statistically different, they do not enable calculation of a mean age for TB-M2 consistent with the chronology of the glacier stratigraphy. Thus, TB-M2 was discarded from the study. Further downvalley, at a distance of 90 m from TB-M2, seven boulders were sampled from the frontal moraine TB-M3. The ^{10}Be CRE yielded ages of 1.69 ± 0.61 ka (NKu32), 1.40 ± 0.10 ka (NKu08), 1.35 ± 0.41 ka (NKu34), 1.32 ± 0.18 ka (NKu09), 1.31 ± 0.26 ka (NKu36), 1.10 ± 0.08 ka (NKu33) and 1.07 ± 0.10 ka (NKu35). Thus, TB-M3 yielded a mean ^{10}Be CRE age of 1.19 ± 0.04 ka ($n = 7$). The last three boulders were collected from the last observed and sampled moraine (TB-M4) located farthest downvalley and dated to 3.68 ± 0.22 ka (NKu38), 3.54 ± 0.83 ka (NKu37), 3.90 ± 0.26 ka (NKu07) with a mean ^{10}Be CRE age of 3.75 ± 0.13 ka ($n = 3$).

Tableau 8 : Detailed cosmogenic nuclide sample concentrations and calculated exposure durations from the three glaciers in the Tasilap valley. The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of samples NKu01, 04, 06, 07, 08, 12, 16, 18, 19, 21, 22, 23, 25, 26, 27, 29, 30 and 39 were corrected for a process blank value of 5.1×10^{-15} . The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of sample NKu31 was corrected for a process blank value of 9.11×10^{-15} . The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of samples NKu02, 03, 11, 17 and 55 were corrected for a process blank value of 4.59×10^{-15} . The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of samples NKu09, 32 and 40 were corrected for a process blank value of 5.16×10^{-15} . The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of samples NKu05, 34, 35, 36 and 53 were corrected for a process blank value of 1.46×10^{-15} . The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of samples NKu15, 33, 37, 38, 51 and 72 were corrected for a process blank value of 5.19×10^{-15} . Detailed cosmogenic nuclide sample concentrations and calculated exposure durations from the glacier in the Isortup valley. The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of samples DV2L02, 03, 05, 06 and 07 were corrected for a process blank value of 3.07×10^{-15} . The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios of samples DV2L09, 10, 11, 12 and 13 were corrected for a process blank value of 1.35×10^{-15} . The $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of sample DV2L04 was corrected for a process blank value of 8.64×10^{-15} . Samples rejected by the Chi^2 test or for stratigraphical reasons are in italics. See text for more detailed explanation.

Sample ID	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Elevation (m a.s.l.)	^{10}Be conc. (at g^{-1})	^{10}Be uncert. (at g^{-1})	Shielding factor	Density (g cm^{-2})	Thickness (cm)	Denudation rate (mm a^{-1})	Age (ka)	Internal uncertainties (ka)	External uncertainties (ka)
TA-M1 mean age : 0.66±0.03 ka (n = 3)												
NKu03	66.15435	-37.0473	169	2261.32	235.74	0.75	2.7	3	0	0.63	0.06	0.07
NKu04	66.15366	-37.04808	165	2906.02	215.42	0.96	2.7	3.5	0	0.63	0.04	0.05
NKu05	66.15362	-37.04811	8	3046.08	278.57	0.98	2.7	3	0	0.77	0.07	0.08
NKu06	66.15362	-37.0481	8	10848.79	1657.95	0.98	2.7	3	0	2.74	0.41	0.43
TA-M2 mean age : 1.12±0.19 ka (n = 4)												
NKu25	66.15114	-37.04839	65	5183.40	920.55	0.96	2.7	3.5	0	1.26	0.22	0.23
NKu29	66.15112	-37.04824	74	4969.04	352.79	0.96	2.7	3.5	0	1.20	0.08	0.09
NKu30	66.15115	-37.0487	66	4463.92	375.92	0.96	2.7	3.5	0	1.08	0.09	0.1
NKu31	66.15113	-37.0489	71	4007.54	535.16	0.98	2.7	4	0	0.95	0.12	0.13
TAS-A n = 14												
TA-M3 mean age : 3.30±0.19 ka (n = 2)												
NKu26	66.15046	-37.04542	75	13301.27	870.18	0.96	2.7	3.5	0	3.20	0.21	0.24
NKu27	66.15055	-37.04602	70	14291.81	1281.80	0.96	2.7	3.5	0	3.46	0.31	0.33
TA-M4 mean age : Unknown age												
NKu22	66.14846	-37.03892	45	15579.48	934.68	0.98	2.7	2	0	3.75	0.22	0.27
NKu23	66.14838	-37.03909	73	1664.96	142.66	0.96	2.7	3.5	0	0.40	0.03	0.04
TA-M5 mean age : Unknown age												
NKu01	66.15498	-37.04695	181	4819.44	616.59	0.96	2.7	3.5	0	1.02	0.13	0.13
NKu02	66.15481	-37.04726	177	38550.14	2653.26	0.81	2.7	3	0	9.83	0.67	0.77

TB-M1 mean age : 1.07±0.05 ka (n = 6)												
NKu17	66.11349	-37.01513	19	1709.48	186.05	0.96	2.7	3.5	0	0.44	0.05	0.05
NKu18	66.11424	-37.01601	36	3639.93	283.45	0.96	2.7	3.5	0	0.92	0.07	0.08
NKu19	66.11543	-37.01817	31	2978.44	266.28	0.96	2.7	3.5	0	0.75	0.06	0.07
NKu21	66.11596	-37.01927	36	5049.48	330.22	0.96	2.7	3.5	0	1.27	0.08	0.09
NKu51	66.12086	-37.02295	39	4526.18	366.26	0.98	2.7	3.5	0	1.11	0.09	0.10
NKu53	66.11792	-37.02117	39	4573.85	1714.93	0.96	2.7	2	0	1.13	0.41	0.42
NKu55	66.11653	-37.02075	65	4483.90	480.90	0.98	2.7	3	0	1.06	0.11	0.12
NKu72	66.11328	-37.00639	46	4241.60	1117.90	0.98	2.7	2	0	1.02	0.27	0.27
TB-M2 mean age : Unknow age												
NKu11	66.11304	-37.01794	29	11076.93	1882.26	0.98	2.7	2	0	2.71	0.46	0.47
NKu12	66.1152	-37.02237	30	3722.08	384.15	0.96	2.7	3.5	0	0.94	0.10	0.10
NKu15	66.11313	-37.0153	22	2546.76	185.98	0.96	2.7	4.5	0	0.65	0.04	0.05
NKu16	66.11295	-37.01464	21	2691.05	236.61	0.94	2.7	5	0	0.71	0.06	0.07
TB-M3 mean age : 1.19±0.04 ka (n = 7)												
NKu08	66.11179	-37.01459	25	5666.44	376.875	0.98	2.7	3	0	1.4	0.09	0.10
NKu09	66.11221	-37.01653	76	4881.51	636.15	0.84	2.7	3	0	1.32	0.17	0.18
NKu32	66.11086	-37.00253	63	7060.38	2564.41	0.98	2.7	4	0	1.69	0.60	0.61
NKu33	66.11142	-37.0005	78	4673.88	325.97	0.98	2.7	3.5	0	1.10	0.07	0.08
NKu34	66.11008	-37.00653	75	5866.70	1771.40	0.99	2.7	2	0	1.35	0.40	0.41
NKu35	66.11071	-37.00287	53	4417.60	373.74	0.98	2.7	4	0	1.07	0.09	0.10
NKu36	66.11219	-36.99925	71	5606.20	1125.60	0.97	2.7	1	0	1.31	0.26	0.26
TB-M4 mean age : 3.75±0.13 ka (n = 3)												
NKu07	66.11062	-37.01467	7	15052.55	858.64	0.96	2.7	3.5	0	3.90	0.22	0.26
NKu37	66.11033	-37.01297	51	14498.45	3390.26	0.97	2.7	3.5	0	3.54	0.82	0.83
NKu38	66.11038	-37.001334	51	15203.58	726.56	0.98	2.7	3.5	0	3.68	0.17	0.22
TC-M1: 1.55±0.13 ka (n = 1)												
NKu39	66.09653	-37.015	15	6029.69	454.39	0.96	2.7	3.5	0	1.55	0.12	0.13
TC-M2: 1.85±18 ka (n = 1)												
NKu40	66.09634	-37.01511	75	7146.13	705.89	0.89	2.7	3	0	1.85	0.18	0.19

Glacier
TAS-C
n = 2

Glacier
TAS-B
n = 22

Glacier												
DV2L												
n = 11												
-M1: 0.70±0.04 ka (n = 4)												
DV2L09	60.82206	-44.72866	790	3484.08	1521.43	0.97	2.7	3	0	0.41	0.17	0.18
DV2L10	60.82231	-44.72909	791	4795.60	1571.76	0.96	2.7	3	0	0.56	0.19	0.19
DV2L11	60.82297	-44.73158	784	3058.17	1003.38	0.97	2.7	3	0	0.36	0.12	0.12
DV2L12	60.82297	-44.73168	781	7072.52	717.81	0.97	2.7	2	0	0.82	0.09	0.09
DV2L13	60.82301	-44.73194	786	6063.29	420.06	0.97	2.7	2	0	0.70	0.05	0.06
-M2: 1.40±0.12 ka (n = 3)												
DV2L05	60.82296	-44.73191	785	12028.70	1469.68	0.97	2.7	2	0	1.40	0.17	0.18
DV2L06	60.82302	-44.73219	787	12306.07	1760.67	0.97	2.7	3	0	1.44	0.21	0.22
DV2L07	60.82302	-44.73215	788	11230.46	3170.02	0.97	2.7	2	0	1.30	0.37	0.37
-M3: 2.87±0.13 ka (n = 3)												
DV2L02	60.82108	-44.72578	824	22518.56	2664.24	0.95	2.7	2	0	2.58	0.3	0.32
DV2L03	60.82115	-44.72585	818	24515.57	1928.52	0.95	2.7	2	0	2.82	0.22	0.25
DV2L04	60.82128	-44.72593	808	25966.24	1730.83	0.95	2.7	2	0	3.03	0.2	0.23

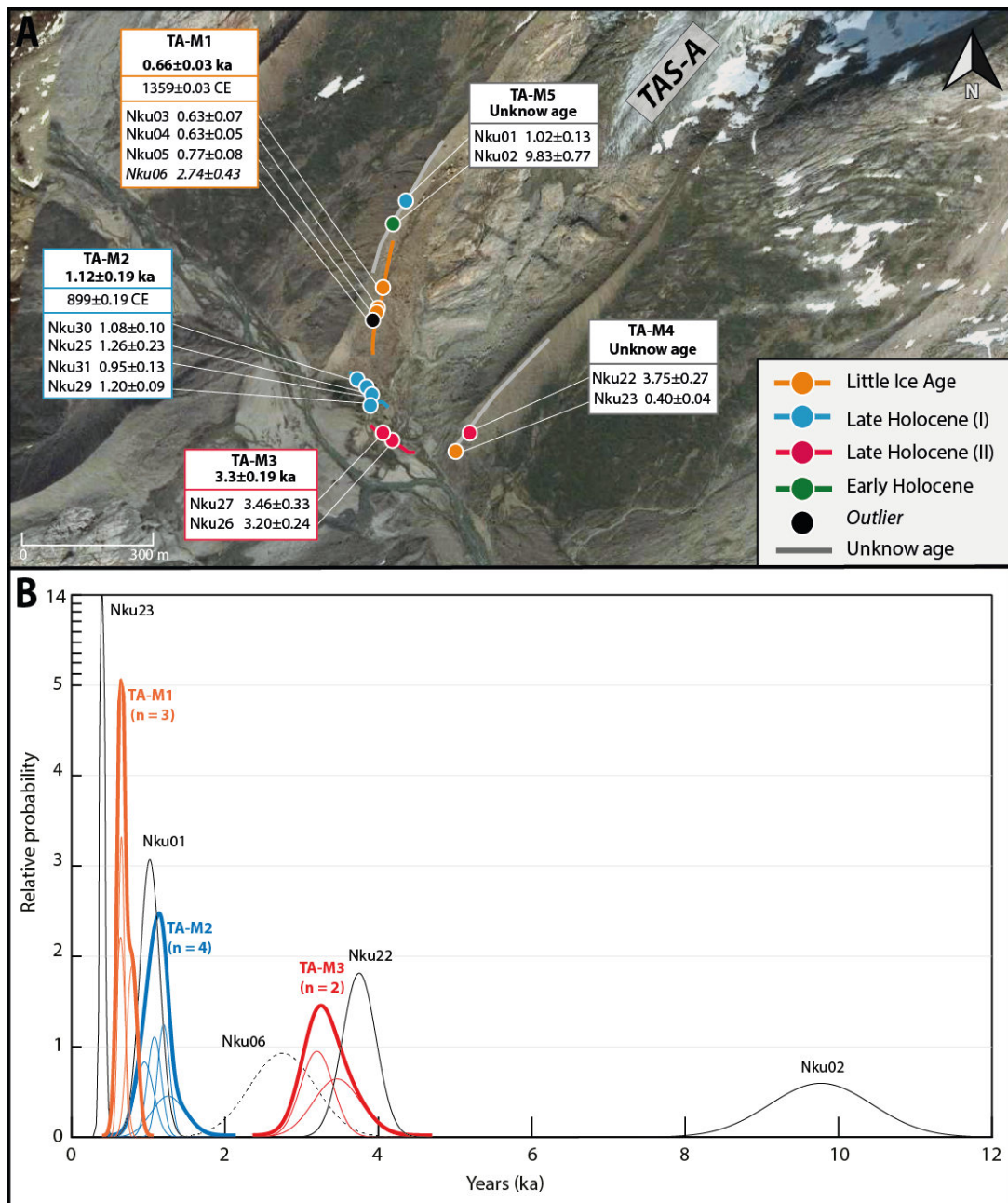


Figure 69 : A. Chronology of glacial advances dated from five moraines of TAS-A glacier in the Tasilap valley. B. Camel plot displaying individual (thin lines), summed (thick lines) and rejected (dashed black lines) ^{10}Be CRE ages collected. Distributions were calculated with free-MATLAB code from Greg Balco at the University at Washington Cosmogenic Isotope Lab available from http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb_pubs/camelplot.m. The number of glacial advance stages recorded during the Late Holocene are noted (I), (II), (III) as an informal indication in Figs 68–71.

TAS-C glacier – On the TAS-C glacier, only segments of the two frontal moraines located on the left side of the glacier at ~1290 m (TC-M1) and ~1300 m (TC-M2) distal to the current ice front were sampled (Fig. 71). One boulder was dated to 1.55 ± 0.13 ka (NKu39) on TC-M1 and another boulder was dated to 1.85 ± 0.19 ka (NKu40) on TC-M2.

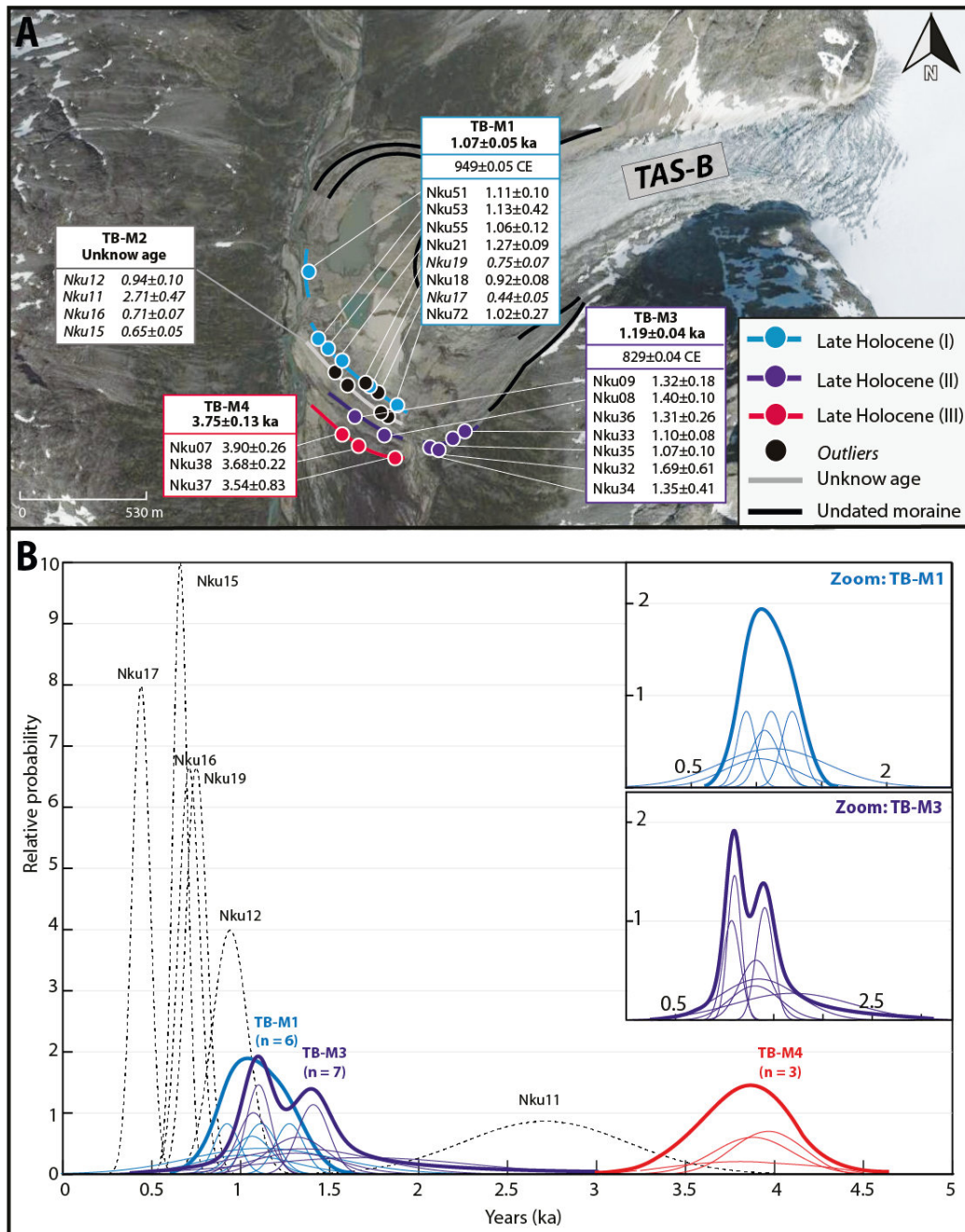


Figure 70 : A. Chronology of glacial advances dated from four moraines of TAS-B glacier in the Tasilap valley. B. Camel plot displaying individual (thin lines), summed (thick lines) and rejected (dashed black lines) ^{10}Be CRE ages collected. Distributions were calculated with freeMATLAB code from Greg Balco at the University at Washington Cosmogenic Isotope Lab available from http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb_pubs/camelplot.m

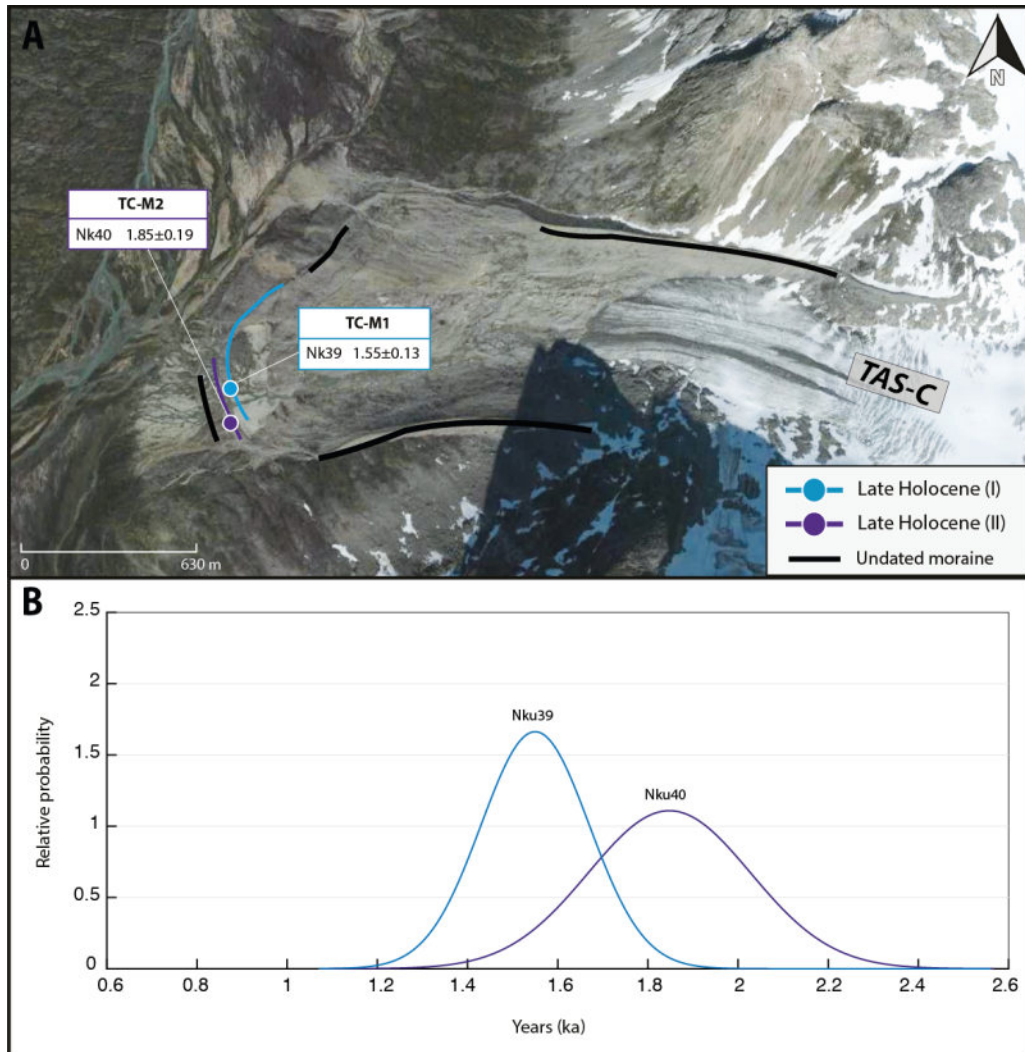


Figure 71 : A. Chronology of glacial advances dated from two moraines of TAS-C glacier in the Tasilap valley. B. Camel plot displaying individual (thin lines) and summed (thick lines) ^{10}Be CRE ages collected. Distributions were calculated with freeMATLAB code from Greg Balco at the University at Washington Cosmogenic Isotope Lab available from http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb_pubs/camelplot.m

8.4.2. The Isortup valley

DV2L glacier. – On DV2L glacier, the most external lateral moraine located on the right side of the glacier and the three frontal moraine remnants were sampled ($n = 11$; Fig. 72). Five samples were collected from the moraine remnant I-M1. The ^{10}Be CRE ages yielded ages of 0.82 ± 0.09 ka (DV2L12), 0.70 ± 0.06 ka (DV2L13), 0.56 ± 0.19 ka (DV2L10), 0.41 ± 0.18 ka (DV2L09) and 0.36 ± 0.12 ka (DV2L11). Based on the χ^2 test, DV2L011 (0.36 ± 0.12 ka) was considered as an outlier. The four remaining samples allowed the determination of a mean age

of 0.70 ± 0.04 ka for I-M1. Approximately 50 m downvalley from I-M1, three samples dated to 1.44 ± 0.22 ka (DV2L06), 1.40 ± 0.18 ka (DV2L05) and 1.30 ± 0.37 ka (DV2L07) were collected from the lowermost moraine remnant in the valley (I-M2). These samples yielded a mean ^{10}Be CRE age of 1.40 ± 0.12 for I-M2 ($n = 3$). Finally, three boulders were sampled on the most external lateral moraine located on the right side of the glacier (I-M3). Special care was taken not to sample on the right side of the moraine, which might have been impacted by rock falls. The ^{10}Be CRE ages of these three boulders are 3.03 ± 0.23 ka (DV2L04), 2.82 ± 0.25 ka (DV2L03), 2.58 ± 0.32 ka (DV2L02) and yielded a mean ^{10}Be CRE age of 2.87 ± 0.13 ka for I-M3 ($n = 3$).

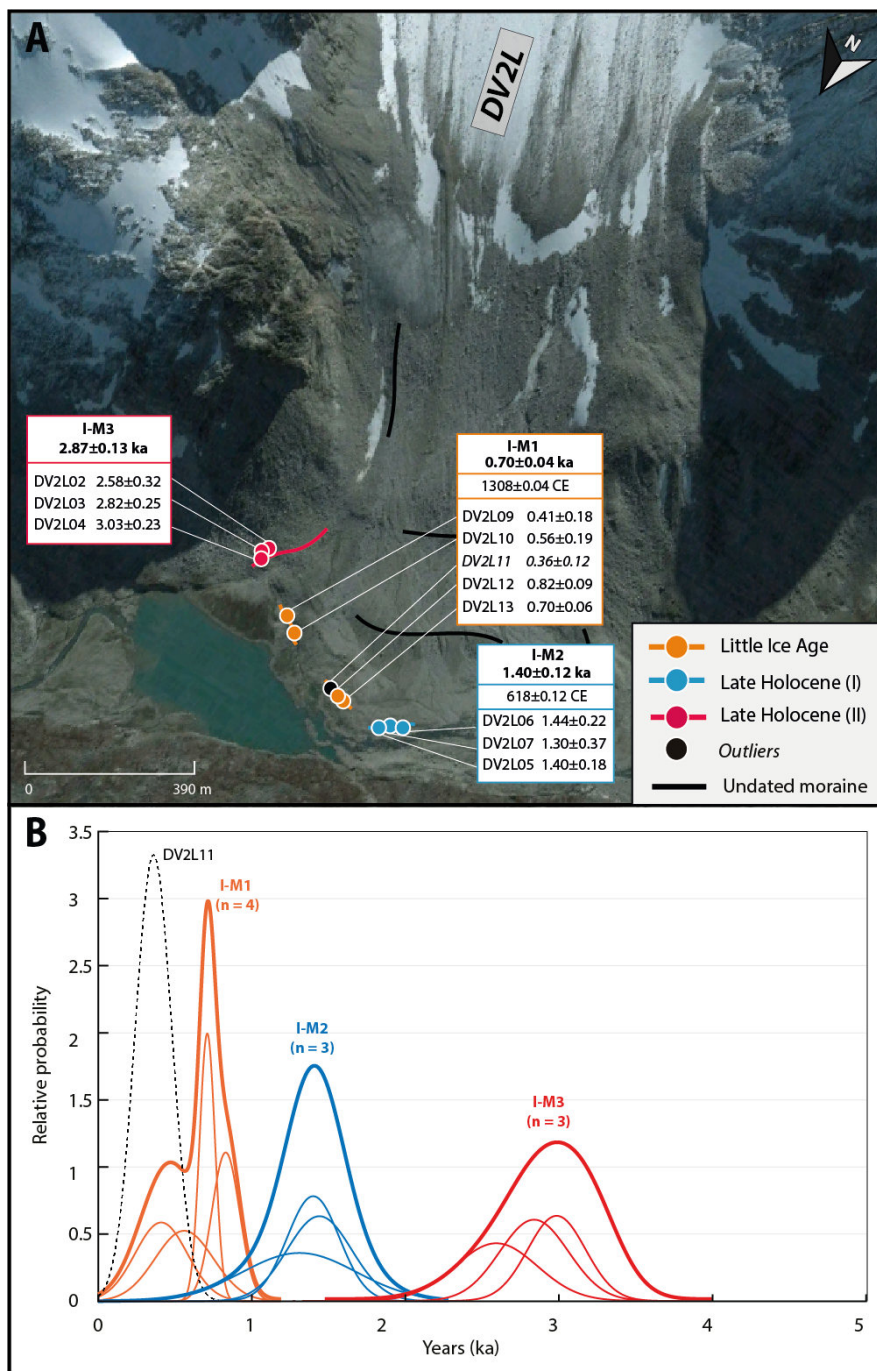


Figure 72 : A. Chronology of glacial advances dated from three moraines of DV2L glacier in the Isortup valley. B. Camel plot displaying individual (thin lines), summed (thick lines) and rejected (dashed black lines) ^{10}Be CRE ages collected on the DV2L glacier. Distributions were calculated with free MATLAB code from Greg Balco at the University at Washington Cosmogenic Isotope Lab available from http://depts.washington.edu/cosmolab/pubs/gb_pubs/camelplot.m

8.5. Discussion

8.5.1. Glacier pattern in the Tasilap and the Isortup valleys

The 41 ^{10}Be ages (excluding the rejected samples) collected on moraines provide constraints on the timing of glacier advances during the Holocene for the three glaciers investigated in the Tasilap valley ($n = 31$) and the one glacier investigated in the Isortup valley ($n = 10$). There is no clear evidence of a moraine formed during the Early Holocene (except for one sample, TA-M4, on TAS-A glacier) and no evidence of a moraine formed during the middle Holocene. In addition, the field survey and analysis of aerial photographs revealed no moraines downvalley from the oldest investigated moraines on the TAS-A, TASB and DV2L glaciers.

Based on these results, the ^{10}Be moraine chronologies suggest a maximum Late Holocene glacial advance at about ~ 3 ka for three of the four glaciers investigated (TA-M3; TB-M4 and I-M3). This is the first evidence for a glacial advance in southern Greenland based on moraine dating and is likely linked to the middle of the Neoglacial cooling (3.3–2.0 ka; Porter, 2013) in the region (Møller *et al.*, 2006). Subsequently, all the glaciers recorded at least one glacial advance at ~ 1.2 ka. The TAS-B glacier even had at least two moraines at this time (TB-M1 and TB-M3) potentially formed over decades by successive recessions/re-advances. Here we assume that the ~ 1.2 ka glacial advances coincide with the Dark Age Cold Period (DACP: 1.2–1.7 ka; Ljungqvist, 2010; Helama *et al.*, 2017; Kolling *et al.*, 2017). Finally, we provide evidence for a glacial advance during the LIA from a lateral moraine on the TAS-A glacier (TA-M1) at 0.65 ka and from a frontal moraine on the DV2L glacier (I-M1) at 0.71 ka.

We noticed that the moraines of the mountain glaciers investigated in this study were not deposited synchronously at a multidecadal time scale during the Late Holocene. In addition to local climate variability, various topographic factors (such as exposition, elevation, slope) and physical properties of the glaciers (hypsography, aspect, size, debris, ice-contact lakes, etc.) are generally cited to explain the multidecadal time differences in responses of mountain glaciers at local and regional scales (Kirkbride & Dugmore, 2006, 2008; Solomina *et al.*, 2008; Chenet *et al.*, 2010; Scherler *et al.*, 2011). For example, it is more widely reported that smaller glaciers have shorter response times to climatic change than the larger ones. In addition, the altitude of the glacier's area distribution (hypsometry) impacts the sensitivity of the glacier's melt (Solomina *et al.*, 2008; Garg *et al.*, 2019). Based on the known different controlling factors, we suggest that differences in the chronology may be due to the morphology or slope of the glacier (Chenet *et al.*, 2010) as well as to differences in local climate conditions. TAS-B glacier is an

ancient piedmont outlet glacier from an ice cap that reached its maximum extent at about 3 ka during the middle of the Neoglacial earlier than the TASA and DV2L glaciers, and provides evidence for multiple pauses or slight re-advances during the DACP. The morphology and dynamics of the TAS-B piedmont lobe during the Late Holocene could explain the differences in the timing of the moraines we investigated between TASB and other glaciers in this study. We also observed that DV2L glacier reached its maximum extent later than TAS-A glacier. This difference may be linked to different factors including the mean slope of DV2L, which is about 10° compared with 18° for TAS-A glacier. In addition, DV2L glacier is located 700 km south of Tasilap valley and is also influenced by the Irminger current.

8.5.2. The timing of the largest glacier advance during the Late Holocene

Our chronologies question the timing of the maximum extent of mountain glaciers in Greenland during the Late Holocene, which was previously assumed to occur during the LIA in southern and eastern Greenland. Here, we show that two of the three glaciers we investigated in the Tasilap valley recorded their maximum extent during the middle of the Neoglacial and not during the last millennium. The same conclusion was reached for the DV2L glacier in the Isortup valley. However, only one glacier has been studied in the Isortup valley. Further sampling on moraines of glaciers in this region would be necessary to establish a clear pattern of the maximum glacial extent. A similar maximum advance at ~3 ka was only identified from moraines on Clavering Island in northeast Greenland (Biette *et al.*, 2020). Interestingly, a ~3-ka glacial advance was also recorded in independent lake sediment proxy records ~60 km south of the Tasilap valley (Kulusuk Lake; Balascio *et al.*, 2015) and ~50 km south of the Isortup valley (Qvnerit lake; Larocca *et al.*, 2020a). However, in these studies, the 3-ka glacier advance did not correspond to the maximum glacier extent, which was assumed to have occurred during the LIA at Kulusuk Lake and Qvnerit Lake. These divergent observations concerning the timing of the largest glacier advance during the Late Holocene may be due to different sensitivity to variations in temperature and precipitation between records. We also suggest that local effects related to the geomorphological conditions of the catchment areas, for instance, could explain the diverging results between moraine and lake records.

8.5.3. Potential causes of the largest glacial advance in the middle of the Neoglacial in southern Greenland

Because there is no significant group of ages during the Early Holocene (except for one sample NKu02) and no sample dated from the middle Holocene in our study, we focused on the Late Holocene. The Late Holocene glacier advances identified from moraine records in this study reveal a similar general glacier pattern in Tasilap and Isortup valleys characterized by the largest pre-LIA glacier extent (Fig. 73C). This larger glacier extent than in the LIA during the middle Neoglacial suggest particular climate conditions driven by regional forcing in southern and southeastern Greenland. The decreasing trend in summer insolation during the Late Holocene contributed to long-term cooling in Greenland (Solomina *et al.*, 2015; Fig. 73A). However, summer insolation with a minimum value during the LIA cannot be the main driver of glacier advances investigated in this paper as it is not fully consistent with our moraine records. We thus suspect that, during the Holocene, glaciers in southern Greenland were controlled by climate conditions under the influence of other drivers superimposed on long-term changes in insolation. We hypothesize that changes in atmospheric temperature and precipitation influenced by surface ocean currents in this region affected the mountain glacier pattern in southern Greenland during the Holocene. Marine sediment records from the Denmark Strait to the Reykjanes Ridge document an increase in the influence of polar waters on the East Greenland Current, with greater concentrations of sea ice (Müller *et al.*, 2012; Kolling *et al.*, 2017) and a decrease in the strength of the Irminger Current at around 3 ka (Bond *et al.*, 2001; Andersen *et al.*, 2004; Jennings *et al.*, 2011; Andresen *et al.*, 2012; Moros *et al.*, 2012; Perner *et al.*, 2016; Moffa-Sánchez & Hall, 2017) (Fig. 73B, D). A stronger influence of the East Greenland Current and a weaker Irminger Current would have led to regional cooling (Vinther *et al.*, 2009), which could have caused or contributed to the largest glacier expansion during the Late Holocene in southern Greenland (Perner *et al.*, 2016). This hypothesis may also explain the 3-ka glacier advances documented at Clavering Island, on the shore of the East Greenland Current. A mechanism resembling that of the East Greenland Current/Irminger Current interaction has been documented around 1 ka (Jennings *et al.*, 2011; Moffa-Sánchez & Hall, 2017) and could also have favoured the DACP glacier advance reported in the present study. However, LIA glacier advances documented in this study only partially coincide with changes in the concentration of polar waters of the East Greenland Current and not with a decrease in the relatively warm Irminger Current (Perner *et al.*, 2016). LIA glacier advances may be more closely linked to a combination of changes in solar insolation and cooler conditions notably

related to the volcanic eruptions that affected the Northern Hemisphere at that time (Miller *et al.*, 2012; Jomelli *et al.*, 2016; Brönnimann *et al.*, 2019). Whatever the process involved (whose influence on Greenland climate remains to be investigated), the complex relationship between the atmosphere and ocean may have contributed to the significant glacier response during the Late Holocene in southern Greenland.

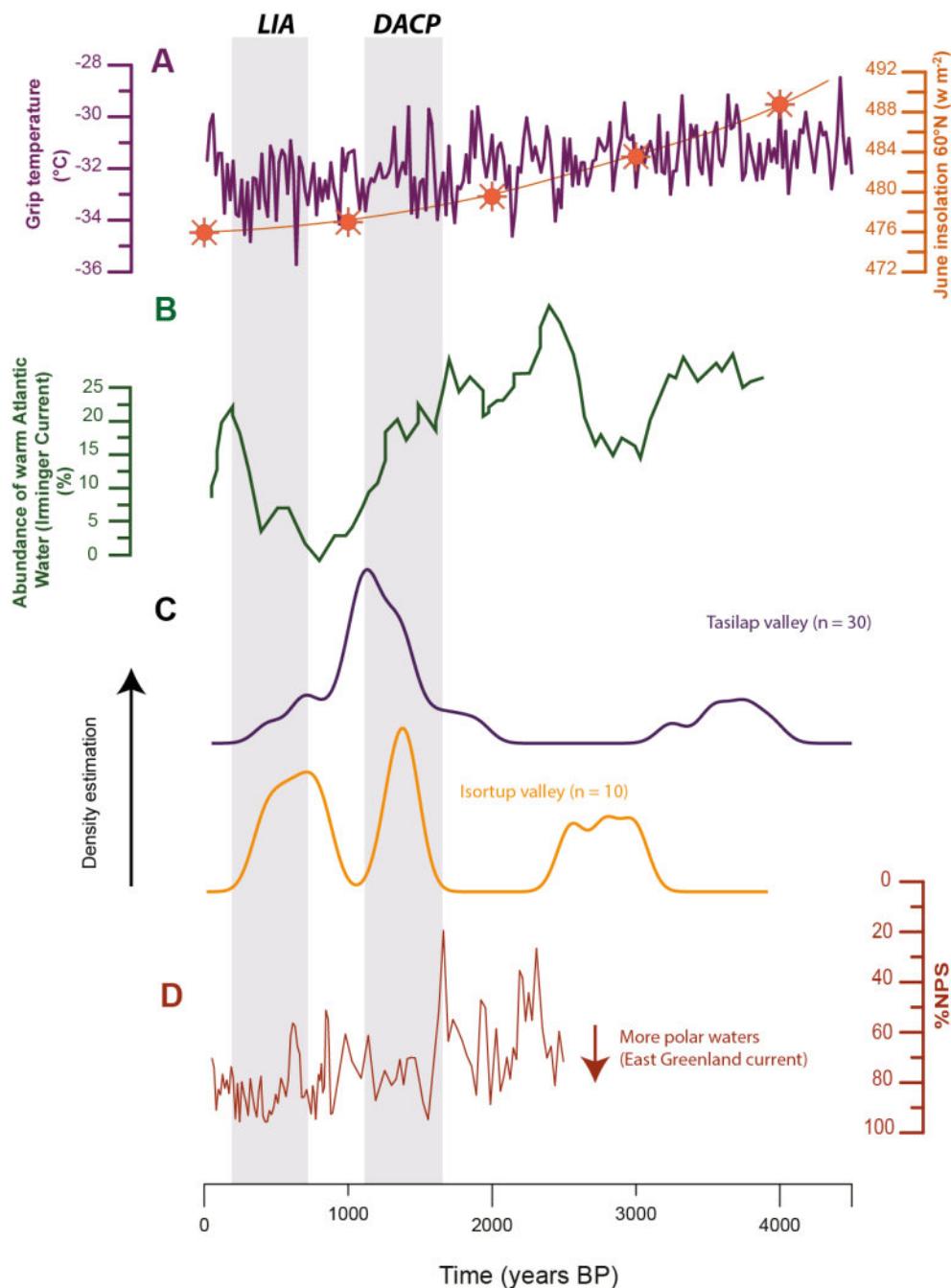


Figure 73 : Moraine records in this study compared with climate forcing. A. GRIP temperature from Shakun *et al.* (2012) and summer insolation in the Northern Hemisphere from Berger & Loutre (1991). B. Abundance (%) of warm Atlantic Water (Irminger Current) indicator species (*B. frigida* and *P. osloensis*) from Perner *et al.* (2016). C. Combination of all individual ^{10}Be CRE ages (not including the rejected samples and the Early Holocene sample) from the three glaciers in the Tasilap valley ($n = 30$; purple plot) and from the glacier in the Isortup valley ($n = 10$; yellow plot). This presentation of our results provides an overview of the glacier fluctuations studied at regional scale. Realized with the KDX application (Spencer *et al.*, 2017). D. Percentage of the polar species *N. pachyderma* (s) from RAPiD-35-COM (Moffa-Sanchez *et al.*, 2014; Moffa-Sanchez & Hall, 2017). Specific climatic events are shown at the top: Dark Ages Cold Period (DACP) and Little Ice Age (LIA) (after Kolling *et al.*, 2017).

8.6. Conclusions

Cosmogenic exposure dating of moraines from three mountain glaciers in the Tasilap valley and from one glacier in the Isortup valley provide new constraints on maximal glacier advance in southeastern and southern Greenland during the Late Holocene. This is the first chronology provided by absolute dating of moraines on mountain glaciers in these regions. TAS-A and TAS-B glaciers reached their maximum extent during the Neoglacial period at around ~3 ka. The DV2L glacier chronology in the Isortup valley provides evidence of a similar glacier pattern. However, further investigations are necessary to better constrain the maximum extent in this region. We found evidence for at least one moraine deposited by all glaciers during the Dark Age Cold Period at ~1.2 ka. Finally, glacier advance during the Little Ice Age is documented by one glacier in each valley investigated in this study; however, this glacial advance does not correspond to the largest extent during the Late Holocene. We suggest that the influence of Greenland currents superimposed on the longterm decrease in summer insolation during the Late Holocene could explain the large glacier extent at ~3 ka in the southern and southeastern part of Greenland.

Acknowledgements. – Fieldwork was funded by INTERACT (grant agreements no. 730938, under the European Community’s Seventh Framework Programme) and Paris 1 Pantheon-Sorbonne University. The ^{10}Be measurements were performed at the ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix-en-Provence), which is supported by the INSU/ CNRS, the ANR through the “Projets thématiques d’excellence” programme for the “Equipements d’excellence” ASTER-CEREGE action and IRD. LM acknowledges funding from the Australian Research Council, grant FT180100606. The project was supported by the GDR AREES “ARctique: Enjeux pour l’Environnement et les Sociétés” (CNRS-INEE). Finally, the authors would like to thank the anonymous reviewers whose suggestions helped improve and clarify this manuscript. Consortia ASTERTeam: G. Aumaître, D. L. Bourlès, K. Keddadouche.

CHAPITRE 9

Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l'ouest du Groenland : résultats préliminaires issus de l'application d'un modèle glaciologique de type degré-jours sur le glacier du Lyngmarksbræen

La chronologie glaciaire réalisée sur le glacier du Lyngmarksbræen (île de Disko, centre-ouest du Groenland), à partir de la datation ^{10}Be de moraines, suggère un refroidissement pendant l'OCM. Afin de mieux comprendre les conditions climatiques responsables de cette avancée glaciaire, nous avons utilisé un modèle glaciologique de type « degré-jour ». Ces travaux ont fait l'objet d'une publication acceptée le 26 février 2018 dans la revue *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*. Ce chapitre explore la pertinence de ce type de modèle glaciologique pour la reconstitution de paléoclimats et présente donc les résultats de cette étude sous la forme d'un article rédigé en français. Pour cet article, j'ai réalisé le MNT et produit les résultats du modèle glaciologique sur le glacier du Lyngmarksbræen. J'ai également rédigé et mis en forme le texte principal, les figures et les tableaux, tout en étant en contact avec les co-auteurs pour améliorer la discussion autour des résultats.

Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l'ouest du Groenland : résultats préliminaires issus de l'application d'un modèle glaciologique de type degré-jours sur le glacier du Lyngmarksbræen

Melody Biette, Vincent Jomelli, Vincent Favier, Marie Chenet, Cécile Agosta, Xavier Fettweis, Dinh Ho Tong Minh et Kenji Ose

^aUniversité Paris 1 Panthéon-Sorbonne, LGP CNRS, Meudon, France,

^bUniversité Grenoble Alpes, LGGE CNRS, Grenoble, France,

^cUniversité de Liège, Laboratoire de climatologie, département de Géographie, Liège, Belgique,

^dTETIS, APT, Cirad, CNRS, Irstea, Univ. Montpellier, Montpellier, France,

Le dernier millénaire est défini comme une période climatique « stable » parsemée d'anomalies. La première est l'Optimum Climatique Médiéval (OCM : ~950 AD à 1250 AD), période au moins aussi chaude qu'aujourd'hui et associée à un retrait des glaciers dans l'hémisphère nord. La seconde est le Petit Âge Glaciaire (PAG : ~1450 AD à 1850 AD), marquée par des températures froides et associée à une avancée des glaciers. Cependant, plusieurs études ont montré que des avancées glaciaires s'étaient produites pendant cette période de l'OCM en Terre de Baffin et sur l'île de Disko dans l'ouest du Groenland d'une ampleur plus importante qu'au PAG, suggérant un refroidissement marqué à cette époque en contradiction avec les reconstitutions de températures à l'échelle hémisphérique. Dans cette étude, nous proposons d'estimer les conditions de températures à la fin de l'OCM pouvant expliquer ces extensions glaciaires sur l'île de Disko à partir d'un modèle glaciologique de type degré-jour contraint par les sorties du Modèle Atmosphérique Régional (MAR). Cette simulation a été réalisée sur le glacier du Lyngmarksbræen qui montre une succession originale de moraines emboîtées datées du dernier millénaire. Les résultats montrent que les scénarios les plus probables reposent sur des températures de l'air de l'ordre de -1,3°C à -1,6°C plus basses à la fin de l'OCM qu'à la fin du XX^e siècle si l'on considère une variation d'environ ±10 % des précipitations. Des tests de sensibilité sont ensuite réalisés sur différents paramètres du modèle glaciologique afin de mieux contraindre l'incertitude des estimations de température.

9.1. Introduction

Au cours du dernier millénaire, l'évolution des températures de l'hémisphère nord a été très contrastée et marquée par trois périodes distinctes (PAGES 2k Consortium, 2013). La première est communément appelée l'Optimum Climatique Médiéval (OCM) qui commence quelques décennies avant l'an 1000 et s'étend jusqu'au milieu du XIII^e siècle (IPCC, 2013; Solomina *et al.*, 2015). À cette époque, les températures annuelles atteignent des valeurs comparables à celles du début du XX^e siècle (Vinther, 2011). Les glaciers alpins, dont l'évolution dépend largement des températures estivales, connaissent un très net retrait de leurs marges (Holzhauser *et al.*, 2005; Solomina *et al.*, 2016).

À cette période chaude succède le Petit Âge Glaciaire (PAG) au cours duquel les températures moyennes annuelles sont environ 0,5°C plus basses que celles du XX^e siècle avec deux pics de froid très marqués au milieu des XVIII^e et XIX^e siècles en Europe. Les étés pluvieux et les hivers rigoureux se succèdent au point d'être retranscrits dans de nombreuses archives historiques (Le Roy Ladurie 1967). Les glaciers sont en crue (Solomina *et al.*, 2016) et leurs avancées sont décrites en France, par exemple, dans les registres paroissiaux (Le Roy Ladurie 1967). Cette phase de crue glaciaire observée dans la plupart des régions du monde est une des plus importantes au cours des 10 000 dernières années (Solomina *et al.*, 2015). Elle prend fin vers la fin du XIX^e siècle ou au début du XX^e siècle au cours duquel les températures vont augmenter fortement (+0,85°C). Particulièrement à partir des années 1980 (IPCC, 2013; PAGES2k Consortium, 2017) et ainsi définir la dernière période (Abram *et al.*, 2016) pendant laquelle les glaciers connaissent un retrait spectaculaire dans tout l'hémisphère nord (Francou & Vincent, 2007).

Mais cette évolution globale des températures dans l'hémisphère nord au cours du dernier millénaire masque une importante variabilité régionale. Les températures d'été des régions situées entre 60°N et 80°N sont plus basses que celles des régions situées sous le cercle polaire durant l'OCM, tandis que le réchauffement actuel y est plus prononcé (Kaufman *et al.*, 2009; Abram *et al.*, 2016). Les extensions glaciaires passées reflètent assez bien cette variabilité régionale des températures au-dessus de 60°N. C'est le cas pour l'ouest du Groenland, où des recherches récentes ont montré que les glaciers avaient enregistré une avancée glaciaire à la fin de l'OCM au moins aussi importante qu'au PAG (Young *et al.*, 2015; Jomelli *et al.*, 2016). Au

vu de la sensibilité des glaciers à la température, ces avancées suggèrent un refroidissement conséquent à la fin de l'OCM qui reste encore énigmatique.

Dans l'ouest du Groenland, les reconstitutions de températures atmosphériques à l'OCM sont encore peu nombreuses. La principale information est issue de l'étude des variations isotopiques des carottes de glace au centre de la calotte à des altitudes supérieures à 1 500 m dans le cadre du (i) *Greenland Ice Core Project Members* (GRIP, 1993), (ii) *North Greenland Ice Core Project Members* (North GRIP, 2004), et (iii) *Greenland Ice Sheet Project 2 - GISP2* (Mayewski *et al.*, 1993). Celles-ci indiquent des températures globalement plus élevées à l'OCM qu'au PAG avec cependant des refroidissements pluri-décennaux d'amplitude parfois supérieure à 1,5°C pendant l'OCM. A de plus basses latitudes et altitudes, des reconstitutions de température ont été réalisées à partir de sédiments lacustres à proximité de Kangerlussuaq, dans l'ouest du Groenland. Elles indiquent une augmentation des températures vers 850 AD, suivie d'un refroidissement abrupt et persistant entre 1100 AD et 1250 AD. Cependant, cet enregistrement montre également une forte variabilité pluri-décennale proche de 4°C sur cette période qui diffère de la plus faible variabilité des températures dans les reconstitutions issues des carottes de glace (Vinther *et al.*, 2009). Au sud du Groenland, à environ 700 km de Kangerlussuaq, des données palynologiques et des reconstitutions de températures à partir de sédiments lacustres mettent en évidence une période chaude à l'OCM caractérisée par des températures estivales d'environ 0,5°C plus chaudes qu'au PAG (Massa *et al.*, 2012; Millet *et al.*, 2014), qui aurait favorisé la colonisation des Vikings (Antunes *et al.*, 2014).

Au vu de cette forte variabilité spatio-temporelle des températures à l'OCM, il semble nécessaire de poursuivre d'autres investigations au Groenland. Il existe sur cette île largement couverte par la glace de nombreuses moraines à l'aval des fronts actuels des glaciers de montagne qui témoignent d'extensions glaciaires passées (Kelly & Lowell, 2009; Levy *et al.*, 2014; Winsor *et al.*, 2014). Ces moraines peuvent être utilisées pour contraindre des reconstitutions climatiques issues de modèles glaciologiques (Blard *et al.*, 2007; Jomelli *et al.*, 2011).

L'objectif principal de cet article est de proposer une estimation des températures pouvant rendre compte d'une extension glaciaire formée à la fin de l'OCM par le glacier du Lyngmarksbræen, situé sur l'île de Disko (Ouest Groenland) en utilisant un modèle glaciologique de type degré-jour (Braithwaite, 1995, 2011), combiné à un automate cellulaire (Harper & Humphrey, 2003) permettant une modélisation simplifiée de l'écoulement de la

glace. Cette analyse s'appuie sur une chronologie des moraines du glacier déterminée par Jomelli *et al.* (2016) à partir de datations cosmogéniques. Des simulations du bilan de masse en fonction de différents scénarios climatiques sont proposées, pouvant expliquer l'extension du glacier à la fin de l'OCM sur l'île de Disko. Des tests de sensibilité sont ensuite réalisés afin de discuter des incertitudes associées à ces estimations de températures.

9.2. Contexte de l'étude

9.2.1. Secteur de l'étude : la vallée du Lyngmarksbræen

Dans cet article nous étudions la vallée du Lyngmarksbræen, éponyme du glacier situé en amont. Le front du glacier est relativement stable depuis 2012 et se situe à environ 600 m d'altitude. En aval du front actuel on distingue une petite dizaine de cordons morainiques témoignant d'extensions glaciaires passées plus importantes (Fig. 74).

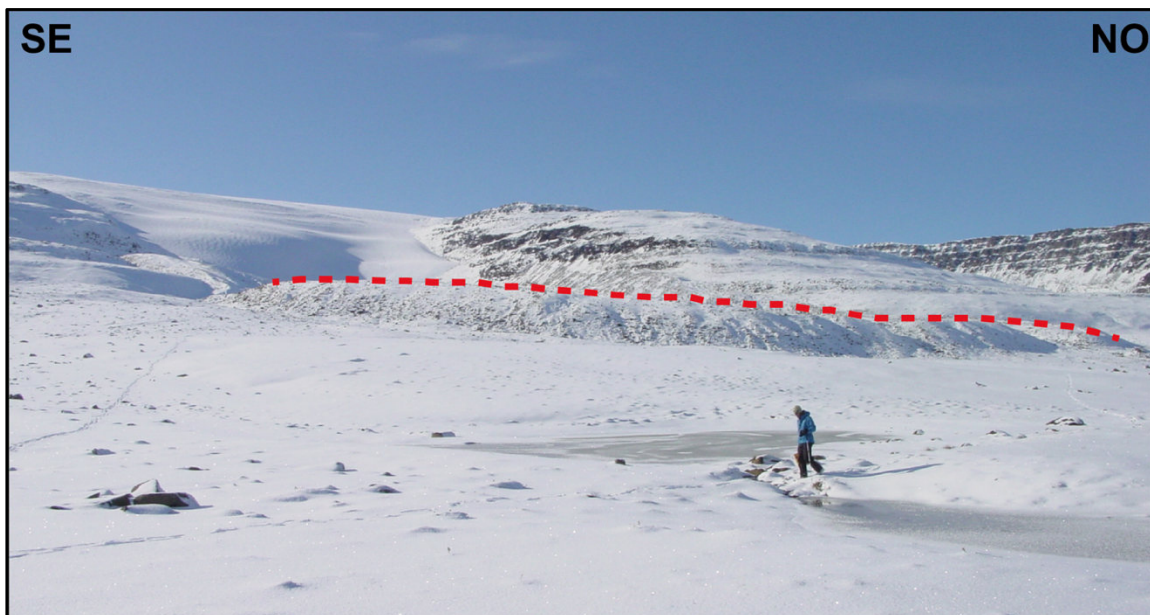


Figure 74: Photographie d'une moraine déposée par le glacier du Lyngmarksbræen sur l'île de Disko dans l'ouest du Groenland. Le pointillé rouge symbolise la limite de la moraine frontale du glacier. V. Jomelli, septembre 2012.

La zone d'étude se situe plus au nord-ouest du fjord d'Ilulissat au Groenland, sur l'île de Disko (Fig. 75A). Le climat de cette région est défini comme polaire maritime, tandis que la partie centrale et le nord-est de l'île ont un climat plus continental (Humlum, 1998). Une station météorologique installée dans les années 1990 fait état d'un cumul annuel de précipitations de 436 mm et d'une température moyenne annuelle avoisinant -5°C (Hansen *et al.*, 2006). Ces valeurs sont comparables à celles mesurées à la station météorologique de référence d'Ilulissat installée à la fin du XIX^e siècle (Box, 2002; Mernild *et al.*, 2014).

Près de 1 000 glaciers ont été recensés sur Disko, couvrant environ 20 % (1 610 km²) de la superficie totale de l'île à la fin du XX^e siècle (Humlum, 1998; Yde & Knudsen, 2007). Le substrat est issu d'écoulements volcaniques formant des empilements de basaltes lithologiquement uniformes (Larsen & Pedersen, 2009). Le site d'étude du Lyngmarksbræen est constitué d'une petite calotte de 32 km² au sud de l'île, au nord de la ville de Qeqertarsuaq, qui recouvre un plateau basaltique dont le point culminant atteint 982 m d'altitude (Ingólfsson *et al.*, 1990) (Fig. 75B). Cette étude se concentre sur le glacier nord-est du Lyngmarksbræen au nord de Blæsdalen (69,36°N ; 53,51°O) caractérisée par un fond de vallée non végétalisé.

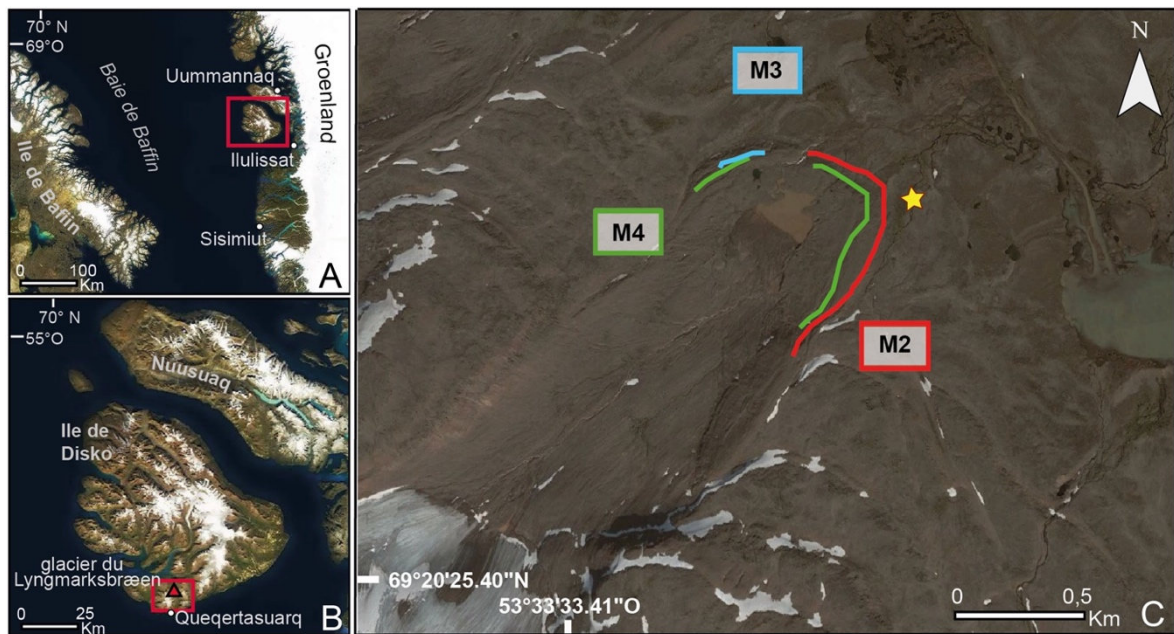


Figure 75 : Localisation de l'île de Disko en baie de Baffin dans l'ouest du Groenland. A : Localisation de la calotte glaciaire du Lyngmarksbræen au sud de l'île de Disko et du glacier étudié (triangle rouge). B: Présentation des moraines du dernier millénaire datées par Jomelli et al. (2016) au ^{36}Cl dans la vallée du Lyngmarksbræen. C : M2 (rouge) 1200 ± 130 AD ; M3 (cyan) 1450 ± 90 AD ; M4 (vert) 1720 ± 60 AD. L'étoile indique le lieu où la photographie de la Figure 1 a été prise.

9.2.2. Évolution du glacier au cours du dernier millénaire

La reconstitution des fluctuations glaciaires de la vallée du Lyngmarksbræen repose sur des datations cosmogéniques (utilisation de l'isotope ^{36}Cl) de quatre moraines dont les trois plus récentes datent du dernier millénaire (Jomelli *et al.*, 2016) (Fig. 75C). L'étendue maximale passée du glacier de Lyngmarksbræen au cours du dernier millénaire est en effet indiquée par un emboîtement de moraines de 2 à 10 m de haut situées à 1,7 km du front glaciaire actuel à 416 m d'altitude et distantes les unes des autres de quelques dizaines de mètres. Ces moraines emboîtées M2, M3 et M4 sont respectivement datées à 1200 ± 130 AD, 1450 ± 90 AD et 1720 ± 60 AD. L'avancée glaciaire enregistrée par la moraine M2 correspond à la fin de l'OCM. Les moraines qui auraient pu être déposées entre 1200 AD et 1720 AD ont été démantelées par les avancées glaciaires du PAG (M3, M4) qui ont été d'une intensité proche de celle de la fin de l'OCM. Après ~ 1750 AD, le glacier a connu un retrait d'un peu plus d'un kilomètre jusqu'à son front actuel, entrecoupé de périodes de stabilisation ou d'avancées de faible amplitude.

9.3. Méthodes

9.3.1. L'extension de référence

Notre approche a consisté à utiliser un modèle glaciologique couplé à une routine simulant l'écoulement de la glace. Ce modèle glaciologique a été forcé par des précipitations et des températures provenant de la station météorologique de référence de Qeqertarsuaq sur l'île de Disko et des gradients de températures et de précipitations déterminés par le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) présenté au chapitre suivant. Ce modèle est spécialement développé pour simuler le bilan de masse en surface du Groenland et simuler une série de paléo-extensions du glacier et des changements de la ligne d'équilibre glaciaire (LEG) qui y sont associés (Gallée & Schayes, 1994; Braithwaite & Raper, 2007; Fettweis *et al.*, 2017).

Dans cette étude, nous avons appliqué le modèle à l'extension maximale du début du dernier millénaire datée par Jomelli *et al.* (2016) de 1200 ± 130 AD car le front de la moraine formée lors de cette avancée est bien conservé et se distingue des autres moraines emboîtées formées pendant le PAG.

9.3.2. Le modèle glaciologique

9.3.2.1. Fonctionnement du modèle glaciologique degré-jour

Pour estimer des conditions climatiques pouvant rendre compte de l'extension du glacier au début du dernier millénaire, nous avons appliqué un modèle glaciologique dit degré-jour (en anglais *Positive Degree-Day* ou PDD) fondé sur le fait que la fonte des glaciers se produit lorsque la température de l'air dépasse le point de fusion (Braithwaite 1985, 1995; Greuell & Genthon, 2003). Ainsi l'ablation est proportionnelle à la durée pendant laquelle la température est supérieure à 0°C (Olesen & Braithwaite, 1989). Ce type de modèle est largement utilisé car les variables climatiques d'entrées du modèle sont limitées à la température (proche de la surface) et aux précipitations (Gerbaux, 2005; Six *et al.*, 2009; Jomelli *et al.*, 2011; Charbit *et al.*, 2013; Favier *et al.*, 2016), contrairement aux modélisations plus complexes de type bilan d'énergie de surface (Favier *et al.*, 2011; Gabbi *et al.*, 2014). Le modèle fonctionne de la façon suivante. Le taux d'accumulation est calculé en fonction des précipitations mensuelles, d'une température limite pluie/neige (ici 1°C) et des températures mensuelles. Le taux d'ablation est

calculé en fonction d'un paramètre de fonte, ou facteur degré-jour, qui représente le volume de neige et de glace fondu lorsque la température est positive. La différence entre l'accumulation et l'ablation génère un bilan de masse annuel exprimé en m équivalent en eau (éq. eau/an), associé à une altitude de la LEG calculée selon la méthode AAR 0,65 (Fig. 76). L'accumulation et l'ablation sont également reliées à un gradient de température de l'air. Un automate cellulaire appliqué à un MNT (Modèle Numérique de Terrain) permet ensuite de simuler l'extension passée du glacier.

Les valeurs d'ablation du modèle degré-jour dépendent largement des facteurs de fonte et du gradient de température (Langebroek & Nisancioglu, 2016), raison pour laquelle nous avons utilisé des valeurs déjà mesurées sur le terrain. Les paramètres de fonte du modèle glaciologique ont été choisis à partir de données issues de travaux réalisés au Groenland par Braithwaite (1995) qui proposait une valeur de 8,9 mm/j/°C pour la glace et de 4,5 mm/j/°C pour la neige. Ne disposant pas de mesures glaciologiques sur le site même, nous avons validé les valeurs d'ablation avec celles du modèle de circulation régionale MAR. Le MAR fournit non seulement une climatologie du site d'étude permettant de déterminer des gradients de précipitation et de température mais aussi un bilan de masse de surface (BMS) et un bilan d'énergie en chaque point de sa grille. Le choix du modèle MAR repose sur le fait qu'il s'agit du modèle de référence pour la calotte du Groenland. Ce modèle est ainsi très largement utilisé par la communauté scientifique au Groenland (Fettweis *et al.*, 2017). La validation des paramètres de fonte a été effectuée sur la calotte, à la latitude d'Ilulissat, et non sur l'île de Disko, car la topographie de l'île utilisée dans le MAR à la résolution de 7,5 km n'est pas représentative du sommet du glacier Lyngmarksbræen, contrairement à celle de la calotte groenlandaise.

Le MAR est un modèle climatique hydrostatique, à aire limitée, couplé à un schéma de neige/surface (1D) nommé SISVAT (*Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer*). La paramétrisation des flux énergétiques sous-maille, de la microphysique nuageuse, des équations de conservation des concentrations en gouttelettes des nuages, des gouttes d'eau, des cristaux de glace nuageux et des cristaux de neige ainsi que les schémas convectif et radiatif sont présentés en détail dans l'article de (Gallée & Schayes, 1994).

Le modèle MAR est forcé à ses frontières par des champs météorologiques (température, humidité, vent, pression) issus de ré-analyses du CEPMMT (ERA-Interim) entre 1979 et 2017 (Uppala *et al.*, 2008). Les conditions océaniques dans le MAR (température de surface et étendue de glace de mer) sont aussi issues des ré-analyses. Les simulations ont été réalisées à

une résolution de 7,5 km et la topographie de la surface est issue du modèle topographique global ETOPO1 d'une résolution de 1 arc-minute (Amante & Eakins, 2009). Ces données sont disponibles sur le site internet (<ftp://ftp.climato.be/fettweis/MARv3.7/>).

9.3.2.2. Calibration des précipitations à partir de la station météorologique d'Ilulissat et du MAR

Pour s'assurer du bon fonctionnement du modèle degré-jour, nous avons réalisé une validation des paramètres de fonte sur la calotte du Groenland à la latitude d'Ilulissat. Dans un premier temps, nous avons calculé un BMS de la calotte à Ilulissat avec le modèle degré-jour, en utilisant les données de température et de précipitation de la station météorologique de la ville d'Ilulissat (altitude de 37 m) et les paramètres de fonte proposés par Braithwaite (1995). Pour évaluer l'évolution du BMS avec l'altitude, les gradients de précipitation (353 mm/km) et de température (6°C/km) ont été déduits des sorties du MAR sur cette même zone. La bonne correspondance entre le BMS du modèle degré-jour et le BMS du MAR dans cette région permet de montrer que les paramètres du modèle degré-jour sont cohérents avec les conditions d'ablation de la zone (Fig. 76). Pour les simulations sur le glacier du Lyngmarksbræen, nous avons tout d'abord utilisé les précipitations (436 mm – bilan pluviométrique annuel) et les températures mensuelles mesurées sur l'île de Disko à la station météorologique de *l'Arctic Station* à Qeqertarsuaq (24 m d'altitude) disponible depuis 1990 (Nielsen *et al.*, 1995; Hansen *et al.*, 2006) ainsi que les gradients de précipitation (560 mm/km) et de température (6°C/km) fournis par le MAR dans ce secteur. Cependant une telle modélisation ne permet pas de reproduire le glacier étudié, avec une position du front à 600 m d'altitude, car la LEG calculée (930 m) indique que le glacier ne devrait subsister qu'à proximité du sommet. Le vent d'ouest produit en effet une forte suraccumulation à l'est visible sur le terrain, due à la présence de corniches. Cette dissymétrie d'accumulation est également attestée par la différence d'altitude des fronts des glaciers entre les versants est et ouest des sommets de l'île de Disko. Afin de reproduire la position du front du glacier de Lyngmarksbræen, nous constatons qu'une augmentation de 40 % des précipitations est nécessaire par rapport à celles mesurées à la station de Qeqertarsuaq. Dans la suite de l'article, nous évaluons l'impact du choix de ces corrections sur nos reconstitutions paléoclimatiques.

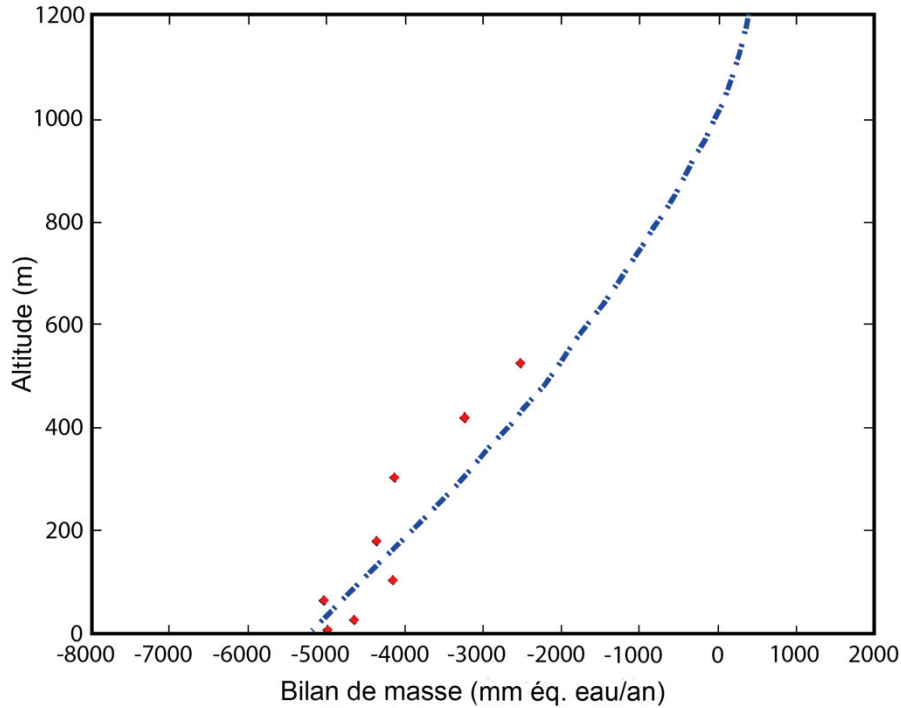


Figure 76 : Bilan de masse en surface (BMS) modélisé sur la calotte à la latitude d'Ilulissat déterminée par le MAR (points rouges) et par le modèle degré-jour (courbe bleue).

9.3.2.3. La création d'un modèle numérique de terrain par interférométrie radar

Ne disposant pas d'un modèle numérique de terrain (MNT) représentant le relief du glacier du Lyngmarksbræen requis pour l'application du modèle glaciologique, nous avons réalisé un MNT par interférométrie radar (Graham, 1974; Hachemi, 2009). Le principe de l'interférométrie radar est fondé sur l'exploitation de différences maîtrisables entre au moins deux images radar (Bamler & Hartl, 1998). Un radar est avant tout un moyen de mesurer la distance entre le capteur et des objets. Chaque distance correspond à l'information de la phase. Dans l'interférométrie radar, la différence de phase constitue un nouveau type d'image appelé interférogramme constitué de franges. Chaque frange correspond à un changement d'altitude (Bamler & Hartl, 1998). L'analyse d'interférogrammes, à partir des images radars acquises, permet de constituer un MNT pour notre zone d'étude. Le travail a été réalisé à partir d'images d'un satellite de l'Agence Spatiale Européenne (ESA) : Sentinel-1A, équipé d'un radar à synthèse d'ouverture (SAR - *Synthetic Aperture Radar*) qui fonctionne en bande-C (Torres *et al.*, 2012). Nous obtenons un MNT de l'île de Disko avec ré-échantillonnage de 25 m.

9.3.2.4. Tests de sensibilité

Le modèle degré-jour permet, pour un climat actuel, de simuler l'état du glacier. Dans notre cas, la principale incertitude concerne les cumuls de précipitation. C'est pourquoi nous avons étudié en fin d'article l'influence de cette incertitude sur nos résultats. Néanmoins, ces résultats dépendent aussi du jeu des paramètres de fonte et du gradient de température utilisés pour le modèle degré-jour. Bien que les paramètres les plus probables et les mieux validés soient ceux utilisés précédemment, d'autres valeurs de paramètres ont été testées. Nous avons pris ici uniquement les jeux de valeurs disponibles dans la littérature pour des latitudes similaires (Wallace & Hobbs, 1977; Braithwaite & Zhang, 2000; Gardner *et al.*, 2009). Ces différents paramètres jouant indépendamment sur le BMS, ceux-ci ont donc été modifiés en veillant à maintenir le glacier à l'équilibre actuellement. Nous avons ensuite réévalué les températures nécessaires à la mise en place de la moraine de l'OCM pour chaque jeu de paramètres.

9.4. Résultats

9.4.1. Simulation du glacier actuel à l'aide du modèle degré-jour

Le modèle degré-jour forcé par les précipitations (augmentées de 40 % rappelons-le) et les températures mesurées sur l'île de Disko, toutes deux affectées par un gradient altitudinal déterminé par le MAR, permet avec succès de simuler l'état actuel du glacier. Le modèle permet aussi de fixer une LEG à 860 m d'altitude ainsi qu'un front actuel proche de 600 m d'altitude comparables aux observations de terrain réalisées en 2012 (Fig. 77A).

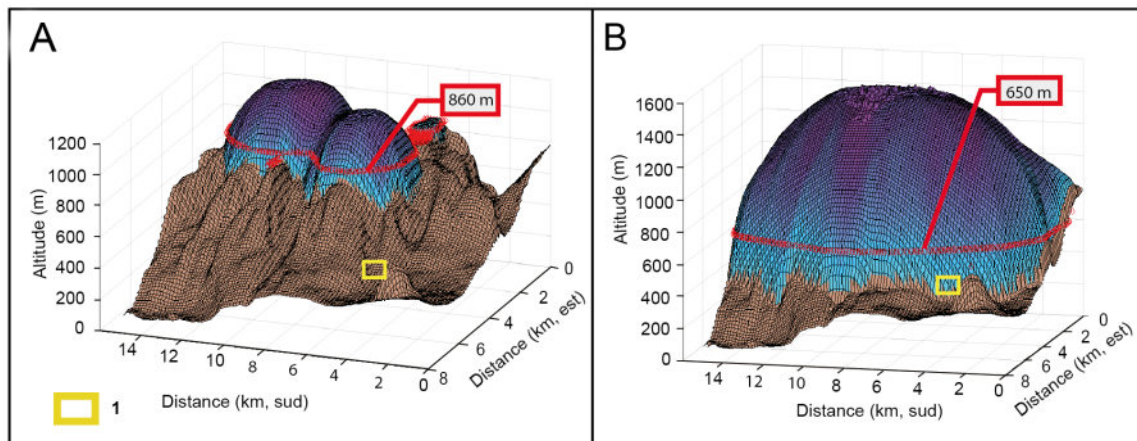


Figure 77 : Modélisation de l'écoulement du glacier du Lyngmarksbræen à partir d'un modèle glaciologique degré-jour. Calotte et glacier actuel du Lyngmarksbræen (A) et au cours de son extension maximale au dernier millénaire (B) sur l'île de Disko. La différence d'altitude entre la LEG actuelle et celle déterminée pour le dernier millénaire est de 210 m. L'encadré jaune représente les moraines étudiées (1), soit l'avancée maximale du glacier au dernier millénaire. Ces données ont été obtenues par application du modèle glaciologique degré-jour.

9.4.2. Simulation de l'extension du début du dernier millénaire

Dans le but de simuler un « paléo-bilan de masse », nous avons ensuite réalisé un calcul au pas de temps annuel avec une durée de simulation correspondant à l'âge des moraines, soit environ 700 ans. En modifiant les données climatiques actuelles (par exemple un refroidissement ou une augmentation des précipitations), l'approche a consisté à simuler un bilan de masse en surface qui, combiné à l'automate cellulaire, permet de positionner un front dont l'altitude correspond à la moraine du début du dernier millénaire pour notre analyse (ici 416 m d'altitude, altitude mesurée sur le terrain).

Cependant le modèle ne fournit pas une solution « paléo-climatique » unique, car il existe de nombreuses combinaisons possibles de température/ précipitations qui peuvent engendrer un front à 416 m d'altitude et une LEG associée à 650 m d'altitude (Fig. 77B). Nous avons donc recherché plusieurs scénarios possibles pouvant rendre compte de ces caractéristiques glaciologiques (Tab. 9) en nous appuyant sur les proxies disponibles à proximité de notre zone d'étude. Deux hypothèses opposées d'évolution des températures ont été testées : d'une part une augmentation des températures comprise entre 0,1°C et 1°C par rapport au climat actuel, conforme à la reconstitution de températures à l'échelle hémisphérique au cours de l'OCM (PAGES 2k Consortium, 2013), et d'autre part une diminution des températures comprise

entre -0,5°C et -3°C, comme le suggèrent les reconstitutions de températures réalisées à partir de sédiments lacustres à 250 km au sud de Disko pour cette période (D'Andrea *et al.*, 2011).

Les résultats montrent que si l'on considère des températures comparables ou plus élevées qu'actuellement, une augmentation des précipitations comprise entre 130 % et 270 % par rapport à l'actuel serait nécessaire pour que le glacier atteigne la moraine M2 (Tab. 9) ce qui reste improbable au vue des mesures d'accumulation réalisées sur la calotte. À l'inverse, une diminution de 3°C devrait être accompagnée d'une diminution des précipitations de 75 %, hypothèse également peu probable.

Tableau 9 : Variables climatiques qui permettent d'obtenir une ligne d'équilibre glaciaire (LEG) à 650 m d'altitude sur la base des données climatiques actuelles en appliquant le modèle glaciologique degré-jour. Cette altitude de la LEG correspond à un front glaciaire représentatif des moraines étudiées, soit à un paléo-front à 416 m d'altitude.

Changement de température par rapport à l'actuel (°C)	Facteur de précipitation (%)
1	270
+0,5	200
0	130
-0,5	80
-1	40
-1,2	20
-1,3	10
-1,45	0
-1,6	-10
-1,75	-20
-2	-40
-2,4	-55
-3	-75

Nous avons, par ailleurs, considéré comme probable une variation de ± 10 % des précipitations par rapport à l'actuel. En effet, des taux d'accumulation annuels couvrant le dernier millénaire ont été déterminés à partir de l'analyse de plusieurs carottes glaciaires du Groenland (Andersen *et al.*, 2006). Celles-ci ne montrent pas de tendance à l'échelle du dernier millénaire. Cependant des variations pluri-décennales de ± 10 % sont visibles (Andersen *et al.*, 2006). Ceci suggère

que les conditions de précipitations pluri-centennales sont restées relativement stables au cours du dernier millénaire et n'ont pas été le facteur déterminant dans la fluctuation des glaciers.

Ainsi, en considérant une variation des précipitations de plus ou moins 10 % par rapport à l'actuel, une diminution des températures comprise entre $-1,3^{\circ}\text{C}$ et $-1,6^{\circ}\text{C}$ permet de créer le front de la moraine M2 à 416 m d'altitude (Tab. 9), en accord avec les observations de terrain.

9.5. Discussion

9.5.1. Des conditions climatiques contradictoires à l'OCM selon les proxies

Les résultats précédents suggèrent une diminution des températures à la fin de l'OCM comprise entre $-1,3$ et $-1,6^{\circ}\text{C}$ par rapport aux dernières décennies en supposant une variation des précipitations de l'ordre de $\pm 10\%$ (après correction des valeurs initiales mesurées à la station). Ces simulations montrent donc que la fin de l'OCM a été marquée par des coups de froid pluri-décennaux suffisamment intenses pour provoquer une avancée majeure du glacier du Lyngmarksbræen sur l'île de Disko, phases froides qui ne semblent pas être transcrites dans les reconstitutions de températures réalisées à différentes échelles de l'hémisphère nord (Fig. 78) (Kobashi *et al.*, 2008; Kaufman *et al.*, 2009; PAGES 2k Consortium, 2013). Ce refroidissement local semble cohérent avec ce qui a été décrit à partir de données lacustres à 250 km au sud de Disko à proximité de Kangerlussuaq (D'Andrea *et al.*, 2011). Rappelons toutefois que cette reconstruction porte sur des températures estivales et que le refroidissement survenu vers 1100 AD est plus marqué à proximité de Kangerlussuaq que ce qui a été déterminé par le modèle glaciologique pour l'île de Disko à la fin de l'OCM (Fig. 78D).

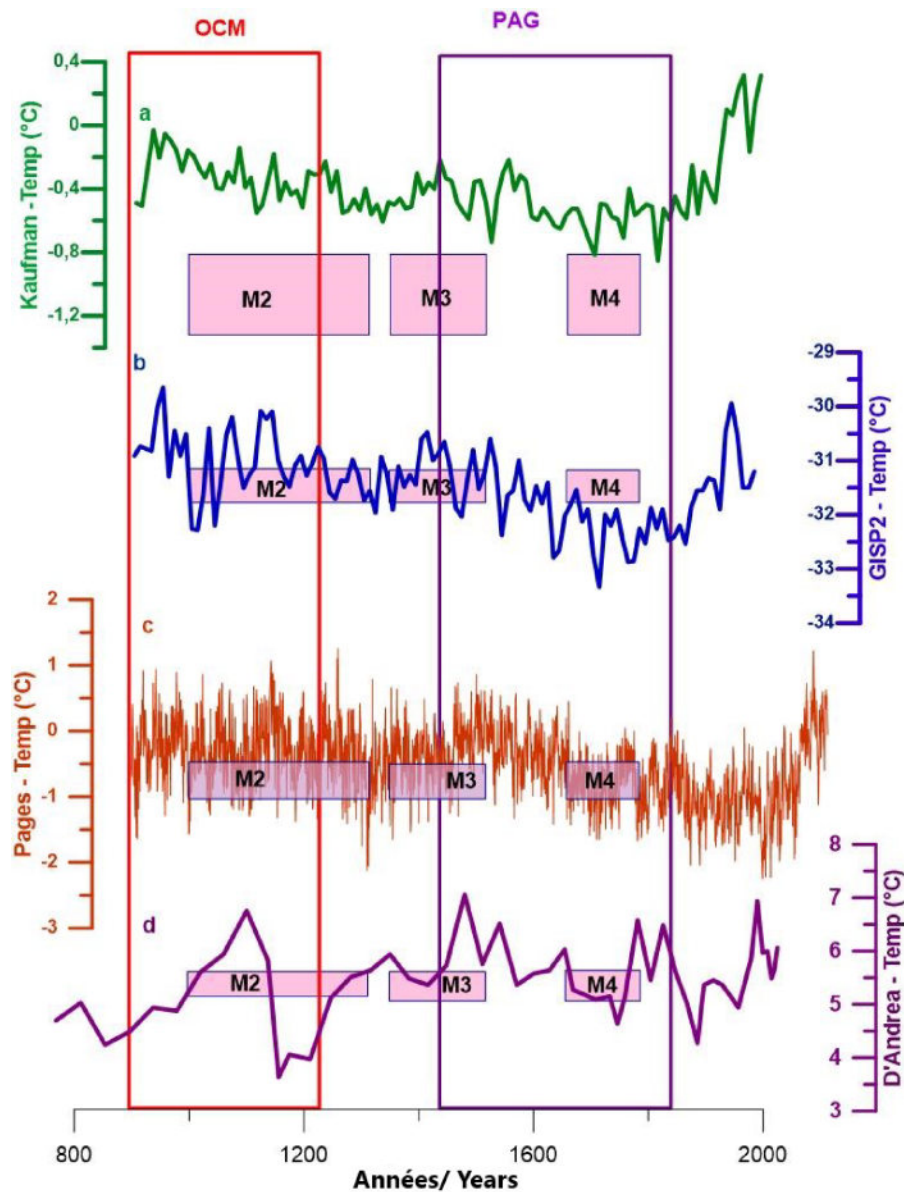


Figure 78 : Comparaison de reconstructions de températures multiproxies à différentes échelles de l'hémisphère Nord. Reconstruction des températures d'été entre 60° et 80° de latitude nord d'après Kaufman *et al.* (2009) (courbe a), reconstruction des températures du centre du Groenland (carotte de glace GISP2) d'après Kobashi *et al.* (2008) (courbe b - anomalie de température par rapport à la moyenne des temps historiques), reconstruction des températures de l'Hémisphère Nord par PAGES 2k Consortium (2013) (courbe c - anomalie de température par rapport à la moyenne de la période de référence 1961-1990), reconstruction de la température estivale de l'eau d'un lac proglaciaire à proximité de Kangerlussuaq d'après D'Andrea *et al.* (2011) sur le dernier millénaire. Les encadrés roses représentent l'intervalle de température du dernier millénaire issue du modèle degré-jour de cette étude (soit entre -1,3°C et -1,6°C par rapport à l'actuel) pour les moraines du dernier millénaire (âge et incertitudes). OCM. Optimum Climatique Médiéval ; PAG. Petit Âge Glaciaire.

9.5.2. L'influence des paramètres glaciologiques et climatiques sur les résultats

Les estimations de températures à partir du modèle degré-jour étant dépendantes des paramètres d'entrée du modèle, nous avons cherché à estimer leur influence sur les résultats en procédant à des tests de sensibilité sur le poids prépondérant des facteurs de fonte, du gradient de température de l'air et de la précipitation. Pour maintenir un glacier actuel à l'équilibre et le front à l'altitude mesurée sur le terrain, la modification d'un des paramètres évoqués ci-dessus nécessite de modifier un ou plusieurs autres facteurs également. Selon cette approche, nous avons réalisé des tests (Tab. 10) avec un gradient de température (GT) de 4,9°C/km correspondant au GT utilisé au Canada par [Gardner *et al.* \(2009\)](#) pour les scénarios *n* et *o*, mais aussi avec un GT global de 6,5°C/km retenu par [Wallace & Hobbs \(1977\)](#) pour le scénario *a*. En d'autres termes, en utilisant un gradient de 6,5°C/km (au lieu de 6°C/km dans les résultats précédents) et les précipitations non corrigées de la station de Disko (scénario *a*) le glacier actuel est maintenu à l'équilibre. En utilisant ces paramètres pour simuler le glacier à la fin de l'OCM on obtient une paléo-température de -1,55°C en considérant les précipitations identiques à celles d'aujourd'hui. Nous avons réalisé des tests avec d'autres facteurs de fonte locaux recensés par [Braithwaite & Zhang \(2000\)](#) dans l'ouest du Groenland (scénarios *e*, *f*, *k*). Enfin l'impact des incertitudes associées aux précipitations (scénarios *b*, *c*, *d*, *g*, *h*, *i*, *j*, *l*, *m*) a également été analysé.

Tableau 10 : Test de sensibilité sur la variation de la température à la fin de l'OCM sur l'île de Disko en fonction de la variation des paramètres glaciologiques et climatiques.

Scénarios	Températures estimées à l'OCM (°C)	Facteur de précipitation (%)	Facteur de fonte neige (mm/j/°C)	Facteur de fonte glace (mm/j/°C)	Gradient de température de l'air (°C/km)
a	-1,55	0 (valeur mesurée à la station)	4,5	8,9	6,5
b	-1,5	20	4,5	8,9	6,2
c	-1,5	15	2,9	8,1	6
d	-1,5	100	7,9	12,5	6
e	-1,5	5	2,8	7,3	6
f	-1,5	20	3,7	8,3	6
g	-1,45	0	2,9	6,5	6
h	-1,45	40 (utilisée dans la section 4)	4,5	8,9	6
i	-1,45	20	3,5	8	6
j	-1,45	80	8,9	10,5	6
k	-1,4	40	2,8	7,3	5,5
l	-1,4	80	4,5	8,9	5,5
m	-1,35	20	4,5	8,9	5,3
n	-1,3	140	4,5	8,9	4,9
o	-1,3	40	6,9	4,5	4,9

Les connaissances actuelles sur l'évolution des facteurs de fonte dans le temps sont encore limitées car difficiles à déterminer avec précision. Aujourd'hui il n'existe pas encore de consensus, les analyses montrant des résultats contradictoires sur la variabilité de ce paramètre et son influence sur les reconstitutions (Vincent, 2005; Huss *et al.*, 2009; Langebroek & Nisancioglu, 2016). Huss *et al.* (2009) déduisent de mesures climatologiques réalisées à haute altitude, une évolution du facteur de fonte pour la neige au cours des soixante-dix dernières années. Il reste stable jusque dans les années 1970 puis baisse d'environ 7 % par décennie jusque dans les années 2000 en raison d'une augmentation de la radiation solaire. Cependant Vincent (2005) parviennent à simuler une extension de trois glaciers français comparable à celle décrite par les cartes du XIX^e siècle en gardant cette fois un facteur de fonte constant sur l'ensemble de la période. Enfin, notons que l'amplitude de la variation des facteurs de fonte considérés dans le Tableau 10 est supérieure à celle identifié par Huss *et al.* (2009). Des études réalisées dans les Alpes ont également montré que ces paramètres pouvaient varier spatialement de façon importante selon la topographie (exposition, pente) et les fluctuations du rayonnement solaire (Quervain, 1979; Six *et al.*, 2009; Hock, 2003; Braithwaite, 2011; Six & Vincent, 2014). Cependant, les tests précédents réalisés avec l'hypothèse d'un glacier actuel à l'équilibre montrent une influence relativement faible de la variation des facteurs de fonte.

9.5.3. Les températures estimées à la fin de l'OCM et au PAG

Le scénario climatique que nous avons proposé dans cet article s'appuie sur l'extension du glacier contrainte par la moraine M2. Celle-ci aurait donc été formée au cours d'une période plus froide de $-1,3^{\circ}\text{C}$ à $-1,6^{\circ}\text{C}$ par rapport aux dernières décennies actuelles. Cette période plus froide se caractérise par une durée suffisamment longue, sans doute pluri-décennale, pour générer des bilans de masse positifs et provoquer une avancée de sa langue terminale jusqu'à une altitude de 416 m. Deux autres moraines emboîtées dans M2 se sont formées au cours du PAG (M3 et M4 respectivement datées à 1640 et 1720 AD) qui suggèrent des conditions climatiques assez comparables à celles proposées pour M2. Ces moraines M3 et M4 sont, elles, synchrones avec des anomalies de températures brutales bien connues dans la littérature (PAGES 2k Consortium, 2013; Solomina *et al.*, 2016). Ces estimations de températures réalisées à partir du glacier de Lyngmarksbræen suggèrent donc des anomalies de température à la fin de l'OCM d'amplitude comparable à celles du PAG sur l'île de Disko. Cette hypothèse est comparable aux résultats récents visant à documenter la variabilité spatio-temporelle des

températures en Europe de l'Ouest pendant le dernier millénaire (Moreno-Chamarro *et al.*, 2017). Les auteurs mettent en évidence non seulement de forts contrastes régionaux parfois supérieurs à 2°C mais également des anomalies de températures d'intensité similaire pour les deux périodes (OCM, PAG). En d'autres termes, l'Europe a également connu, au Moyen Âge, des baisses brutales de températures pouvant dépasser 2°C au cours des deux périodes. En outre, les conditions paléo-océaniques dans l'Atlantique Nord n'ont pas favorisé une très forte concentration en glace de mer au voisinage de Disko au PAG par rapport à la fin de l'OCM (Moreno-Chamarro *et al.*, 2017). Ces éléments confortent donc l'hypothèse d'une forte variabilité climatique régionale au cours du dernier millénaire.

9.6. Conclusions

Les études sur la reconstitution du climat du dernier millénaire sont peu nombreuses pour les hautes latitudes de l'hémisphère nord. C'est pourquoi ce travail s'est appuyé sur l'utilisation d'un modèle glaciologique de type Degré-jour et la localisation des moraines de la vallée du Lyngmarksbræen pour proposer des conditions de températures à la fin de l'OCM sur l'île de Disko dans l'ouest du Groenland. Les résultats montrent un refroidissement compris entre -1,3°C et -1,6°C par rapport à l'actuel à la fin de l'OCM. Nous avons également exploré la sensibilité des simulations acquises avec le modèle glaciologique Degré-jour en réalisant des tests sur le facteur de fonte, le gradient de température de l'air et les précipitations. Les tests montrent que si les paramètres glaciologiques et climatiques ont pu être différents de ceux déterminés sur le terrain ou par le MAR au cours du dernier millénaire, leur influence sur les estimations de températures est faible. En outre, au vu de la disposition des autres moraines sur le site étudié et des récentes études sur la variabilité régionale des températures au PAG, il est possible que des conditions climatiques aient été relativement similaires à la fin de l'OCM et au PAG dans cette région. Cette étude met en avant la complexité des reconstitutions climatiques du dernier millénaire et la nécessité de poursuivre les recherches dans cette voie pour mieux appréhender l'hétérogénéité spatiale du climat au Groenland. Avec l'appui du MAR pour déterminer les facteurs climatiques et glaciologiques locaux, le modèle glaciologique de type degré-jour reste un modèle robuste et facilement utilisable pour la modélisation de bilan de masse et la détermination de conditions de température dans le temps.

PARTIE IV

Discussion, conclusion et perspectives



Aquarelle de la vallée de Tasilap, Groenland. Réalisation Biette

CHAPITRE 10

Synthèse et apports de ce travail de thèse

10.1. Rappel du contexte de recherche et objectif de la thèse

Il est nécessaire de comprendre l'évolution régionale des glaciers pendant l'Holocène pour mesurer l'impact des climats passés et établir des projections pour le futur (IPCC, 2021; Huston *et al.*, 2021). La datation de dépôts morainiques est indispensable pour reconstituer les fluctuations glaciaires. Pourtant, nous sommes partis du constat qu'il existait peu de chronologies de fluctuations glaciaires obtenues par datation cosmogénique sur des moraines de glaciers déconnectés de l'inlandsis qui documentent l'Holocène au Groenland (Kelly *et al.*, 2008; Möller *et al.*, 2010; Levy *et al.*, 2014; Young *et al.*, 2015; Jomelli *et al.*, 2016; Larsen *et al.*, 2016; Levy *et al.*, 2016). Depuis le début de cette thèse en 2016, quelques chronologies glaciaires ont été publiées par d'autres chercheurs (O'Hara *et al.*, 2017, 201; Schweinsberg *et al.*, 2019; Levy *et al.*, 2020). Cependant ce nombre reste encore limité sur une île de 2 millions km² couverte à plus de 80 % de glace (Rastner *et al.*, 2012). Surtout, le bilan des études préexistantes ont montré deux limites principales. La première réside dans une couverture « spatiale » des chronologies glaciaires restreinte, très inégale avec des études majoritairement regroupées dans le centre-est (Kelly *et al.*, 2008; Levy *et al.*, 2014, 2016) et le centre-ouest (Young *et al.*, 2015; Jomelli *et al.*, 2016; O'Hara *et al.*, 2017; Schweinsberg *et al.*, 2019) du Groenland. Jusqu'à récemment, il n'existait d'ailleurs aucune datation cosmogénique réalisée sur des moraines de glaciers de montagne dans le sud de l'île (Levy *et al.*, 2020). La seconde limite concerne le nombre limité de moraines datées sur les sites étudiés. Ce faible nombre ne permet que rarement d'avoir un renseignement continu des variations glaciaires sur toute la période Holocène sur un site donné. La seule exception avant le début de cette thèse était l'étude de Jomelli *et al.* (2016) sur l'île de Disko.

Dans ce contexte, l'objectif principal de la thèse était de pallier à ces deux limites en apportant de nouvelles données chronologiques sur les avancées glaciaires holocènes à partir d'échantillons de moraines formées par les glaciers déconnectés de l'inlandsis sur des sites spatialement variés au Groenland. Ces sites ont été sélectionnés dans le but de compléter les données existantes dans des régions déjà étudiées et d'en fournir de nouvelles dans des zones peu étudiées.

Pour ce faire, cette thèse s'est appuyée sur l'étude de sept glaciers situés dans trois vallées glaciaires dans le nord-est, sud-est et le sud du Groenland (cf. chapitres 7 et 8) (Fig. 79). Ces nouvelles chronologies contribuent ainsi à développer une vision plus robuste et complète de l'histoire des avancées glaciaires pendant l'Holocène au Groenland et à enrichir nos connaissances sur les variations passées du climat groenlandais. Les périodes de refroidissement associées aux avancées glaciaires holocènes documentées en partie dans cette thèse ont ensuite pu être mieux contraintes et quantifiées. En nous appuyant sur la position de moraines datées par [Jomelli *et al.* \(2016\)](#), nous avons réalisé une étude préliminaire pour estimer des conditions climatiques responsables des crues glaciaires sur l'île de Disko par l'application d'un modèle glaciologique de type degré jour (cf. chapitre 9). En parallèle, cette thèse a également permis d'appliquer les avancées récentes du protocole de chimie utilisé au laboratoire CALM du LGP pour la datation cosmogénique d'échantillons morainiques ([Protin, 2019](#)) (cf. chapitre 6).

Ce dernier chapitre a pour but de présenter les différents apports de cette thèse. Nous reviendrons, dans un premier temps, sur l'intérêt des nouvelles chronologies glaciaires pour la connaissance des fluctuations glaciaires de l'Holocène au Groenland. Dans un deuxième temps, nous montrerons l'apport de ces chronologies pour l'identification des forçages climatiques passés au Groenland. Enfin, nous dresserons le bilan des améliorations méthodologiques récentes du traitement des échantillons appliquées au LGP au cours de ces dernières années.

10.2. Apport des nouvelles chronologies glaciaires dans la compréhension de l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland pendant l'Holocène

Nous reprenons ici l'ensemble des nouvelles chronologies glaciaires réalisées à partir de la datation cosmogénique de moraines au cours de ce doctorat et les chronologies antérieures afin de compléter la synthèse des connaissances des fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis au Groenland.

10.2.1. Des chronologies glaciaires cohérentes à l'échelle du Groenland pendant l'Holocène Ancien

L'étude des fluctuations de trois glaciers sur l'île de Clavering (nord-est Groenland), a permis de documenter des avancées glaciaires sur l'ensemble de l'Holocène, avec une expansion

maximale au cours de l'Holocène Ancien (10,7-8,2 ka) (Biette *et al.*, 2020). Ces résultats de chronologies glaciaires sont conformes avec ceux obtenus sur d'autres glaciers de montagne du centre (Levy *et al.*, 2016; O'Hara *et al.*, 2017) et du sud du Groenland (Levy *et al.*, 2020), qui enregistrent également leur maximum glaciaire holocène autour de 10-11 ka (Fig. 79). Au moins une moraine de l'Holocène Ancien a donc été identifiée dans toutes les régions étudiées à ce jour au Groenland. Néanmoins, ce stade d'avancée glaciaire n'est pas systématiquement renseigné à l'échelle locale. En effet, la vallée de Tasilap (sud-est Groenland), la vallée d'Isortup (sud Groenland) (Biette *et al.*, 2021), certains sites de la région de Scoresby Sund (centre-est Groenland) (Kelly *et al.*, 2008; Levy *et al.*, 2014) et du centre-ouest du Groenland (Young *et al.*, 2015; Schweinsberg *et al.*, 2019) renseignent uniquement des moraines formées pendant l'Holocène Récent (Fig. 79).

Ce constat montre que la présence d'une moraine assimilée à l'Holocène Ancien ne coïncide pas forcément avec une logique régionale particulière. On peut alors avancer l'hypothèse que des conditions locales comme la morphologie des glaciers ou l'exposition des vallées ont pu favoriser des avancées glaciaires marquées pendant l'Holocène Ancien sur certains sites ; ou bien ces avancées glaciaires n'ont pas encore été identifiées, notamment sur les sites où les chronologies glaciaires ne couvrent pas systématiquement l'ensemble de l'Holocène. Il est également possible que les héritages de cette période aient pu simplement disparaître suite à des dynamiques d'érosion locales. Néanmoins des investigations supplémentaires seraient nécessaires pour clarifier cette vision d'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis ou pour identifier les facteurs responsables de cette différence à l'échelle locale.

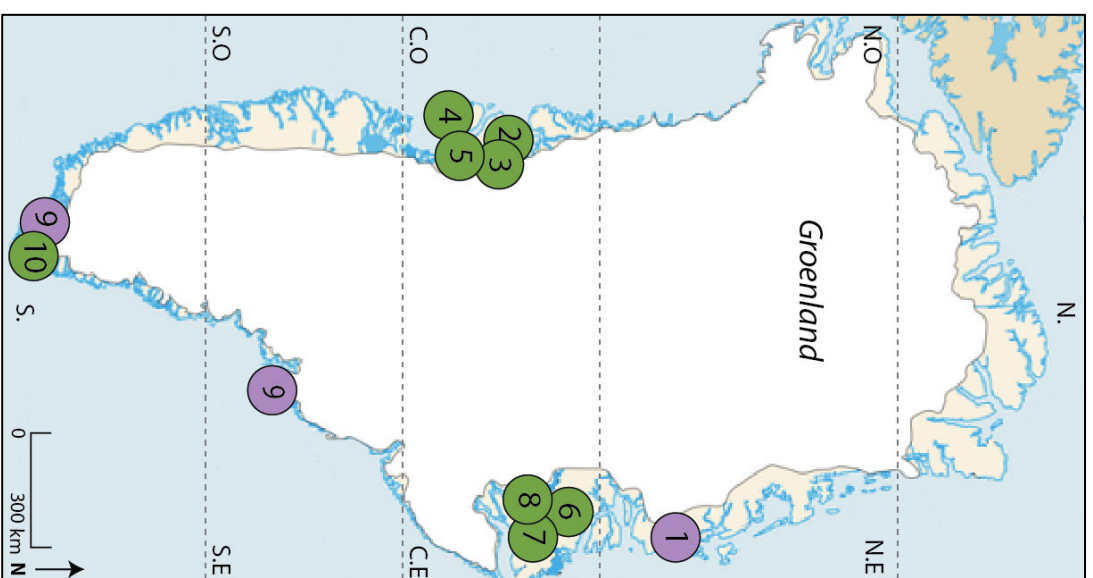
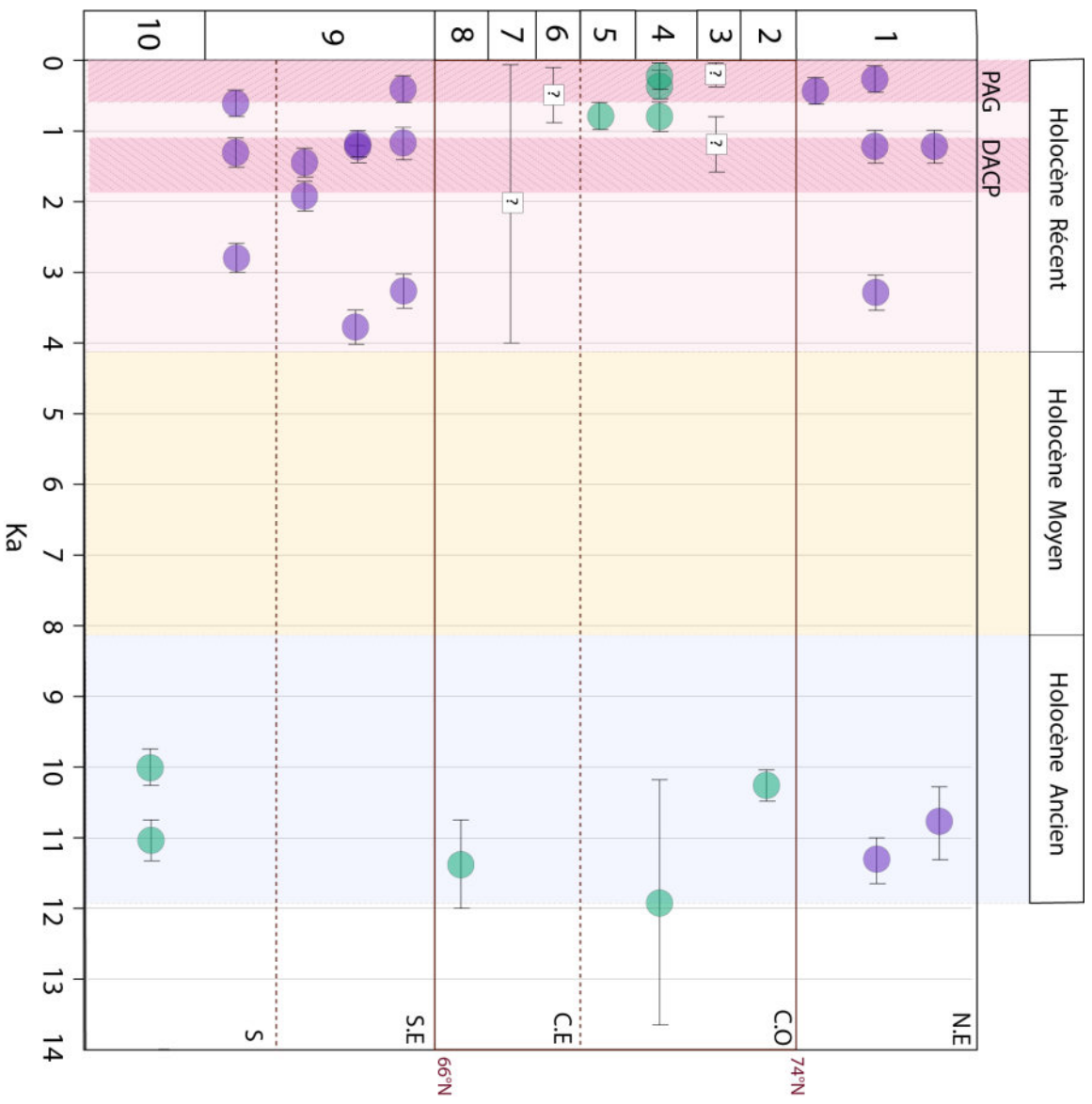


Figure 79: Résumé des reconstitutions holocènes des glaciers déconnectés de l'inlandsis fondées sur la datation de moraines au Groenland. Les chronologies glaciaires sont présentées du nord au sud - 1 : Île de Clavering, Biette *et al.* (2020) ; 2 : Nakàgajoq, O'Hara *et al.* (2017) ; 3 : Péninsule de Nuussuaq, Schweinsberg *et al.* (2019) ; 4 : glacier du Lyngmarksbræen (île de Disko), Jomelli *et al.* (2016) ; 5 : Uigordleq sarqâ, Young *et al.* (2015) ; 6 : Stauning Alper, Kelly *et al.* (2008), 7 : Bregne Ice cap, Levy *et al.* (2014) ; 8 : Milne Land, Levy *et al.* (2016) ; 9 : Vallée de Tasilap et Isortup, Biette *et al.* (2021) ; 10 : Prins Christian Sund, Levy *et al.* (2020). La localisation de ces études est présentée sur la carte avec la même numérotation.

Les cercles violets représentent les âges des moraines et leurs incertitudes élaborées dans le cadre de cette thèse et les cercles verts représentent les âges déjà existants. Les carrés avec un point d'interrogation représentent les moraines datées où il n'a pas été possible d'estimer une moyenne d'âge mais un intervalle de temps plus ou moins précis.

Acronymes - N.E : nord-est ; C.O : centre-ouest ; C.E : centre-est ; S.E : sud-est ; S : sud (découpage régional de Kelly & Lowell, 2009) ; PAG : Petit Âge Glaciaire ; DACP : *Dark Age Cold Period*.

10.2.2. De nouveaux stades morainiques identifiés pendant l'Holocène Récent

Les avancées glaciaires identifiées sur nos trois sites d'étude montrent une évolution similaire des glaciers déconnectés de l'inlandsis pendant l'Holocène Récent (depuis 4,2 ka). Si les avancées glaciaires du PAG sont considérées comme une évidence et parfois même l'extension maximale de l'Holocène sur de nombreux sites au Groenland (Kelly *et al.*, 2008; Kelly & Lowell, 2009; Solomina *et al.*, 2015; Balascio *et al.*, 2015; Larocca *et al.*, 2020a), des moraines antérieures au PAG ont bien été identifiées au cours de ce doctorat (Biette *et al.*, 2020, 2021) (Fig. 79).

10.2.2.1. Avancée glaciaire pendant le Néoglaciale Moyen

Les nouvelles chronologies glaciaires ont mis en évidence un stade de dépôt morainique inédit vers 3 ka (Biette *et al.*, 2020, 2021). Cette période d'avancée glaciaire associée au Néoglaciale Moyen dans la littérature (Porter, 2013) avait été identifié auparavant à partir de l'analyse de sédiments lacustres (Solomina *et al.*, 2015; Balascio *et al.*, 2015; Schweinsberg *et al.*, 2019; Larocca *et al.*, 2020a) mais n'avait jamais été directement constaté à partir de la datation de moraines au Groenland. La préservation « physique » de cette avancée glaciaire dans le paysage révèle bien que la plus grande expansion des glaciers déconnectés de l'inlandsis des trois derniers millénaires est antérieure au PAG sur nos trois sites d'étude et questionne sur l'intensité du refroidissement qui pourrait en être responsable. Dans le reste de la littérature de l'hémisphère Nord, seules deux moraines des glaciers Fireweed et Triple à Brooks Range en

Alaska, datées par ^{10}Be , témoignent d'une avancée glaciaire au Néoglaciale Moyen (~4,6-2,87 ka BP) (Badding *et al.*, 2013). Ce stade morainique est donc rarement mis en évidence pour le moment et les raisons inconnues. Nous pouvons émettre l'hypothèse que certaines conditions de déglaciation pendant le réchauffement de l'Holocène Moyen (intensité du réchauffement, durée du réchauffement) aient pu induire des retraits glaciaires tels que les réavancées ultérieures n'ont pas dépassé celles des deux derniers millénaires. La faible amplitude des moraines formées au cours de l'Holocène Récent (Wanner *et al.*, 2008; Braumann *et al.*, 2020) peut avoir aussi favorisé le remaniement des débris rocheux mis en place pendant le Néoglaciale Moyen.

10.2.2.2. Avancée glaciaire pendant le *Dark Age Cold Period*

Sur les sept chronologies glaciaires développées au cours de cette thèse, six d'entre elles enregistrent au moins une avancée glaciaire pendant le DACP, un épisode de refroidissement bien documenté dans l'Hémisphère Nord (Ljungqvist, 2010; Helama *et al.*, 2017; Kolling *et al.*, 2017; Braumann *et al.*, 2021). Comme pour l'avancée glaciaire datée du Néoglaciale Moyen, celles du DACP sont révélées par de nombreuses analyses de sédiment lacustres (Balascio *et al.*, 2015; Adamson *et al.*, 2018; Larocca *et al.*, 2020a). Cependant, pour des raisons inconnues, ce stade d'avancée glaciaire n'avait jamais été clairement identifié sur des moraines de glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland auparavant (Fig. 79).

Les nouveaux travaux issus de la datation de moraines apportent des précisions dans la chronologie des avancées glaciaires au Groenland. L'évolution des glaciers au cours de l'Holocène Ancien est désormais mieux documenté à l'échelle de l'île et des stades d'avancées glaciaires inédits pendant le Néoglaciale Moyen et le *Dark Age Cold Period* ont pu être identifiés. L'apport de ces nouvelles données peut contribuer à mieux visualiser l'évolution régionale du climat au Groenland et l'action des différents forçages climatiques pendant l'Holocène.

10.3. Apport des chronologies glaciaires à la compréhension des forçages climatiques de l'hémisphère Nord

Nous proposons maintenant de mettre en parallèle nos résultats sur les avancées glaciaires au Groenland avec les forçages climatiques responsables de la variabilité climatique pendant l'Holocène.

10.3.1. Influence secondaire de l'insolation solaire estivale dans l'évolution du climat pendant l'Holocène

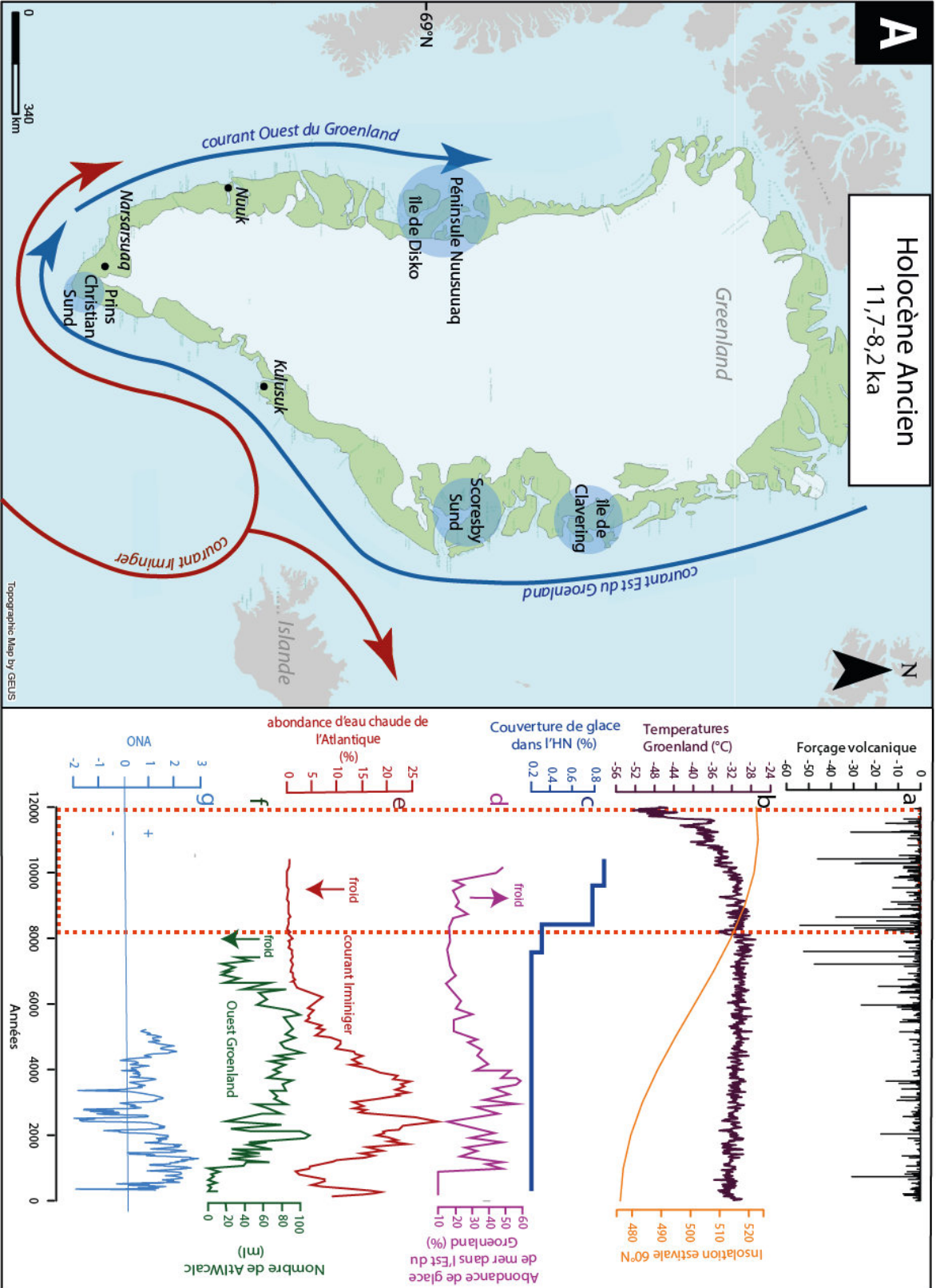
Nous avons vu que de nombreuses études considèrent que les avancées glaciaires du PAG représentent l'extension maximale des glaciers pendant l'Holocène au Groenland (Kelly *et al.*, 2008; Kelly & Lowell, 2009; Levy *et al.*, 2014). Le minimum de l'insolation solaire estivale est alors souvent avancée pour expliquer les grandes crues glaciaires au cours de cette période (Bond *et al.*, 2001; Miller *et al.*, 2012). Cependant, les chronologies glaciaires les plus récentes identifient des moraines antérieures au PAG au Groenland (moraines datées de l'Holocène Ancien, du Néoglaciel Moyen et du DACP) (O'Hara *et al.*, 2017; Levy *et al.*, 2020; Biette *et al.*, 2020, 2021). Ces nouvelles moraines datées montrent une temporalité différente de l'extension maximale des glaciers depuis les onze mille dernières années (O'Hara *et al.*, 2017; Biette *et al.*, 2021), et suggèrent des épisodes de refroidissement antérieurs plus marqués alors qu'aucun minimum de l'insolation solaire n'est enregistré aux périodes correspondantes (Fig. 80). Ainsi, les moraines pré-PAG mises en évidence sur les sites d'étude de cette thèse sont une nouvelle preuve que l'insolation solaire ne peut pas être le seul forçage climatique responsable des variations du climat pendant l'Holocène mais que plusieurs autres forçages climatiques potentiels se sont superposés au Groenland (Bond *et al.*, 2001; Wanner *et al.*, 2011). Il s'agit de processus régionaux encore difficiles à quantifier comme l'activité volcanique, l'étendue de la glace de mer et l'amplitude des courants marins qui ont pu agir sur le climat à différentes échelles de temps et d'espace sur l'île (Wanner *et al.*, 2011; Miller *et al.*, 2012; Owens *et al.*, 2017; McKay *et al.*, 2018).

10.3.2. Les forçages climatiques régionaux qui ont pu favoriser les différentes avancées glaciaires pendant Holocène

10.3.2.1. La couverture de glace en Arctique, un élément potentiellement majeur dans l'évolution du climat entre le début de l'Holocène et l'Holocène Moyen

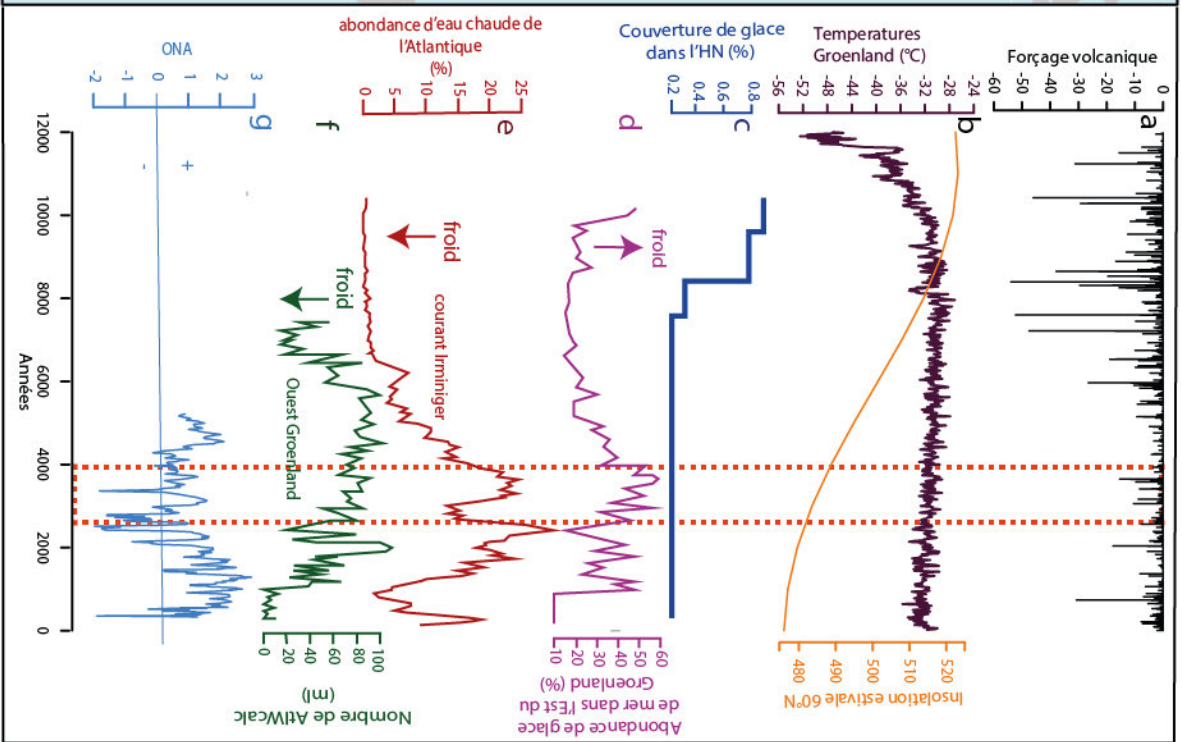
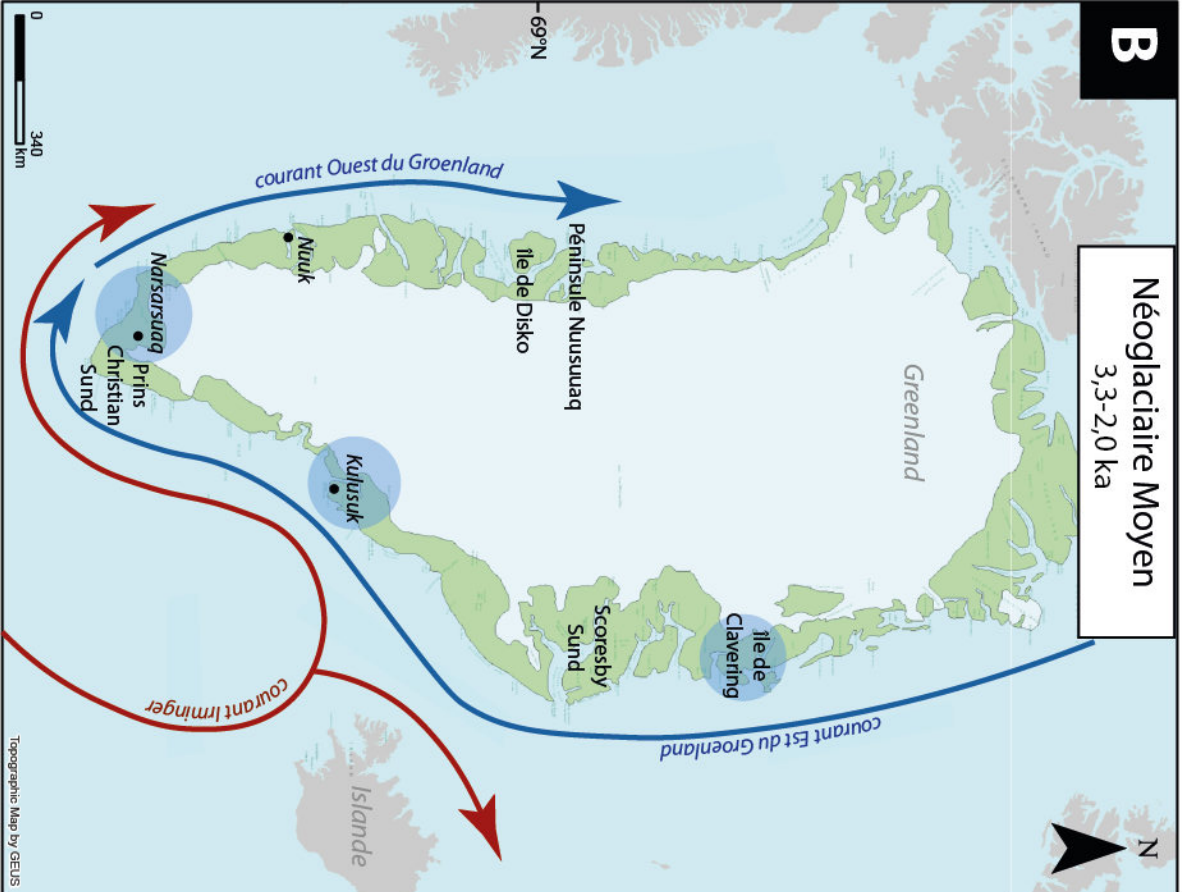
En reprenant l'ensemble des chronologies existantes des fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis, nous pouvons proposer une nouvelle analyse de l'influence des forçages climatiques pendant l'Holocène à l'échelle du Groenland. Pendant l'Holocène Ancien, les glaciers connaissent au moins une extension importante sur l'ensemble des régions étudiées (Fig. 79). Comme évoqué précédemment dans le chapitre 5, ces avancées glaciaires peuvent avoir été favorisées par l'influence de la couverture de glace en Arctique (McKay *et al.*, 2018; Biette *et al.*, 2020). On peut observer que même si l'insolation solaire est élevée, la couverture de glace est à son maximum au début de l'Holocène (McKay *et al.*, 2018) (Fig. 80A). Ainsi la glace, qui réfléchit la plus grande fraction de l'énergie solaire à la surface de la Terre (avec un albédo compris entre 0,60 et 0,90) (van den Broeke *et al.*, 2008; van Angelen *et al.*, 2012), a pu avoir un pouvoir de rétroaction positive suffisant pour maintenir des conditions climatiques favorables à l'expansion des glaciers pendant l'Holocène Ancien et limiter l'influence d'une insolation solaire élevée sur le climat. On observe également que l'Holocène Ancien coïncide avec une phase froide du courant Irminger (Perner *et al.*, 2016) (Fig. 80A). Associée à une abondance de la glace de mer pendant cette période, l'influence des courants marins régionaux a pu contribuer à répandre un refroidissement du climat à l'échelle du Groenland (Saini *et al.*, 2020; Jomelli *et al.*, soumis).

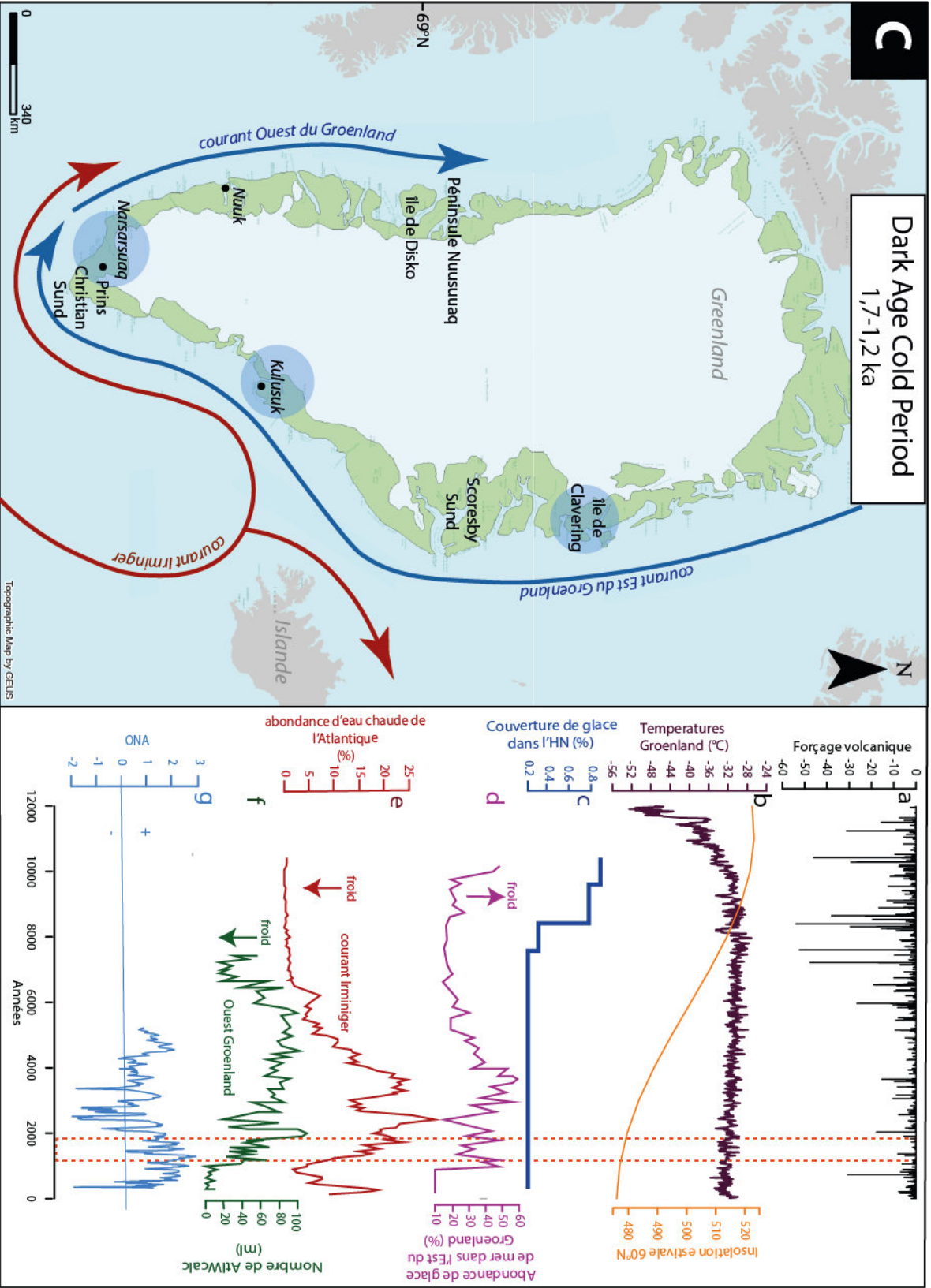
L'absence de moraines datées de l'Holocène Moyen à ce jour au Groenland suggère que le climat n'était pas favorable aux avancées glaciaires pendant cette période. Les études de sédiments lacustres sont en accord avec cette idée et montrent un retrait important, voire une absence, des glaciers déconnectés de l'inlandsis pendant cette période (Larocca *et al.*, 2020a). Ce retrait important des glaciers à l'échelle du Groenland coïncide avec les températures élevées de l'Optimum Climatique Holocène, une insolation solaire importante, un déclin rapide de la couverture de glace en Arctique (Fig. 80). Ce constat renforce l'idée d'une relation étroite entre la couverture de glace et l'insolation solaire mais encore difficile à quantifier pour l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis. Nous pouvons supposer que l'augmentation continue des températures (ou l'importance grandissante d'un autre forçage) ait bouleversé la capacité d'influence de ces différents facteurs climatiques avec pour conséquence la diminution de la couverture de la glace en Arctique et le retrait des glaciers pendant l'Holocène Moyen.



B

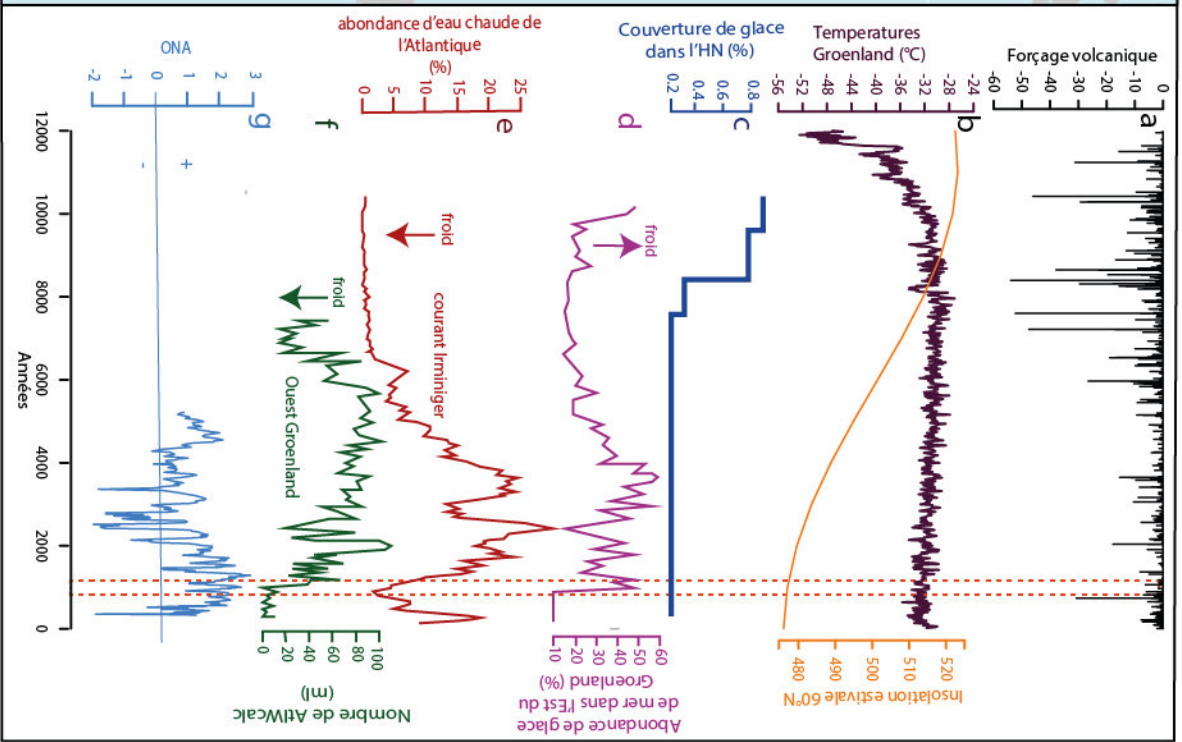
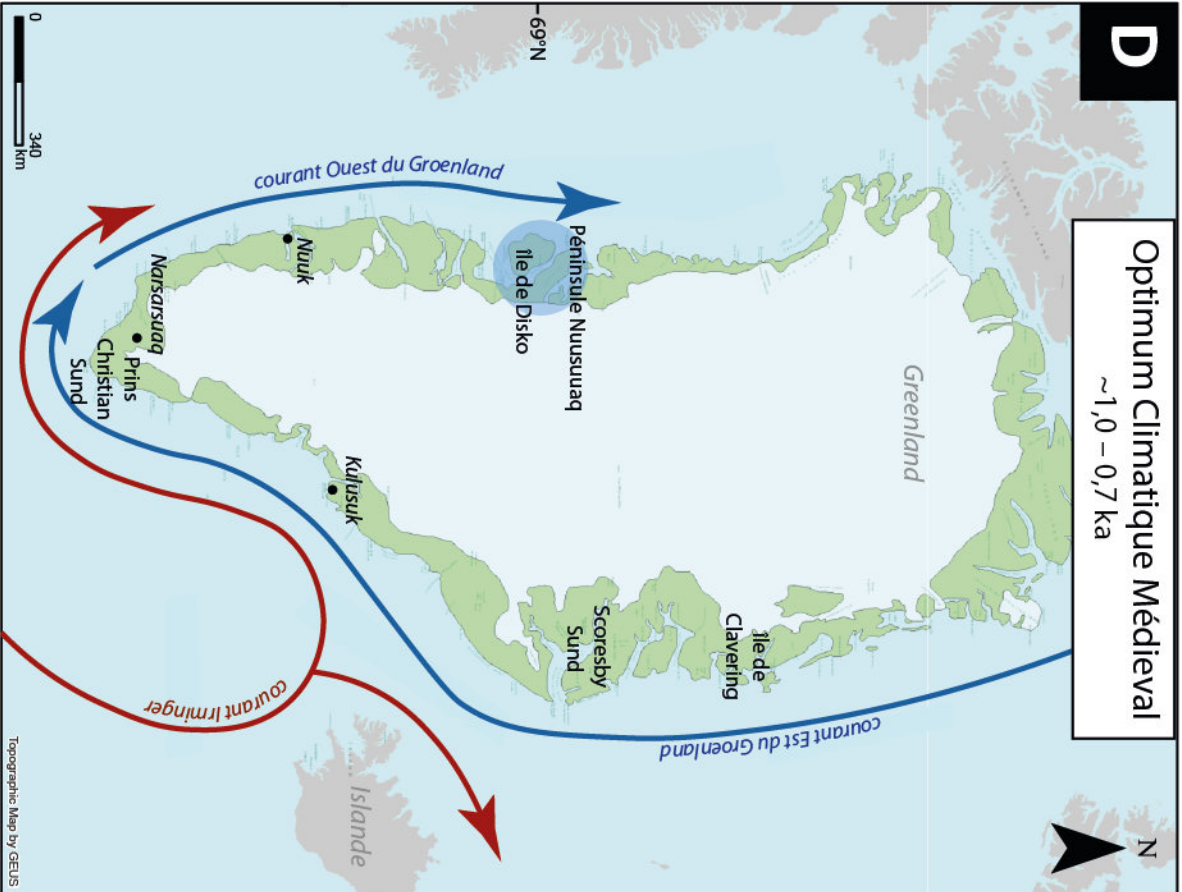
Néoglaciaire Moyen
3,3-2,0 ka





D

Optimum Climatique Médieval ~1,0 – 0,7 ka



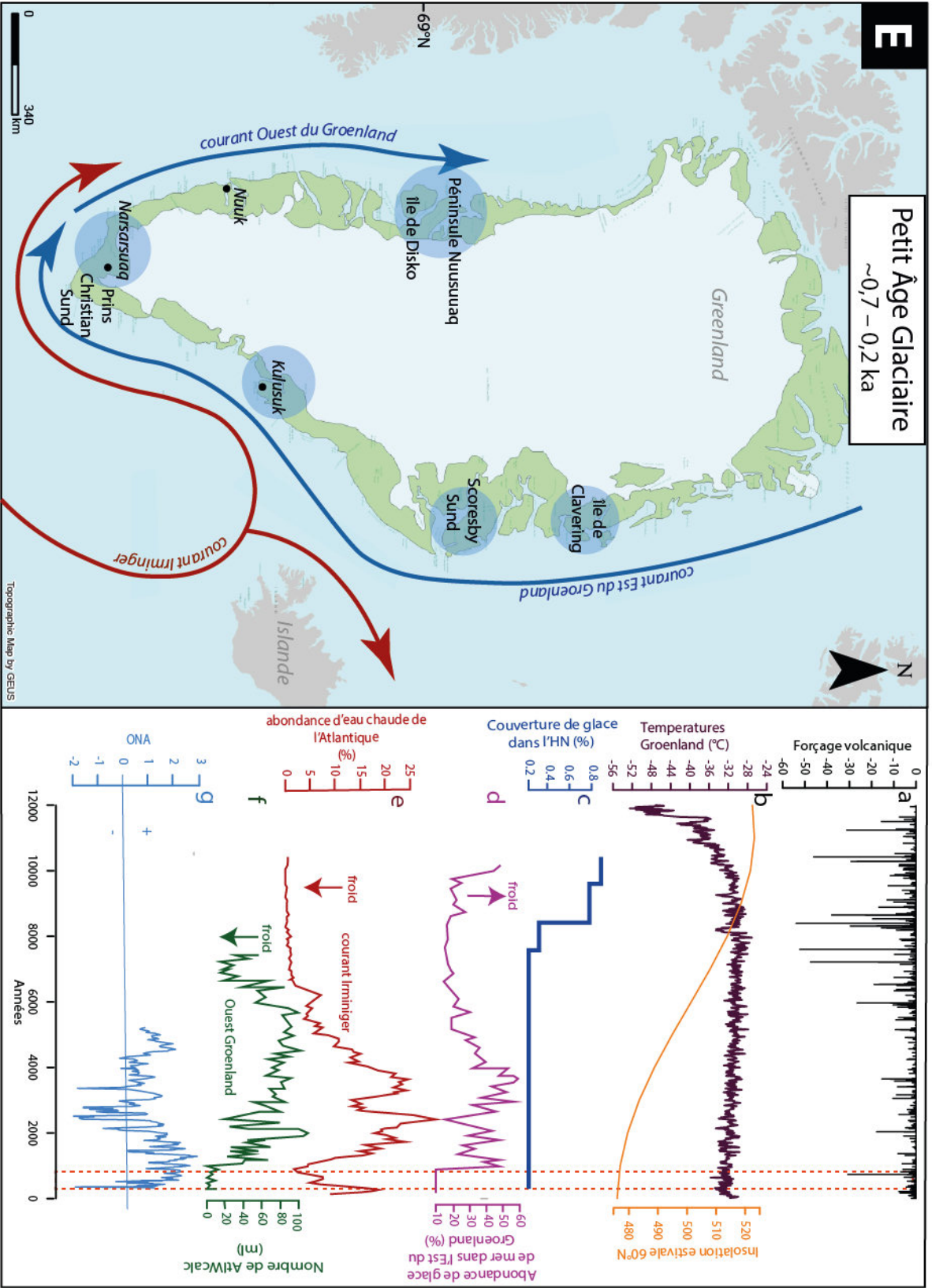


Figure 80 : Avancées glaciaires documentées par les moraines de glaciers de l'inlandsis du Groenland (cercles bleus sur la carte) comparées à l'évolution des différents forçages climatiques potentiels au cours de l'Holocène. Forçages climatique : a- Forçage volcanique (W/m²) d'après Kobashi *et al.*, 2017 ; b- Insolation estivale 60°N et reconstruction des températures sur la calotte glaciaire du Groenland d'après Vinther *et al.*, 2009 ; c- Fraction des terres couverte par la glace dans l'hémisphère Nord (NH) (McKay *et al.*, 2018) ; d- Proportion de glace de mer dans l'Est du Groenland (Kolling *et al.*, 2017 ; Perner & Seidenkrantz, 2018) ; e- Abondance des espèces indicatrices des eaux chaudes dans l'Atlantique (courant Irminger) (*C. neoteretis*) (Perner *et al.*, 2016) ; f- Nombre de spécimens d'eau calcaire de l'Atlantique (courant Ouest du Groenland) (AtlWcalc) par millilitre de sédiment humide (Perner *et al.*, 2012) ; g- Reconstruction de l'index de l'Oscillation Nord Atlantique (Faust *et al.*, 2016). L'encadré en pointillé rouge représente les bornes temporelles de chaque période de l'Holocène.

10.3.2.2. Interaction complexe entre les forçages climatiques potentiels de l'Holocène Récent

Pendant l'Holocène Récent, plusieurs avancées glaciaires ont été documentées par la datation de moraines alors que la couverture de glace en Arctique ne connaît pas de changement significatif. D'autres forçages climatiques régionaux ont pu alors provoquer des événements climatiques, favorisant une nouvelle fois l'expansion de glaciers déconnectés de l'inlandsis.

10.3.2.3. Période du Néoglaaciaire Moyen et du *Dark Age Cold Period*

Nous avons vu que les avancées glaciaires datées du Néoglaaciaire Moyen et du DACP à ce jour se concentrent uniquement dans l'est et le sud du Groenland (Fig. 80B et C). A partir des travaux de cette thèse, nous avons émis l'hypothèse que le refroidissement des courants marins de l'est du Groenland pouvait être le moteur principal des conditions climatiques qui ont pu favoriser ces avancées glaciaires (Biette *et al.*, 2021). Cette hypothèse fonctionne particulièrement pour la période du Néoglaaciaire Moyen qui coïncide parfaitement avec une augmentation de la glace de mer dans l'est du Groenland et un refroidissement du courant Irminger (Perner *et al.*, 2016; Kolling *et al.*, 2017; Perner & Seidenkrantz, 2018; Biette *et al.*, 2021) (Fig. 80B).

Pendant le Néoglaaciaire Moyen on remarque aussi que l'Oscillation Nord Atlantique (ONA) enregistre un signal négatif, ce qui suggère une saison hivernale plus froide que la moyenne ayant pu favoriser l'accumulation de la neige (Fig. 80B) (Olsen *et al.*, 2012; Faust *et al.*, 2016). Cependant, l'impact des températures hivernales est secondaire sur le bilan de masse des glaciers comparé à celui des températures estivales (Holzhauser *et al.*, 2005; Solomina *et al.*,

2016; Biette *et al.*, 2018). Nous suggérons donc que l'ONA ne peut pas être le facteur principal des avancées glaciaires du Néoglaaciaire Moyen.

Pendant la période du DACP, ce refroidissement n'est pas visible dans l'est du Groenland mais semble être uniquement enregistré dans les analyses des fluctuations du courant Irminger (Perner *et al.*, 2016) (Fig. 80C). Or, une moraine du DACP identifiée dans le nord-est de l'île suggère une influence des courants également dans cette partie de l'île, bien qu'elle ne soit pas directement visible dans cette analyse. Il est intéressant de souligner qu'un refroidissement du courant Ouest du Groenland se produit pendant le DACP (Perner *et al.*, 2012), pourtant aucune moraine n'a pu être datée de cette période dans l'ouest de l'île pour le moment (Fig. 80C).

10.3.2.4. Période de l'Optimum Climatique Médiéval

L'interprétation des résultats est plus complexe pour la période de l'OCM (Fig. 80D). À ce jour, le centre-ouest du Groenland est la seule région où des moraines ont été associées à cette période (Young *et al.*, 2015; Jomelli *et al.*, 2016). L'avancée glaciaire de l'OCM coïncide avec un refroidissement qui persiste dans le courant Ouest du Groenland (Perner *et al.*, 2012) (Fig. 80D). On peut supposer que ce refroidissement régional et cette avancée glaciaire marquée dans le centre-ouest de l'île pourrait être une conséquence tardive des refroidissements enregistrés précédemment dans les courants marins pendant le DACP dans l'est du Groenland.

10.3.2.5. Période du Petit Age Glaciaire

Les avancées glaciaires du PAG, identifiées sur tous les sites étudiés, sont généralement associées à l'activité volcanique qui aurait favorisé un refroidissement à l'échelle du Groenland (Miller *et al.*, 2012; Jomelli *et al.*, 2016; Kobashi *et al.*, 2017). Cependant, l'activité volcanique est régulière pendant l'Holocène et ne semble pas avoir été le moteur d'un refroidissement permanent. La couverture de glace de mer, elle, ne connaît pas de croissance à cette période (Kolling *et al.*, 2017; McKay *et al.*, 2018). Néanmoins les courants Irminger et Ouest du Groenland enregistrent un refroidissement important qui coïncide aussi avec un signal négatif de l'ONA (Olsen *et al.*, 2012) et le « minima » de l'insolation solaire estivale (Berger & Loutre, 1991) (Fig. 80E). Les températures de l'hémisphère Nord modélisées sur Loveclim en fonction de multiples des forçages (*full forcing* : volcanisme, évolution de l'inlandsis, changements orbitaux, insolation solaire, gaz à effet de serre) montrent dans un premier temps une bonne similitude avec les reconstructions de températures des carottes de glaces au cours du dernier

millénaire, suggérant la superposition de nombreux facteurs climatiques responsables du refroidissement au PAG (Kobashi *et al.*, 2017). Cependant, lorsque les forçages sont utilisés séparément les températures modélisées montrent aussi une influence significative du volcanisme pendant le PAG (Kobashi *et al.*, 2017). Il est donc encore difficile d'identifier les potentiels forçages climatiques régionaux à l'origine du refroidissement du PAG.

Tableau 11 : Résumé des hypothèses autour de l'influence des forçages climatiques responsables des avancées glaciaires référencées au Groenland au cours de l'Holocène.

	Période de l'Holocène	Localisation régionale des avancées glaciaires référencées au Groenland	Forçage(s) majeur(s)
Fig.79 A	Holocène Ancien (11,7-8,2 ka)	Ensemble des régions	Couverture de glace élevée + Refroidissement des courants marins régionaux
Fig.79 B	Néoglaaciaire Moyen (3,3-2,0 ka)	Sud-est Sud	Augmentation de la glace de mer dans l'est du Groenland + Refroidissement du courant Irminger
Fig.79 C	Dark Age Cold Period (1,7-1,2 ka)	Nord-est Sud-est Sud	Augmentation de la glace de mer dans l'est du Groenland ? + Refroidissement du courant Irminger
Fig.79 D	Optimum Climatique Médiéval (~1,0 – 0,7 ka)	Centre-ouest	Refroidissement du courant Ouest du Groenland + Refroidissement du courant Irminger
Fig.79 E	Petit Age Glaciaire (~0,7 – 0,2 ka)	Ensemble des régions	forçage complet ou volcanisme

Nous constatons qu'il est encore difficile de comprendre l'incidence des différents forçages régionaux sur l'évolution du climat. Néanmoins des nouvelles hypothèses ont pu être formulées grâce à la documentation de nouvelles avancées glaciaires mises en évidence par la datation de moraines au Groenland. Nous proposons que l'influence des courants marins du Groenland est un facteur très important à prendre en compte dans l'évolution régionale des glaciers pendant la majeure partie de l'Holocène (Tab. 11). Cette hypothèse peut être appuyée par les modélisations récentes évoquant une grande similitude entre les variations de la force de l'AMOC et l'évolution des glaciers dans les Andes tropicales et les régions de l'Atlantique Nord (Jomelli *et al.*, soumis).

Cependant, des modélisations à l'échelle régionale seraient nécessaires pour une meilleure compréhension de l'implication des différents forçages sur le climat au Groenland.

10.4. Apport de l'application d'un modèle glaciologique degré-jour dans la précision des conditions paléoclimatiques pendant l'Holocène

Dans l'objectif de modéliser un paléo-bilan de masse pour obtenir des informations paléoclimatiques, certains modèles se basent principalement sur les contraintes de la topographie du terrain sur lequel s'écoule la glace. C'est le cas par exemple d'une modélisation sous GlaRe qui génère automatiquement l'épaisseur de la glace à partir de la topographie du lit le long d'une ligne d'écoulement paléo-glaciaire en appliquant la loi d'écoulement standard pour la glace (Pellitero *et al.*, 2016). Cependant, ce type de modèle ne permet pas de prendre en compte la variation des paramètres de fonte de la neige et la glace lors de la simulation du paléo-glacier.

Le modèle glaciologique degré-jour présente l'avantage de ce contrôle direct des paramètres glaciologiques en entrée du modèle. Cet élément est important à mettre en avant, car la bonne modélisation du bilan de masse d'un glacier dépend principalement de la connaissance de ces paramètres régionaux (Hock, 2003; Six *et al.*, 2009; Biette *et al.*, 2018; Braithwaite, 2015; Braithwaite & Hughes, 2020). Le modèle degré-jour est donc un outil robuste très utilisé par les chercheurs (Vincent, 2002; Hughes & Braithwaite, 2008; Jomelli *et al.*, 2011; Gabbi *et al.*, 2014; Six & Vincent, 2014; Wake & Marshall, 2015).

Néanmoins, le modèle glaciologique degré-jour présente également des limites. Le modèle ne prend pas en compte l'influence parallèle des composantes externes et internes du climat lors de la simulation d'un refroidissement sur le glacier, comme c'est le cas dans les modèles climatiques complexes (Swingedouw *et al.*, 2008; Renssen *et al.*, 2009; Goosse *et al.*, 2018).

L'intervention de ces nouveaux paramètres pourrait améliorer la fiabilité du résultat sur le paléo-bilan de masse, mais compliquerait grandement l'utilisation du modèle degré-jour. Or l'avantage aujourd'hui de ce type de modèle est son accessibilité à des non spécialistes de la modélisation glaciologique/climatique, surtout avec le soutien du MAR pour valider les paramètres glaciologiques choisis (Fettweis *et al.*, 2013; Biette *et al.*, 2018).

Dans cette thèse, l'utilisation du modèle glaciologique « degré-jour » est limitée au seul site de l'île de Disko par manque de temps. Cependant, cette étude montre bien la possibilité d'apporter une interprétation paléoclimatique plus précise aux avancées glaciaires documentées. Ce travail

préliminaire encourage la multiplication des simulations de paléo-glaciers fondées sur l'âge d'exposition et la position des moraines étudiées au Groenland.

10.5. Le bénéfice des étapes ajoutées dans le protocole de datation ^{10}Be au LGP

L'étude des fluctuations glaciaires au Groenland a participé au développement du laboratoire de datations cosmogéniques au LGP. Les analyses menées ont participé à l'amélioration du protocole initialement utilisé.

Une des limites principales de la détermination d'un âge d'exposition se pose lorsque la teneur en ^{10}Be d'un échantillon n'est pas suffisante pour être correctement mesurée par l'analyse SMA. Ce scénario se produit de façon récurrente à partir du moment où l'on travaille sur des formes glaciaires particulièrement récentes comme des moraines des deux derniers millénaires (périodes PAG, OCM, DACP). En effet, les blocs morainiques récemment exposés contiennent peu de ^{10}Be en raison de leur courte durée d'exposition aux rayons cosmiques (Schimmelfennig *et al.*, 2014; Corbett *et al.*, 2016). Les conséquences d'une faible teneur en ^{10}Be dans un échantillon se traduisent généralement par un âge d'exposition combiné à une incertitude très importante (pouvant même être égale ou supérieur à l'âge d'exposition sur un échantillon PAG) ou directement par un échec de l'analyse SMA (nombre de coups trop faible pour obtenir un ratio $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ précis) (Rood *et al.*, 2010). Avant le début de cette thèse, l'équipe 1 a été confrontée à ce type de problème, obtenant des âges d'expositions impossibles à interpréter sur les sites de Clavering (nord-est Groenland) et d'Isortup (sud Groenland). Pour écarter ce types de difficulté pendant la thèse, des réajustements du protocole en laboratoire étaient nécessaires. La première mesure mise en place au laboratoire CALM (LGP) était le contrôle de concentration en aluminium des échantillons par ICP pour limiter la saturation des colonnes pendant les étapes de chromatographie et favoriser une bonne séparation entre le Béryllium et l'Aluminium. Cependant la réussite de cette étape n'était pas systématique en sortie d'analyse SMA. De plus, elle pouvait s'avérer longue et fastidieuse (et dangereuse du fait de la manipulation prolongée de l'HF).

Plus tard, il a été souligné que la présence trop importante d'autres minéraux que le quartz (feldspath et mica majoritairement) pouvait limiter la quantité totale de nucléides ^{10}Be disponible au départ dans l'échantillon. De plus, comme l'âge d'exposition d'un échantillon dépend à la fois de la concentration du nucléide et de la masse du quartz dissout, la présence d'autres minéraux lors la première pesée de l'échantillon pouvait entraîner une surestimation

de la quantité de quartz et fausser le calcul de l'âge malgré une bonne mesure SMA. Pour réduire ces erreurs, la pratique de la flottation (pour séparer le quartz des feldspath) utilisée par Protin (2019) est devenue systématique dans le traitement de nos échantillons au LGP. Cette étape a véritablement permis d'optimiser le temps de lessivage des échantillons et les risques associés (diminution de la consommation d'HF) au laboratoire. Surtout, nous n'avons pu que constater que la flottation a considérablement permis de diminuer l'incertitude de l'âge d'exposition de nos moraines (avec des moraines PAG datées à $\pm 30-50$ ans maximum) et donc améliorer la précision de nos chronologies glaciaires.

10.6. Conclusion et perspectives

L'application de la datation cosmogénique au ^{10}Be sur des moraines de glaciers déconnectés de la calotte glaciaire dans ce travail de thèse a permis de constituer sept nouvelles chronologies glaciaires robustes. Elles ont été développées sur trois sites qui manquaient de données dans ce domaine : le nord-est (île de Clavering), le sud-est (vallée de Tasilap) et le sud du Groenland (vallée d'Isortup). Ces nouvelles chronologies glaciaires renforcent les études similaires préexistantes souvent lacunaires.

Les résultats de nos chronologies glaciaires apportent des données supplémentaires sur les périodes d'expansion des glaciers de montagne pendant l'Holocène. Nous avons notamment identifié un maximum glaciaire pendant l'Holocène Ancien qui aurait été atteint dès 10-11 ka sur l'île de Clavering. Ce résultat est similaire avec certaines chronologies glaciaires antérieures dispersées sur l'île mais il est encore difficile aujourd'hui de définir un consensus régional de la variabilité de l'extension maximale des glaciers pendant l'Holocène au Groenland.

Sur l'Holocène Récent, nos chronologies glaciaires montrent une évolution synchrone des glaciers sur les sites étudiés. Le résultat le plus inédit est l'avancée glaciaire datée du Néoglaciale Moyen (~ 3 ka) commune aux trois sites d'études de cette thèse. On peut également noter la présence de moraines formées pendant le refroidissement du DACP ($\sim 1,2-1,7$ ka) dans six de nos sept chronologies glaciaires. Ces deux stades d'avancées glaciaires n'avaient jamais été mis en évidence par datation cosmogénique sur des moraines au Groenland. Grâce à ces nouvelles chronologies de fluctuation glaciaire, on sait désormais que des conditions climatiques encore indéterminées ont favorisé des expansions glaciaires marquées à ces périodes au moins dans le nord-est, le sud-est et le sud du Groenland.

Les nouvelles avancées glaciaires mises en évidence dans cette thèse permettent également de revoir la relation entre les différents forçages climatiques. Les discussions de ce manuscrit vont dans le sens des études qui relativisent l'importance de l'impact direct de l'insolation solaire dans la variabilité du climat pendant l'Holocène (O'Hara *et al.*, 2017; Kobashi *et al.*, 2017; Jomelli *et al.*, soumis). Nos résultats incitent à explorer de nouvelles pistes dans le rôle respectif des forçages climatiques locaux au Groenland : l'influence des courants marins, du transport de la glace de mer, la relation entre le climat et l'ONA et la place du forçage des éruptions volcaniques doivent continuer à être explorés pour affiner les modélisations climatiques disponibles.

Les nouveaux résultats sur les avancées glaciaires passées du Groenland fournis par ce travail de thèse peuvent également contribuer à mieux évaluer l'ampleur des refroidissements du climat pendant l'Holocène au Groenland. Un travail préliminaire en ce sens a été réalisé dans cette thèse par l'application d'un modèle glaciologique de type degré jour. L'utilisation de cette méthode sur l'île de Disko nous a permis de proposer un intervalle de refroidissement compris entre 1,3°C et 1,6°C par rapport à l'actuel pour engendrer l'avancée glaciaire datée de la fin de l'Optimum Climatique Médiéval (avec une variation des précipitations de l'ordre de $\pm 10\%$). L'apport de ces données paléoclimatiques brutes peut contribuer à mesurer la sensibilité des glaciers de montagne aux changements climatiques mais aussi mieux contraindre les variabilités climatiques régionales dans l'hémisphère Nord.

Au-delà de ces résultats de chronologie glaciaire, cette thèse a été l'occasion de mettre en place la méthode de flottation au sein du laboratoire CALM du LGP. Cette nouvelle étape dans le traitement des échantillons pour la datation ^{10}Be permet aujourd'hui une meilleure isolation du quartz dès le début du protocole et réduit le risque de travailler avec des éléments perturbateurs. Nous avons également introduit au début de la thèse une étape de contrôle de concentration en aluminium des échantillons par ICP ce qui a permis de mieux conditionner les échantillons traités en laboratoire et les étapes de chromatographie entre l'Aluminium et le Béryllium. Ces nouvelles étapes participent à diminuer fortement les problèmes rencontrés en laboratoire pour la détermination d'un âge d'exposition et permettent surtout de réduire son incertitude analytique pour mieux contraindre nos chronologies glaciaires.

Bien que nos nouvelles chronologies glaciaires améliorent les connaissances sur l'évolution des glaciers pendant l'Holocène au Groenland, le nombre de glaciers étudiés reste encore

insuffisant pour déterminer des variabilités climatiques régionales tangibles. Par exemple, la période de l'extension maximale des glaciers pendant l'Holocène reste encore difficile à déterminer dans les différentes régions du Groenland. Plus particulièrement, les études des glaciers déconnectés de l'inlandsis dans l'ouest et le sud du Groenland restent encore trop limitées avec uniquement deux chronologies glaciaires holocènes complètes. Il serait donc judicieux de continuer à multiplier les données particulièrement dans cette partie de l'île.

La couverture spatiale des connaissances actuelles des fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis permet aussi d'envisager une future comparaison robuste avec les fluctuations des glaciers émissaires documentées à l'échelle du Groenland. Cette synthèse permettrait d'entrevoir si ces différents types de glaciers ont pu connaître des comportements similaires à certaines périodes de l'Holocène.

En parallèle à la construction de nouvelles chronologies glaciaires, il serait intéressant de mener des études focalisées sur les caractéristiques morphologiques des glaciers déconnectés de l'inlandsis. Cette étude permettrait d'évoquer une raison autre que climatique pour expliquer les différents maximums glaciaires holocènes référencés au Groenland et aiderait à mieux appréhender les paramètres locaux qui peuvent favoriser ou non une extension marquée pendant l'Holocène Ancien. Pour ce faire, il serait essentiel de travailler sur des sites qui pourraient regrouper plusieurs langues glaciaires adjacentes afin de comparer leurs fluctuations selon leurs caractéristiques morphologiques.

Enfin, il serait possible de générer dès à présent de nouvelles modélisations d'extension de paléoglaciers basées sur nos chronologies glaciaires à l'aide du modèle glaciologique degré jour. Ces modélisations peuvent être réalisées à l'échelle d'une vallée pour déterminer des scénarios climatiques qui engendrent des avancées glaciaires synchrones, par exemple en simulant les scénarios climatiques responsables de la mise en place des moraines datées de l'Holocène Ancien sur l'île de Clavering. Ce type d'étude pourrait contribuer à réduire le nombre de scénarios climatiques possibles pour une période donnée en sortie de modèle et ainsi apporter des données paléoclimatiques plus précises. Une modélisation glaciologique à l'échelle régionale peut également être envisagée. Il serait notamment intéressant de modéliser des scénarios climatiques responsables des avancées glaciaires communes à nos trois sites d'étude (comme l'avancée du Néoglaciale Moyen ou du DACP) pour mesurer un éventuel gradient de paléotempératures le long de la côte est jusqu'au sud du Groenland.

Références bibliographiques

A

Abermann J., Kuhn M. & Fischer A., 2011 - Climatic Controls of Glacier Distribution and Glacier Changes in Austria. *Annals of Glaciology* 52, 83-90.

Abram N. J., McGregor H. V., Tierney J. E., Evans M. N., McKay N. P., Kaufman D. S. & the PAGES 2k Consortium, 2016 - Early Onset of Industrial-Era Warming across the Oceans and Continents. *Nature* 536, 7617, 411-18.

Adamson K., Lane T., Carney M., Bishop T., Delaney C., 2019 - High-resolution proglacial lake records of pre-Little Ice Age glacier advance, northeast Greenland. *Boreas* 48, 535-550.

Alexanderson H. & Håkansson L., 2014 - Coastal Glaciers Advanced onto Jameson Land, East Greenland during the Late Glacial–Early Holocene Milne Land Stade. *Polar Research* 33, 20313.

Allaart J. H., 1976 - Ketilidian mobile belt in south Greenland. In *Geology of Greenland*. Escher A. & Watt W. S. (Eds) Geological Survey Greenland, Copenhagen, 120-51.

Alley R. B., Mayewski P. A., Sowers T., Stuiver M., Taylor K. C. & Clark P. U., - 1997 Holocene Climatic Instability: A Prominent, Widespread Event 8200 Yr Ago. *Geology* 25, 483-486.

Alley R. B., Andrews J.T., Brigham-Grette J., Clarke G.K.C., Cuffey K.M., Fitzpatrick J.J., Funder S., Marshall S.J., Miller G.H., Mitrovica J.X., Muhs D.R., Otto-Bliesner B.L., Polyak L., White J.W.C., 2010 - History of the Greenland Ice Sheet: Paleoclimatic Insights. *Quaternary Science Reviews* 29, 1728-1756.

Amante C. & Eakins B.W., 2009 - ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. National Geophysical Data Center, NOAA.

AMAP., 2011 - *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA): Climate Change and the Cryosphere*. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 538 pp.

Andersen C., Koç N., Jennings A., Andrews J. T., 2004 - Nonuniform Response of the Major Surface Currents in the Nordic Seas to Insolation Forcing: Implications for the Holocene Climate Variability. *Paleoceanography* 19, 1-16.

Andersen K. K., Ditlevsen P. D., Rasmussen S. O., Clausen H. B., Vinther B. M., Johnsen S. J., Steffensen J. P., 2006 - Retrieving a Common Accumulation Record from Greenland Ice Cores for the Past 1800 Years. *Journal of Geophysical Research* 111, D15106.

Anderson R. S. & Anderson S. P., 2010 - *The Mechanics and Chemistry of Landscapes*. Cambridge University Press, 651 pp.

Andresen C. S., Björck S., Bennike O., Bond G., 2004 - Holocene Climate Changes in Southern Greenland: Evidence from Lake Sediments. *Journal of Quaternary Science* 19, 783-795.

Andresen C. S., Hansen M. J., Seidenkrantz M.-S., Jennings A. E., Knudsen M. F., Nørgaard-Pedersen N., Larsen N.K., Kuijpers A., Pearce C., 2012 - Mid- to Late-Holocene Oceanographic Variability on the Southeast Greenland Shelf. *The Holocene* 23, 167-178.

van Angelen J.H., Lenaerts J. T. M., Lhermitte S., Fettweis X., Kuipers Munneke

P., van den Broeke M.R., van Meijgaard E., Smeets C. J. P. P., 2012 - Sensitivity of Greenland Ice Sheet Surface Mass Balance to Surface Albedo Parameterization: A Study with a Regional Climate Model. *The Cryosphere* 6, 1175-1186.

Antunes N., Banks W., d'Errico F., 2014 – Evaluating Viking eco-cultural niche variability between the Medieval Climate Optimum and the Little Ice Age: a feasibility study. In *Debating Spatial Archaeology. Landscape and Spatial Analysis in Archaeology*. García Moreno A., García Sánchez J., Maximiano Castillejo A., Rios Garaizar J. (Eds.), Publican, Santander, 113-130.

Applegate P. J. & Alley R. B., 2011-Challenges in the Use of Cosmogenic Exposure Dating of Moraine Boulders to Trace the Geographic Extents of Abrupt Climate Changes: The Younger Dryas Example. In *Geophysical Monograph Series*. Rashid H., Polyak L., Mosley-Thompson E., Washington D. C. (Eds.), American Geophysical Union, 193, 111-122.

Armstrong T., Roberts B., Swithinbank C., 1973 - *Illustrated Glossary of Snow and Ice*. Cambridge, UK: Scott Polar Research Institute, Special Publication No. 4, 60 pp.

Arnold M., Merchel S., Bourlès D.L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G., Gott dang A., Klein M., 2010 - The French Accelerator Mass Spectrometry Facility ASTER: Improved Performance and Developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 1954-1959.

Aubry T.J., Staunton-Sykes J., Marshall L.R., Haywood J., Abraham N.L., Schmidt A., 2021 - Climate Change Modulates the Stratospheric Volcanic Sulfate Aerosol Lifecycle and Radiative Forcing from Tropical Eruptions. *Nature Communications* 12, 4708.

B

Bacon S., 2002 - A Freshwater Jet on the East Greenland Shelf. *Journal of Geophysical Research* 107, 1-16.

Badding M.E., Briner J.P., Kaufman D.S., 2013 - ^{10}Be Ages of Late Pleistocene Deglaciation and Neoglaciacion in the North-Central Brooks Range, Arctic Alaska. *Journal of Quaternary Science* 28, 95-102.

Bahr, D.B., Dyurgerov, M., Meier, M.F., 2009 - Sea-Level Rise from Glaciers and Ice Caps: A Lower Bound. *Geophysical Research Letters* 36, L03501.

Bahr D.B., Pfeffer W.T., Sassolas C., Meier M.F., 1998 - Response Time of Glaciers as a Function of Size and Mass Balance: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103, 9777-9782.

Balascio N. L., D'Andrea W. J., Bradley R. S., 2015 - Glacier Response to North Atlantic Climate Variability during the Holocene. *Climate of the Past* 11, 1587-1598.

Balco G., 2010 - Review of Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts, and Applications in the Earth Sciences. *Quaternary Geochronology* 5, 705-705.

Balco G., 2011 - Contributions and Unrealized Potential Contributions of Cosmogenic-Nuclide Exposure Dating to Glacier Chronology, 1990–2010. *Quaternary Science Reviews* 30, 3-27.

Balco G., Stone J. O., Lifton N. A., Dunai T. J., 2008 - A Complete and Easily Accessible Means of Calculating Surface Exposure Ages or Erosion Rates from ^{10}Be and ^{26}Al Measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174-195.

Bamber J. L., Layberry R. L., Gogineni S. P., 2001 - A New Ice Thickness and Bed Data Set for the Greenland Ice Sheet: 1. Measurement, Data Reduction, and Errors. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 106, 33773-33780.

- Bamber J. L., Westaway R. M., Marzeion B., Wouters B., 2018** - The land ice contribution to sea level during the satellite era. *Environmental Research Letters* 13, 063008.
- Bamler R. & Hartl P., 1998** - Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems* 14, 1-54.
- Barber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D., Gagnon J.-M., 1999** - Forcing of the Cold Event of 8,200 Years Ago by Catastrophic Drainage of Laurentide Lakes. *Nature* 400, 344-348.
- Bard E., 2002** - Climate Shock: Abrupt Changes over Millennial Time Scales. *Physics Today* 55, 32-38.
- Barr I. D. & Lovell H., 2014** - A Review of Topographic Controls on Moraine Distribution. *Geomorphology* 226, 44-64.
- Bédard L. P., Larouche J., Hudon P., 2008** - *Guide d'identification des minéraux*. Broquet Eds, Canada, Quebec, 207 pp.
- Bendixen M. & Kroon A., 2017** - Conceptualizing Delta Forms and Processes in Arctic Coastal Environments: Arctic Deltas. *Earth Surface Processes and Landforms* 42, 1227-1237.
- Benn D. I. & Evans D. J. A., 2010** - *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, London, 802 pp.
- Benn D. I., 1992** - The Genesis and Significance of 'Hummocky Moraine': Evidence from the Isle of Skye, Scotland. *Quaternary Science Reviews* 11, 781-799.
- Benn D. I. & Lehmkuhl F., 2000** - Mass Balance and Equilibrium-Line Altitudes of Glaciers in High-Mountain Environments. *Quaternary International* 65-66, 15-29.
- Benn D. I. & Lukas S., 2006** - Younger Dryas Glacial Landsystems in North West Scotland: An Assessment of Modern Analogues and Palaeoclimatic Implications. *Quaternary Science Reviews* 25, 2390-2408.
- Benn D. I., Warren C. R., Mottram R. H., 2007** - Calving Processes and the Dynamics of Calving Glaciers. *Earth-Science Reviews* 82, 143-179.
- Bennett M.R. & Glasser N.F., 2009** - *Glacial Geology: Ice Sheets and Landforms*. 2nd Edition. Oxford, Wiley-Blackwell. 385 pp.
- Berger A. & Loutre M.F., 1991** - Insolation Values for the Climate of the Last 10 Million Years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297-317.
- Bersch M., 1995** - On the Circulation of the Northeastern North Atlantic. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42, 1583-1607.
- Bhutiyani M. R., 2011** - Ice Caps. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V. P., Singh P., Haritashya U. K. (Eds), Dordrecht: Springer Netherlands, 582-583.
- Biette M., Jomelli V., Chenet M., Braucher R., Menviel L., Swingedouw D., Rinterknecht V., ASTER TEAM, 2021** - Evidence of the largest Late Holocene mountain glacier extent in southern and southeastern Greenland during the middle Neoglacial from ¹⁰Be moraine dating. *Boreas*, 12555.
- Biette M., Jomelli V., Chenet M., Braucher R., Rinterknecht V., Lane T., Aster Team, 2020** - Mountain Glacier Fluctuations during the Lateglacial and Holocene on Clavering Island (Northeastern Greenland) from ¹⁰Be Moraine Dating. *Boreas* 49, 873-85.
- Biette M., Jomelli V., Favier V., Chenet M., Agosta C., Fettweis X., Tong Minh D. H., Ose K., 2018** - Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l'ouest du Groenland: résultats préliminaires issus de l'application d'un modèle glaciologique de type degré-jour sur le glacier du Lyngmarksbræen.

Géomorphologie : relief, processus, environnement 24, 33-41.

van der Bilt W. G. M., Bakke J., Vasskog K., D'Andrea W. J., Bradley R. S., Ólafsdóttir S., 2015 - Reconstruction of Glacier Variability from Lake Sediments Reveals Dynamic Holocene Climate in Svalbard. *Quaternary Science Reviews* 126, 201-218.

van der Bilt W. G. M., Born A., Haaga K. A., 2019 - Was Common Era Glacier Expansion in the Arctic Atlantic Region Triggered by Unforced Atmospheric Cooling? *Quaternary Science Reviews* 222, 105860.

Bjørk A. A., Kruse L. M., Michaelsen P. B., 2015 - Brief Communication: Getting Greenland's Glaciers Right – a New Data Set of All Official Greenlandic Glacier Names. *The Cryosphere* 9, 2215-2218.

Bjørk A. A., Kjær K. H., Korsgaard N. J., Khan S. A., Kjeldsen K. K., Andresen C. S., Box J. E., Larsen N. K., Funder S., 2012 - An Aerial View of 80 Years of Climate-Related Glacier Fluctuations in Southeast Greenland. *Nature Geoscience* 5, 427-432.

Blard P.-H., Lavé J., Pik R., Wagnon P., Boulès D., 2007 - Persistence of Full Glacial Conditions in the Central Pacific until 15,000 Years Ago. *Nature* 449, 591-594.

Blaschek M., Bakker P., Renssen H., 2015 - The Influence of Greenland Ice Sheet Melting on the Atlantic Meridional Overturning Circulation during Past and Future Warm Periods: A Model Study. *Climate Dynamics* 44, 2137-2157.

Bliss A., Hock R., Radić V., 2014 - Global Response of Glacier Runoff to Twenty-First Century Climate Change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 119, 717-730.

Blok D., Elberling B., Michelsen A., 2015 - Initial Stages of Tundra Shrub Litter Decomposition May Be Accelerated by Deeper Winter Snow But Slowed Down by Spring

Warming. *Ecosystems* 19, 155-169.

Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M. N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G., 2001 - Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.

Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., Bonani G., 1997 - A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278, 1257-1266.

Borchers B., Marrero S., Balco G., Caffee M., Goehring B., Lifton N., Nishiizumi K., Phillips F., Schaefer J., Stone J., 2016 - Geological Calibration of Spallation Production Rates in the CRONUS-Earth Project. *Quaternary Geochronology* 31, 188-198.

Box J. E., 2002 - Survey of Greenland Instrumental Temperature Records: 1873-2001. *International Journal of Climatology* 22, 1829-1847.

Box J. E., Bromwich D. H., Veenhuis B. A., Bai L.-S., Stroeve J. C., Rogers J. C., Steffen K., Haran T., Wang S.-H., 2006 - Greenland Ice Sheet Surface Mass Balance Variability (1988–2004) from Calibrated Polar MM5 Output. *Journal of Climate* 19, 2783-2800.

Bradley R. S. 2003 - Climate forcing during the Holocene. In *Global Change in the Holocene*. Mackay A. W., Battarbee R., Birks J., Oldfield F. (Eds.), Arnold: London, 10-19.

Bradley R. S. & England J. H., 2008 - The Younger Dryas and the Sea of Ancient Ice. *Quaternary Research* 70, 1-10.

Braithwaite R. J., 1985 - Calculation of degree days for glacier climate research. *Zeitung Gletscherkd Glazialgeol* 20, 1-8.

Braithwaite R. J., 2015 - Herfried Hoinkes: pioneer of degree-day methods to calculate

glacier mass-balance from air temperature. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 47/48, 147-65.

Braithwaite R. J. & Olesen O. B., 1989 - Calculation of glacier ablation from air temperature, West Greenland. In *Glacier Fluctuations and Climatic Change*. Oerlemans J.(Ed.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 219-233.

Braithwaite R. J., 1995 - Positive Degree-Day Factors for Ablation on the Greenland Ice Sheet Studied by Energy-Balance Modelling. *Journal of Glaciology* 41, 153-160.

Braithwaite R. J., 2008 - Temperature and Precipitation Climate at the Equilibrium-Line Altitude of Glaciers Expressed by the Degree-Day Factor for Melting Snow. *Journal of Glaciology* 54, 437-444.

Braithwaite R. J., 2011 - Degree-Days. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V. P., Singh P., Haritashya U. K.(Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 186-190.

Braithwaite R. J. & Hughes P. D., 2020 - Regional Geography of Glacier Mass Balance Variability Over Seven Decades 1946–2015. *Frontiers in Earth Science* 8, 302.

Braithwaite R. J. & Raper S. C. B., 2007 - Glaciological Conditions in Seven Contrasting Regions Estimated with the Degree-Day Model. *Annals of Glaciology* 46, 297-302.

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.

Braucher R., Bourlès D.L., Brown E.T., Colin F., Muller J.-P., Braun J.-J., Delaune M., Edou Minko A., Lescouet C., Raisbeck G.M., Yiou F., 2000 - Application of in Situ-Produced Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the Study of Lateritic Soil Development in Tropical Forest: Theory and Examples from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology* 170, 95-111.

Braucher R., Guillou V., Bourlès D.L., Arnold M., Aumaître G., Keddadouche K., Nottoli E., 2015 - Preparation of ASTER In-House $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ Standard Solutions. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 361, 335-340.

Braumann S. M., Schaefer J. M., Neuhuber S. M., Lüthgens C., Hidy A. J., Fiebig M., 2021 - Early Holocene cold snaps and their expression in the moraine record of the Eastern European Alps. *Continental Surface Processes/Terrestrial Archives/Centennial-Decadal*, Preprint.

Braumann S. M., Schaefer J. M., Neuhuber S. M., Reitner J. M., Lüthgens C., Fiebig M., 2020 - Holocene Glacier Change in the Silvretta Massif (Austrian Alps) Constrained by a New ^{10}Be Chronology, Historical Records and Modern Observations. *Quaternary Science Reviews* 245, 106493.

Briner J. P., McKay N. P., Axford Y., Bennike O., Bradley R. S., de Vernal A., Fisher D., Francus P., Fréchette B., Gajewski K., Jennings A., Kaufman D.S., Miller G., Rouston C., Wagner B., 2016 - Holocene Climate Change in Arctic Canada and Greenland. *Quaternary Science Reviews* 147, 340-364.

Briner J. P., Michelutti N., Francis D. R., Miller G. H., Axford Y., Wooller M. J., Wolfe A. P., 2006 - A Multi-Proxy Lacustrine Record of Holocene Climate Change on Northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Research* 65, 431-442.

van den Broeke M., Smeets P., Ettema J., van der Veen C., van de Wal R., Oerlemans J., 2008 - Partitioning of Melt Energy and Meltwater Fluxes in the Ablation Zone of the West Greenland Ice Sheet. *The Cryosphere* 2, 179-189.

van den Broeke M., Bamber J., Ettema J., Rignot E., Schrama E., van de Berg W.J., van Meijgaard E., Velicogna I., Wouters B., 2009

- Partitioning Recent Greenland Mass Loss. *Science* 326, 984-986.

Bronk Ramsey C., Heaton T. J., Schlolaut G., Staff R. A., Bryant C. L., Brauer A., Lamb H. F., Marshall M. H., Nakagawa T., 2020 - Reanalysis of the Atmospheric Radiocarbon Calibration Record from Lake Suigetsu, Japan. *Radiocarbon* 62, 989-999.

Brönnimann S., Franke J., Nussbaumer S.U., Zumbühl H.J., Steiner D., Trachsel M., Hegerl G.C., Schurer A., Worni M., Malik A., Flückiger J., Raible C.C., 2019 - Last Phase of the Little Ice Age Forced by Volcanic Eruptions. *Nature Geoscience* 12, 650-656.

Brun F., Wagnon P., Berthier E., Jomelli V., Maharjan S.B., Shrestha F., Kraaijenbrink P.D.A., 2019 - Heterogeneous Influence of Glacier Morphology on the Mass Balance Variability in High Mountain Asia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124, 1331-1345.

Brun F., Berthier E., Wagnon P., Käab A., Treichler D., 2017 - A Spatially Resolved Estimate of High Mountain Asia Glacier Mass Balances from 2000 to 2016. *Nature Geoscience* 10, 668-673.

Buizert C., Keisling B. A., Box J. E., He F, Carlson A. E., Sinclair G., DeConto R.M., 2018 - Greenland-Wide Seasonal Temperatures During the Last Deglaciation. *Geophysical Research Letters*, 45, 1905-1914.

C

Cappelen J., 2018 - Greenland - DMI Historical Climate Data Collection 1784-2017. DMI Report, Copenhagen, 105 pp.

Carr J. R., Vieli A., Stokes C. R., Jamieson S. S. R., Palmer S. J., Christoffersen P., Dowdeswell J. A., Nick F. M., Blankenship D. D., Young D. A., 2015 - Basal Topographic Controls on Rapid Retreat of Humboldt Glacier. Northern Greenland, *Journal of Glaciology* 61, 137-150.

Carrivick J. L., Boston C. M., King O., James W.H.M., Quincey D. J., Smith M. W., Grimes M., Evans J., 2019 - Accelerated Volume Loss in Glacier Ablation Zones of NE Greenland, Little Ice Age to Present, *Geophysical Research Letters* 46, 1476-1484.

Cauvy-Fraunié S., & Dangles O., 2019 - A Global Synthesis of Biodiversity Responses to Glacier Retreat. *Nature Ecology & Evolution* 3, 1675-1685.

Cazenave A., Dieng H. B., Meysignac B., Von Schuckmann K., Decharme B., Berthier E., 2014 - The Rate of Sea-Level Rise. *Nature Climate Change* 4, 358-361.

Chadwick B., et Garde A. A., 1996 - Palaeoproterozoic Oblique Plate Convergence in South Greenland: A Reappraisal of the Ketilidian Orogen. *Geological Society, London, Special Publications* 112, 179-196.

Charbit S., Dumas C., Kageyama M., Roche D. M., Ritz C., 2013 - Influence of Ablation-Related Processes in the Build-up of Simulated Northern Hemisphere Ice Sheets during the Last Glacial Cycle. *The Cryosphere* 7, 681-698.

Chenet M., Roussel E., Jomelli V., Grancher D., 2010 - Asynchronous Little Ice Age Glacial Maximum Extent in Southeast Iceland. *Geomorphology* 114, 253-260.

Chmeleff J., Von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob D., 2010 - Determination of the ¹⁰Be Half-Life by Multicollector ICP-MS and Liquid Scintillation Counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 192-199.

Christoffersen P., 2011 - Greenland Ice Sheet. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V. P., Singh P., Haritashya U. K.(Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 484-489.

Clark, P. U., Pisias N. G., Stocker T. F, Weaver A. J., 2002 - The Role of the Thermohaline Circulation in Abrupt Climate

Change. *Nature* 415, 863-869.

Clifton T., Granger D. E., Gilbert Z., Caffee M., 2005 - Quartz sample preparation for AMS, The 10th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry.

Cogley, J. G., Hock R., Rasmussen L. A., Arendt A. A., Bauder A., Braithwaite R. J., Jansson P., Kaser G., Möller M., Nicholson L., Zemp M., 2011 - *Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology, 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris, 114 pp.

Corbett L. B., Bierman P. R., Rood D. H., 2016 - An Approach for Optimizing in Situ Cosmogenic ¹⁰Be Sample Preparation, *Quaternary Geochronology* 33, 24-34.

Crowley T. J., Lowery T. S., 2000 - How Warm Was the Medieval Warm Period? *AMBIO: A Journal of the Human Environment* 29, 51-54.

Cuny J., Rhines P. B., Niiler P. P., Bacon S., 2002 - Labrador Sea Boundary Currents and the Fate of the Irminger Sea Water. *Journal of Physical Oceanography* 32, 627-647.

D

D'Andrea W. J., Huang Y., Fritz S. C., Anderson N. J., 2011 - Abrupt Holocene Climate Change as an Important Factor for Human Migration in West Greenland. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108, 9765-9769.

Daniault N., Lherminier P. & Mercier H., 2011 - Circulation and Transport at the Southeast Tip of Greenland. *Journal of Physical Oceanography* 41, 437-457.

Darvill C., 2013 - Cosmogenic nuclide analysis. In *Geomorphological Techniques*, British Society for Geomorphology, 1-25.

Davis B. A. S., Brewer S., Stevenson A. C.,

Guiot J., 2003 - The Temperature of Europe during the Holocene Reconstructed from Pollen Data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.

De Zan, F., Monti Guarnieri A., 2006 - TOPSAR: Terrain Observation by Progressive Scans, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44, 2352-2360.

Débret M., 2008 - *Caractérisation de la variabilité climatique Holocène à partir de séries continentales, marines et glaciaires*. Thèse, Université Joseph Fourier, Grenoble 1, 299 pp.

Delmas M., Calvet M., Gunnell Y., Braucher R., Bourlès D., 2011 - Palaeogeography and ¹⁰Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 305, 109–122.

Delmas M., 2019 - *L'apport des nucléides cosmogéniques produits in situ à la quantification multi-scalaire des changements environnementaux quaternaires dans les montagnes des latitudes tempérées*. HDR, Environnement et Société, Université Lumière, Lyon 2, 312 pp.

Delworth T. L., Zeng F., 2016 - The Impact of the North Atlantic Oscillation on Climate through Its Influence on the Atlantic Meridional Overturning Circulation, *Journal of Climate* 29, 941-962.

Dewald A., Heinze S., Jolie J., Zilges A., Dunai T., Rethemeyer J., Melles M., Staubwasser M., Kuczewski B., Richter J., Radtke U., von Blanckenburg F., Klein M., 2013 - CologneAMS, a Dedicated Center for Accelerator Mass Spectrometry in Germany. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 294, 18-23.

Diaz H. F., Trigo R., Hughes M. K., Mann M. E., Xoplaki E., Barriopedro D., 2011 - Spatial and Temporal Characteristics of Climate in Medieval Times Revisited. *Bulletin of the*

American Meteorological Society 92, 1487-1500.

Dobhal D. P., 2011 – Glacier. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (Eds), Dordrecht: Springer Netherlands, 376-377.

Dozier J., Green R. O., Nolin A. W., Painter T. H., 2009 - Interpretation of Snow Properties from Imaging Spectrometry. *Remote Sensing of Environment* 113, 25-37.

Dunai T. J., 2010 - *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 198 pp.

Dunne J., Elmore D., Muzikar P., 1999 - Scaling Factors for the Rates of Production of Cosmogenic Nuclides for Geometric Shielding and Attenuation at Depth on Sloped Surfaces. *Geomorphology* 27, 3-11.

Dyke A. S., 2004 - An Outline of North American Deglaciation with Emphasis on Central and Northern Canada. *Developments in Quaternary Sciences* 2, 373-424.

Dyrgerov M. & Meier M. F., 2005 - Glaciers and the Changing Earth System: A Snapshot. Boulder, Colo.: Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado. The Library of Congress, 117 pp.

E

Engels S. & Helmens K., 2010 - *Holocene environmental changes and climate development in Greenland*. Technical report Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co., Stockholm, Sweden, 40 pp.

Evans D. J. A., 2003 - Ice-marginal terrestrial landsystems: active temperate glacier margins. In *Glacial Landsystems*, Routledge, London, 12-43.

Evans D. J. A. & Twigg D. R., 2002 - The Active Temperate Glacial Landsystem: A Model Based on Breiðamerkurjökull and Fjallsjökull, Iceland. *Quaternary Science*

Reviews 21, 2143-77.

Evans I. S., 2007 - Glacial landforms, erosional features: major scale forms. In *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elias S. A. (Ed.), Elsevier, 838-852.

F

Faust, J. C., Fabian K., Milzer G., Giraudeau J., Knies J., 2016 - Norwegian Fjord Sediments Reveal NAO Related Winter Temperature and Precipitation Changes of the Past 2800 Years. *Earth and Planetary Science Letters* 435, 84-93.

Favier L., Pattyn F, Berger S., Drews R., 2016 - Dynamic Influence of Pinning Points on Marine Ice-Sheet Stability: A Numerical Study in Dronning Maud Land, East Antarctica. *The Cryosphere* 10, 2623-2635.

Favier V., Agosta C., Genthon C., Arnaud L., Trouvillez A., Gallée H., 2011 - Modeling the Mass and Surface Heat Budgets in a Coastal Blue Ice Area of Adelie Land. Antarctica, *Journal of Geophysical Research* 116.

Fettweis X., 2007 - Reconstruction of the 1979–2006 Greenland Ice Sheet Surface Mass Balance Using the Regional Climate Model MAR. *The Cryosphere* 1, 21-40.

Fettweis X., Franco B., Tedesco M., van Angelen J. H., Lenaerts J. T. M., van den Broeke M. R., Gallée H., 2013 - Estimating the Greenland Ice Sheet Surface Mass Balance Contribution to Future Sea Level Rise Using the Regional Atmospheric Climate Model MAR. *The Cryosphere* 7, 469-489.

Fettweis X., Box J.E., Agosta C., Amory C., Kittel C., Lang C., Dirk van As H. M., Gallée H., 2017 - Reconstructions of the 1900–2015 Greenland Ice Sheet Surface Mass Balance Using the Regional Climate MAR Model. *The Cryosphere* 11, 1015-1033.

Finlayson A., Golledge N., Bradwell T., Fabel D., 2011 - Evolution of a Lateglacial Mountain

Icecap in Northern Scotland: Evolution of a Lateglacial Mountain Icecap, N Scotland, *Boreas*, 40, 536-554.

Finsterwalder S. & Schunk H., 1887 - Der Suldenferner. *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins* 18, 72-89.

Fischer A., Seiser B., Stocker Waldhuber M., Mitterer C., Abermann J., 2015 - Tracing Glacier Changes in Austria from the Little Ice Age to the Present Using a Lidar-Based High-Resolution Glacier Inventory in Austria. *The Cryosphere*, 9, 753-766.

Fort M., 2015 - Impact du changement climatique sur les dynamiques des milieux montagnards: Une introduction. *Revue de géographie alpine*, 103-2.

Franco B. & Vincent C., 2007 - *Les glaciers à l'épreuve du climat*. IRD Editions, 274 pp.

Fratantoni P. S. & Pickart R. S., 2007 - The Western North Atlantic Shelfbreak Current System in Summer. *Journal of Physical Oceanography* 37, 2509-2533.

Fredin O., Rubensdotter L., van Welden A., Larsen E., Lyså A., 2012 - Distribution of Ice Marginal Moraines in NW Russia. *Journal of Maps* 8, 236-241.

G

Gabbi J., Carenzo M., Pellicciotti F., Bauder A., Funk M., 2014 - A Comparison of Empirical and Physically Based Glacier Surface Melt Models for Long-Term Simulations of Glacier Response. *Journal of Glaciology* 60, 1140-1154.

Gajewski K., 2015 - Quantitative Reconstruction of Holocene Temperatures across the Canadian Arctic and Greenland. *Global and Planetary Change* 128, 14-23.

Gajewski K., Mott R. J., Ritchie J. C., Hadden K., 2000 - Holocene vegetation history

of Banks Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Botany* 78, 430-436.

Gallée H. & Schayes G., 1994 - Development of a Three Dimensional Mesogamma Primitive Equations Model, Katabatic Winds Simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Monthly Weather Review* 122, 671-685.

Gao C., Robock A., Ammann C., 2008 - Volcanic Forcing of Climate over the Past 1500 Years: An Improved Ice Core-Based Index for Climate Models. *Journal of Geophysical Research* 113, D2311.

Gardner A.S., Moholdt G., Cogley J.G., Wouters B., Arendt A. A., Wahr J., Berthier E., Hock R., Pfeffer W. T., Kaser G., Ligtenberg S. R. M., Bolch T., Sharp M. J., Hagen J. O., van den Broeke M. R., Paul F., 2013 - A Reconciled Estimate of Glacier Contributions to Sea Level Rise: 2003 to 2009, *Science* 340, 852-857.

Gardner A. S., Sharp M. J., Koerner R. M., Labine C., Boon S., Marshall S. J., Burgess D. O., Lewis D., 2009 - Near-Surface Temperature Lapse Rates over Arctic Glaciers and Their Implications for Temperature Downscaling. *Journal of Climate* 22, 4281-4298.

Garg P. K., Shukla A., Jasrotia A. S., 2019 - On the Strongly Imbalanced State of Glaciers in the Sikkim, Eastern Himalaya, India. *Science of The Total Environment* 691, 16-35.

Geirsdóttir Á., Hardardóttir J., Andrews J. T., 2000 - Late-Holocene Terrestrial Glacial History of Miki and I.C. Jacobsen Fjords, East Greenland. *The Holocene* 10, 123-134.

Gerbaux M., 2005 - *Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique*. Thèse, université de Grenoble 1, 132 pp.

Gibbon R. J., Granger D. E., Kuman K., Partridge T. C., 2009 - Early Acheulean Technology in the Rietputs Formation, South Africa, Dated with Cosmogenic Nuclides. *Journal of Human Evolution* 56, 152-160.

Gibbons A. B., Megeath J. D., Pierce K. L., 1984 - Probability of Moraine Survival in a Succession of Glacial Advances. *Geology* 12, 327.

Gkinis V., Simonsen S. B., Buchardt S. L., White J. W. C., Vinther B. M., 2014 - Water Isotope Diffusion Rates from the NorthGRIP Ice Core for the Last 16,000 Years – Glaciological and Paleoclimatic Implications. *Earth and Planetary Science Letters* 405, 132-141.

Global Climate Observing System (GCOS), 2004 - *Implementation plan for the global observing system for climate in support of the UNFCCC: Executive summary*. World Meteorological Organization, 142 pp.

Golledge N., Hubbard A., Bradwell T., 2010 - Influence of Seasonality on Glacier Mass Balance, and Implications for Palaeoclimate Reconstructions. *Climate Dynamics* 35, 757-770.

Gosse H., Barriat P. Y., Dalaiden Q., Klein F., Marzeion B., Maussion F., Pelucchi P., Vlug A., 2018 - Testing the Consistency between Changes in Simulated Climate and Alpine Glacier Length over the Past Millennium. *Climate of the Past* 14, 1119-1133.

Gosse J. C., Evenson E. B., Klein J., Lawn B., Middleton R., 1995 - Precise Cosmogenic ¹⁰Be Measurements in Western North America: Support for a Global Younger Dryas Cooling Event. *Geology* 23, 877.

Gosse J. & Klein J., 2015 - Terrestrial cosmogenic dating. In *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Thompson J. & Jeroen W. (Eds.), Springer, Dordrecht, 799-812.

Gosse J. C. & Phillips F. M., 2001 - Terrestrial in Situ Cosmogenic Nuclides: Theory and Application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.

Graham A. G. C. 2011 - Ice Sheet. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 592-608.

Graham L. C., 1974 - Synthetic interferometer radar for topographic mapping. *Proceedings of the IEEE* 62, 763-68.

Graham N.E., Hughes M.K., Ammann C.M., Cobb K.M., Hoerling M.P., Kennett D.J., Kennett J.P., Rein B., Stott L., Wigand P. E., Xu T., 2007 - Tropical Pacific – Mid-Latitude Teleconnections in Medieval Times. *Climatic Change* 83, 241-85.

Greenland Ice-core Project (GRIP) Members, 1993 - Climate Instability during the Last Interglacial Period Recorded in the GRIP Ice Core. *Nature* 364, 203-207.

Greuell W., Genthon C., 2003 - Modelling land ice surface mass balance. In Mass balance of the cryosphere: observations and modelling of contemporary and future changes, *Mass balance of the cryosphere: observations and modelling of contemporary and future changes*. Bamber J. L. & Payne A. J. (Eds.), Cambridge, Cambridge University Press, 117-168.

Grootes P. M., Stuiver M., 1997 - Oxygen 18/16 Variability in Greenland Snow and Ice with 10⁵ -Year Time Resolution. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 102, 26455-26470.

H

Hachemi K., 2009 - Apport de l'interférométrie Radar SAR pour la réalisation d'un MNA (modèle numérique d'altitude) sur la région subcarpatique de Buzău (Roumanie). *Journal Analele Universitatii Bucuresti* LVIII, 5-38.

Haerberli W., 2005 - Investigating Glacier-Permafrost Relationships in High-Mountain Areas: Historical Background, Selected Examples and Research Needs. *Geological Society, London, Special Publications* 242, 29-37.

Haerberli W., 2011 - WGMS (World Glacier Monitoring Service). In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V.P., Singh P.,

Haritashya U.K. (Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 1227-1227.

Haerberli 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.

Hall B. L., Baroni C., Denton G. H., 2010 - Relative Sea-Level Changes, Schuchert Dal, East Greenland, with Implications for Ice Extent in Late-Glacial and Holocene Times. *Quaternary Science Reviews* 29, 3370-3378.

Hall D. K., Williams R. S., Luthcke S. B., Digiralamo N. E., 2008 - Greenland Ice Sheet Surface Temperature, Melt and Mass Loss: 2000–06. *Journal of Glaciology* 54, 81-93.

Hambrey M. J., Glasser N. F., 2011 - Sediment Entrainment, Transport, and Deposition, *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 984-1003.

Hanna E., 2005 - Runoff and Mass Balance of the Greenland Ice Sheet: 1958–2003, *Journal of Geophysical Research* 110, D13108.

Hansen B. U., Elberling B., Humlum O., Nielsen N., 2006 - Meteorological Trends (1991–2004) at Arctic Station, Central West Greenland (69°15'N) in a 130 Years Perspective. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography* 106, 45-55.

Hansen B. U., Sigsgaard C., Rasmussen L., Cappelen J., Hinkler J., Mernild S. H., Petersen D., Tamstorf M. P., Rasch M., Hasholt B., 2008b - Present-Day Climate at Zackenberg. *Advances in Ecological Research* 40, Elsevier, 111-149.

Hansen B., Østerhus S., Turrell W. R., Jónsson S., Valdimarsson H., Hátún H., Olsen S. M., 2008a - The Inflow of Atlantic Water, Heat, and Salt to the Nordic Seas Across the Greenland–Scotland Ridge. *Arctic–Subarctic Ocean Fluxes*. Dickson R.R., Meincke J., Rhines P. (Eds.), Dordrecht:

Springer Netherlands, 15-43.

Harbor J. M., Hallet B., Raymond C. F., 1988 - A Numerical Model of Landform Development by Glacial Erosion. *Nature* 333, 347-49.

Harper J. T., Humphrey N. F., 2003 - High Altitude Himalayan Climate Inferred from Glacial Ice Flux. *Geophysical Research Letters* 30.

Helama S., Jones P. D., Briffa K. R., 2017 - Dark Ages Cold Period: A Literature Review and Directions for Future Research. *The Holocene* 27, 1600-1606.

Henriksen N., Higgins A. K., Kalsbeek F., Pulvertaft T. C. R., 2009 - Greenland from Archaean to Quaternary. Descriptive text to the Geological map of Greenland, 1:2 500 000. *Geology of Greenland Survey Bulletin* 185, 2-93.

Herman F., Braun J., Deal E., Prasicsek G., 2018 - The Response Time of Glacial Erosion. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123, 801-817.

Hinkler J., Hansen B. U., Tamstorf M. P., Sigsgaard C., Petersen D., 2008 - Snow and Snow-Cover in Central Northeast Greenland. *Advances in Ecological Research* 40, Elsevier, 175-195.

Hobbie J. E., Shaver G., Rastetter E. B., Cherry J. E., Goetz S. J., Guay K. C., Gould W. A., Kling G. W., 2017 - Ecosystem Responses to Climate Change at a Low Arctic and a High Arctic Long-Term Research Site. *Ambio* 46, 160-73.

Hock R., 2003 - Temperature Index Melt Modelling in Mountain Areas. *Journal of Hydrology* 282, 104-115.

Hock R., 2005 - Glacier Melt: A Review of Processes and Their Modelling. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 29, 362-391.

Hoffman J. S., Carlson A. E., Winsor K., Klinkhammer G. P., LeGrande A. N., Andrews J.T., Strasser J. C., 2012 - Linking the 8.2 Ka Event and Its Freshwater Forcing in the Labrador Sea. *Geophysical Research Letters* 39, L18703.

Holzhauser H., Magny M., Zumbuühl H.J., 2005 - Glacier and Lake-Level Variations in West-Central Europe over the Last 3500 Years. *The Holocene* 15, 789-801.

Hughes, P. D., Woodward J. C., van Calsteren P. C., Thomas L. E., Adamson K. R., 2010 - Pleistocene Ice Caps on the Coastal Mountains of the Adriatic Sea. *Quaternary Science Reviews* 29, 3690-3708.

Hughes P. D., Braithwaite R. J., 2008 - Application of a Degree-Day Model to Reconstruct Pleistocene Glacial Climates. *Quaternary Research* 69, 110-16.

Hugonnet R., McNabb R., Berthier E., Menounos B., Nuth C., Girod L., Farinotti D., Huss M., Dussailant I., Brun F., Kääb A., 2021 - Accelerated Global Glacier Mass Loss in the Early Twenty-First Century. *Nature* 592, 726-731.

Humlum O., 1998 - The Climatic Significance of Rock Glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 9, 375-395.

Humlum O., Christiansen H. H., 2008 - Geomorphology of the Ammassalik Island, SE Greenland. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography* 108, 5-20.

Huss M., 2012 - Extrapolating Glacier Mass Balance to the Mountain-Range Scale: The European Alps 1900–2100. *The Cryosphere* 6, 713-727.

Huss M., Funk M., Ohmura A., 2009 - Strong Alpine Glacier Melt in the 1940s Due to Enhanced Solar Radiation. *Geophysical Research Letters* 36.

Huston A., Siler N., Roe G. H., Pettit E.,

Steiger N. J., 2021 - Understanding Drivers of Glacier-Length Variability over the Last Millennium. *The Cryosphere* 15, 1645-1662.

Hvidberg C. S., Svensson A., Buchardt S. L., 2013 – Dynamics of the Greenland Ice Sheet. *Encyclopedia of Quaternary Science*. Scott E. (Ed.), 2nd Edition, Elsevier, 439-447.

I

Ignéczi Á., Nagy B., 2013 -Determining Steady-State Accumulation-Area Ratios of Outlet Glaciers for Application of Outlets in Climate Reconstructions. *Quaternary International* 293, 268-274.

Ilyashuk E. A., Heiri O., Ilyashuk B. P., Koinig K. A., Psenner R., 2019 - The Little Ice Age Signature in a 700-Year High-Resolution Chironomid Record of Summer Temperatures in the Central Eastern Alps. *Climate Dynamics* 52, 6953-6967.

Ingólfsson Ó., Frich P., Funder S., Humlum O., 1990 - Paleoclimatic Implications of an Early Holocene Glacier Advance on Disko Island, West Greenland. *Boreas* 19, 297-311.

IPCC, 2013 - *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

IPCC, 2021 - *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.

Ives, J. & Messerli, B., 2001 - Perspektiven für die zukünftige Gebirgsforschung. *Geographische Rundschau* 53, 4–7.

Ivy-Ochs S. & Kober F., 2008 - Surface Exposure Dating with Cosmogenic Nuclides, *E&G Quaternary Science Journal* 57, 179-209.

J

Jacob T., Wahr J., Pfeffer W. T., Swenson S., 2012 - Recent Contributions of Glaciers and Ice Caps to Sea Level Rise. *Nature* 482, 514-518.

Jakobsen P. K., 2003 - Near-Surface Circulation in the Northern North Atlantic as Inferred from Lagrangian Drifters: Variability from the Mesoscale to Interannual. *Journal of Geophysical Research* 108, 3251.

Jennings A., Andrews J., Wilson L., 2011 - Holocene Environmental Evolution of the SE Greenland Shelf North and South of the Denmark Strait: Irminger and East Greenland Current Interactions. *Quaternary Science Reviews* 30, 980-998.

Johnsen S. J., Clausen H. B., Dansgaard W., Gundestrup N. S., Hanssen M., Jonsson P., Steffensen J. P., Sveinbjörnsdóttir A.E., 1992 - A “deep” ice core from east Greenland. *MoG Geoscience* 29.

Jomelli V., Francou B., 2000 - Comparing the Characteristics of Rockfall Talus and Snow Avalanche Landforms in an Alpine Environment Using a New Methodological Approach: Massif Des Ecrins, French Alps, *Geomorphology*, 35, 181-92.

Jomelli V., Khodri M., Favier V., Brunstein D., Ledru M. P., Wagnon P., Blard P. H., Sicart J.-E., Braucher R., Grancher D., Bourlès D. L., Braconnot P., Vuille M., 2011 - Irregular Tropical Glacier Retreat over the Holocene Epoch Driven by Progressive Warming. *Nature* 474, 196-199.

Jomelli V., Lane T., Favier V., Masson-Delmotte V., Swingedouw D., Rinterknecht V., Schimmelpfennig I., Brunstein D., Verfaillie D., Adamson K., Leanni L., Mokadem F., Aumaître G., Bourlès D.L., Keddadouche K., 2016 - Paradoxical Cold Conditions during the Medieval Climate Anomaly in the Western Arctic. *Scientific Reports* 6, 32984.

Jomelli V., Swingedouw D., Vuille M., Favier V., Goehring B., Shakun J., Braucher R., Schimmelpfennig I., Menviel L., Rabatel A.,

Martin, L. C. P., Blard, P.-H., Condom T., Lupker M., Christl M., He Z., Verfaillie D., Goring A., Aumaitre G., Bourles D. L., Keddadouche K., soumis - In-phase millennial-scale glacier changes in the tropics and north Atlantic regions during the Holocene. *Nature communications*.

K

Kaplan M. R., Wolfe A. P., Miller G. H., 2002 - Holocene Environmental Variability in Southern Greenland Inferred from Lake Sediments. *Quaternary Research* 58, 149-159.

Kaufman D., 2004 - Holocene Thermal Maximum in the Western Arctic (0–180°W). *Quaternary Science Reviews* 23, 529-560.

Kaufman D., McKay N., Routson C., Erb M., Dätwyler C., Sommer P. S., Heiri O., Davis B., 2020a - Holocene Global Mean Surface Temperature, a Multi-Method Reconstruction Approach. *Scientific Data* 7, 201.

Kaufman D., McKay N., Routson C., Erb M., Davis B., Heiri O., Jaccard S., Tierney J., Dätwyler C., Axford Y., Brussel T., Cartapanis O., Chase B., Dawson A., de Vernal A., Engels S., Jonkers L., Marsicek J., Moffa-Sánchez P., Morrill C., Orsi A., Rehfeld K., Saunders K., Sommer P.S., Thomas E., Tonello M., Tóth M., Vachula R., Andreev A., Bertrand S., Biskaborn B., Bringué M., Brooks S., Caniupán M., Chevalier M., Cwynar L., Emile-Geay J., Fegyveresi J., Feurdean A., Finsinger W., Fortin M.-C., Foster L., Fox M., Gajewski K., Grosjean M., Hausmann S., Heinrichs M., Holmes N., Ilyashuk B., Ilyashuk E., Juggins S., Khider D., Koinig K., Langdon P., Larocque-Tobler I., Li J., Lotter A., Luoto T., Mackay A., Magyari E., Malevich S., Mark B., Massferro J., Montade V., Nazarova L., Novenko E., Pařil P., Pearson E., Peros M., Pienitz R., Plóciennik M., Porinchu D., Potito A., Rees A., Reinemann S., Roberts S., Rolland N., Salonen S., Self A., Seppä H., Shala S., St-Jacques J.-M., Stenni B., Syrykh L., Tarrats P., Taylor K., van den Bos V., Velle G., Wahl E., Walker I., Wilmshurst J., Zhang E., Zhilich S., 2020b

- A Global Database of Holocene Paleotemperature Records. *Scientific Data* 7, 115.

Kaufman D. S., Schneider D. P., McKay N. P., Ammann C. P., Bradley R. S., Briffa K. R., Miller G. H., Otto-Bliesner B. L., Overpeck J. T., Vinther B. M., Arctic Lakes 2k Project Members, Abbott M., Axford Y., Bird B., Birks H. J. B., Bjune A. E., Briner J., Cook T., Chipman M., Francus P., Gajewski K., Geirsdóttir Á., Hu F. S., Kutchko B., Lamoureux S., Loso M., MacDonald G., Peros M., Porinchu D., Schiff C., Seppä H., Thomas E., 2009 - Recent Warming Reverses Long-Term Arctic Cooling. *Science* 325, 1236-1239.

Kelly M. A. & Lowell T. V., 2009 - Fluctuations of Local Glaciers in Greenland during Latest Pleistocene and Holocene Time. *Quaternary Science Reviews* 28, 2088-2106.

Kelly M. A., Lowell T. V., Hall B. L., Schaefer J. M., Finkel R. C., Goehring B. M., Alley R. B., Denton G. H., 2008 - A ¹⁰Be Chronology of Lateglacial and Holocene Mountain Glaciation in the Scoresby Sund Region, East Greenland: Implications for Seasonality during Lateglacial Time. *Quaternary Science Reviews* 27, 2273-2282.

Kern Z. & László P., 2010 - Size Specific Steady-State Accumulation-Area Ratio: An Improvement for Equilibrium-Line Estimation of Small Palaeoglaciers. *Quaternary Science Reviews* 29, 2781-2787.

Kirkbride M. P. & Dugmore A. J., 2006 - Responses of Mountain Ice Caps in Central Iceland to Holocene Climate Change. *Quaternary Science Reviews* 25, 1692-1707.

Kirkbride M. P. & Dugmore A. J., 2008 - Two Millennia of Glacier Advances from Southern Iceland Dated by Tephrochronology. *Quaternary Research* 70, 398-411.

Kirkbride M. P. & Winkler S., 2012 - Correlation of Late Quaternary Moraines: Impact of Climate Variability, Glacier Response, and Chronological Resolution.

Quaternary Science Reviews 46, 1-29.

Klein M. G., Gottsdang A., Mous D. J. W., Boulès D. L., Arnold M., Hamelin B., Aumaître G., Braucher R., Merchel S., Chauvet F., 2008 - Performance of the HVE 5MV AMS System at CEREGE Using an Absorber Foil for Isobar Suppression. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 266, 1828-1832.

Kobashi T., Box J. E., Vinther B. M., Goto-Azuma K., Blunier T., White J. W. C., Nakaegawa T., Andresen C. S., 2015 - Modern Solar Maximum Forced Late Twentieth Century Greenland Cooling. *Geophysical Research Letters* 42, 5992-5999.

Kobashi T., Menviel L., Jeltsch-Thömmes A., Vinther B. M., Box J. E., Muscheler R., Nakaegawa T., Pfister P. L., Döring M., Leuenberger M., Wanner H., Ohmura A., 2017 - Author Correction: Volcanic Influence on Centennial to Millennial Holocene Greenland Temperature Change. *Scientific Reports* 8, 4292.

Kobashi T., Severinghaus J. P., Kawamura K., 2008 - Argon and Nitrogen Isotopes of Trapped Air in the GISP2 Ice Core during the Holocene Epoch (0–11,500 B.P.): Methodology and Implications for Gas Loss Processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 4675-4686.

Koch, L. & Haller, J. 1971 - Geological map of East Greenland 72–76 N. *Meddelelser om Grønland* 183, 1–26.

Kolling H. M., Stein R., Fahl K., Perner K., Moros M., 2017 - Short-Term Variability in Late Holocene Sea Ice Cover on the East Greenland Shelf and Its Driving Mechanisms. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485, 336-350.

Korschinek G., Bergmaier A., Faestermann T., Gerstmann U. C., Knie K., Rugel G., Wallner A., Dillmann I., Dollinger G., von Gostomski Ch. L., Kossert K., Maiti M., Poutivtsev M., Remmert A., 2010 - A New

Value for the Half-Life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and Liquid Scintillation Counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 187-191.

Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F., 2006 – World Map of the Köppen-Geiger Climate Classification Updated. *Meteorologische Zeitschrift* 15, 259-263.

Kremser S., Thomason L. W., von Hobe M., Hermann M., Deshler T., Timmreck C., Toohey M., tenke A., Schwarz J. P., Weigel R., Fueglistaler S., Prata F. J., Vernier J.-P., Schlager H., Barnes J. E., Antuña-Marrero J.-C., Fairlie D., Palm M., Mahieu E., Notholt J., Rex M., Bingen C., Vanhellemont F., Bourassa A., Plane J. M. C., Klocke D., Carn S. A., Clarisse L., Trickl T., Neely R., James A. D., Rieger L., Wilson J. C., Meland B., 2016 - Stratospheric Aerosol-Observations, Processes, and Impact on Climate: Stratospheric Aerosol. *Reviews of Geophysics* 54, 278-335.

Kren, A. C., 2015 - *Investigating the role of the Sun, the quasi-biennial oscillation, and the pacific decadal oscillation on decadal climate variability of the stratosphere*. PhD thesis, University of Colorado at Boulder, 243 pp.

Kroon A., Jakobsen B. H., Pedersen J. B. T., 2010 - Coastal Environments around Thule Settlements in Northeast Greenland. *Geografisk Tidsskrift-Danish Journal of Geography* 110,143-154.

Kuhlbrodt T., Griesel A., Montoya M., Levermann A., Hofmann M., Rahmstorf S., 2007 - On the Driving Processes of the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Reviews of Geophysics* 45, RG2001.

Kuhn M., 1987 - Micro-Meteorological Conditions for Snow Melt. *Journal of Glaciology*, 33, 24-26.

L

Labeyrie L., Cole J., Alverson K., Stocker T.,

2003 - The History of Climate Dynamics in the Late Quaternary. *Paleoclimate, Global Change and the Future*. Alverson K. D, Pedersen T. F., Bradley R. S. (Eds.), Springer, Berlin Heidelberg, 33-61.

Lal D., 1988 - In Situ-Produced Cosmogenic Isotopes in Terrestrial Rocks. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 16, 355-388.

Lal D., 1991 - Cosmic Ray Labeling of Erosion Surfaces: *In Situ* Nuclide Production Rates and Erosion Models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439.

Langebroek P. M. & Nisancioglu K. H., 2016 - Moderate Greenland ice sheet melt during the last interglacial constrained by present-day observations and paleo ice core reconstructions, *The Cryosphere Discussions*, 1-35.

Larocca L. J., Axford Y., Björk A. A., Everett Lasher G., Brooks J. P., 2020a - Local Glaciers Record Delayed Peak Holocene Warmth in South Greenland. *Quaternary Science Reviews* 241, 106421.

Larocca L. J., Axford Y., Woodroffe S. A., Everett Lasher G., Gawin B., 2020b - Holocene Glacier and Ice Cap Fluctuations in Southwest Greenland Inferred from Two Lake Records. *Quaternary Science Reviews* 246, 106529.

Larsen L. M., Pedersen A. K., 2009 - Petrology of the Paleocene Picrites and Flood Basalts on Disko and Nuussuaq, West Greenland. *Journal of Petrology* 50, 1667-1711.

Larsen N. K., Funder S., Linge H., Möller P., Schomacker A., Fabel D., Xu S., Kjær K. H., 2016 - A Younger Dryas Re-Advance of Local Glaciers in North Greenland. *Quaternary Science Reviews* 147, 47-58.

Larsen N. K., Levy L. B., Strunk A., Søndergaard A. S., Olsen J., Lauridsen T. L., 2019 - Local Ice Caps in Funderup Land, North Greenland, Survived the Holocene Thermal Maximum. *Boreas* 48, 551-562.

- Larsen N. K., Søndergaard A. S, Levy L. B., Laursen C. H., Bjørk A. A, Kjeldsen K. K., Funder S., Strunk A., Olsen J., Kjær K. H., 2021** - Cosmogenic Nuclide Inheritance in Little Ice Age Moraines - A Case Study from Greenland. *Quaternary Geochronology* 65, 101200.
- Larsen N. K., Strunk A., Levy L. B., Olsen J., Bjørk A., Lauridsen T. L., Jeppesen E., Davidson T. A., 2017** - Strong Altitudinal Control on the Response of Local Glaciers to Holocene Climate Change in Southwest Greenland. *Quaternary Science Reviews* 168, 69-78.
- Larsen P., 1995** - *In situ* production rates of cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al over the past 21,500 years determined from the terminal moraine of the Laurentide ice sheet, north central New Jersey. Master's thesis, University of Vermont, Burlington.
- Lasher G. E. & Axford Y., 2019** - Medieval Warmth Confirmed at the Norse Eastern Settlement in Greenland. *Geology* 47, 267-270.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A. C. M., Levrard B., 2004** - A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics* 428, 261-285.
- Le Roy Ladurie E., 1967** - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Collection Nouvelle bibliothèque scientifique, Flammarion. Paris, 688 pp.
- Lebatard A. E., Boulrès D., 2015** - Quantification des processus superficiels et datation par les radionucléides cosmogéniques ^{10}Be , ^{26}Al et ^{36}Cl . *Quaternaire* 26, 193-213.
- Lemke P., Ren J., Alley R. B., Allison I., Carrasco J., Flato G., Fujii Y., Kaser G., Mote P., Thomas R. H., Zhang T., 2007** - Observations: Changes in Snow, Ice, and Frozen Ground. In *Climate Change 2007: The Physical Basis - Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (Eds), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, NY, USA, 337-383.
- Leprince-Ringuet L. & Auger P., 1934** - Étude par la méthode des coïncidences de la variation du rayonnement cosmique suivant la latitude. *Journal de Physique et le Radium* 5, 193-198.
- Lesnek A. J., Briner J. P., Young N. E., Cuzzone J. K., 2020** - Maximum Southwest Greenland Ice Sheet Recession in the Early Holocene. *Geophysical Research Letters* 47, e2019GL083164.
- Levy L. B., Kelly M. A., Lowell T. V., Hall B. L., Hempel L. A., Honsaker W. M., Lusas A. R., Howley J. A., Axford Y., 2014** - Holocene Fluctuations of Bregne Ice Cap, Scoresby Sund, East Greenland: A Proxy for Climate along the Greenland Ice Sheet Margin *Quaternary Science Reviews* 92, 357-368.
- Levy L. B., Kelly M. A., Lowell T. V., Hall B. L., Howley J. A., Smith C. A., 2016** - Coeval Fluctuations of the Greenland Ice Sheet and a Local Glacier, Central East Greenland, during Late Glacial and Early Holocene Time. *Geophysical Research Letters* 43, 1623-1631.
- Levy L. B., Larsen N. K., Knudsen M. F., Egholm D. L., Bjørk A. A, Kjeldsen K. K., Kelly M. A., Howley J. A., Olsen J., Tikhomirov D., Zimmerman S. R. H., Kjær K. H., 2020** - Multi-Phased Deglaciation of South and Southeast Greenland Controlled by Climate and Topographic Setting. *Quaternary Science Reviews* 242, 106454.
- Li H., Ng F., Li Z., Qin D., Cheng G., 2012** - An Extended "Perfect-Plasticity" Method for Estimating Ice Thickness along the Flow Line of Mountain Glaciers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117, F01020.
- Li J., Sun C., Jin F. F., 2013** - NAO Implicated as a Predictor of Northern Hemisphere Mean Temperature Multidecadal Variability. *Geophysical Research Letters* 40, 5497-5502.
- Li Y. J., Ding Y. J, Shangguan D. H, Wang R. J., 2019** - Regional Differences in Global

Glacier Retreat from 1980 to 2015. *Advances in Climate Change Research* 10, 203-213.

Libby W. F., Anderson E. C., Arnold J. R., 1949 - Age Determination by Radiocarbon Content: World-Wide Assay of Natural Radiocarbon. *Science* 109, 227-228.

Lifton N. A., Bieber J. W, Clem J. M., Duldig M. L., Evenson P., Humble J. E, Pyle R., 2005 - Addressing Solar Modulation and Long-Term Uncertainties in Scaling Secondary Cosmic Rays for in Situ Cosmogenic Nuclide Applications. *Earth and Planetary Science Letters* 239, 140-161.

Ljungqvist, F. C., 2010 - A New Reconstruction of Temperature Variability in the Extra-tropical Northern Hemisphere during the Last Two Millennia. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 92, 339-351.

Lowell T. V., Hall B. L., Kelly M. A., Bennike O., Lusas A. R., Honsaker W., Smith C. A., Levy L. B., Travis S., Denton G. H., 2013 - Late Holocene Expansion of Istorvet Ice Cap, Liverpool Land, East Greenland. *Quaternary Science Reviews* 63, 128-140.

Lugon R., Gardaz J.-M., Vonder Mühll D., 2000 - The partial collapse of the Dolent glacier moraine (Mont Blanc range, Swiss Alps). *Zeitschrift für Geomorphologie* 122,191-208

Lusas A. R., Hall B. L., Lowell T. V., Kelly M. A, Bennike O., Levy L. B., Honsaker W., 2017 - Holocene Climate and Environmental History of East Greenland Inferred from Lake Sediments. *Journal of Paleolimnology* 57, 321-341.

M

Mackintosh A. N., Anderson B. M., Pierrehumbert R. T., 2017 - Reconstructing Climate from Glaciers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 45, 649-680.

Mann M. E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R. S., Hughes M. K., Shindell D.,

Ammann C., Faluvegi G., Ni F., 2009 - Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* 326, 1256-1260.

Marquardt W. H., Walker K. J., 2012 - *The Archaeology of Pineland: a Coastal Southwest Florida Site Complex, A.D. 50-1710*. Institute of Archaeology and Paleoenvironmental Studies. Monograph 4, University of Florida, Gainesville, 944 pp.

Marrero S. M., Phillips F. M., Borchers B., Lifton N., Aumer R., Balco G., 2016 - Cosmogenic Nuclide Systematics and the CRONUScalc Program. *Quaternary Geochronology* 31, 160-187.

Marsicek J., Shuman B. N, Bartlein P. J., Shafer S. L., Brewer S., 2018 - Reconciling Divergent Trends and Millennial Variations in Holocene Temperatures. *Nature* 554, 92-96.

Martin, L. C. P., Blard P.-H., Balco G., Lavé J., Delunel R., Lifton N., Laurent V., 2017 - The CREP Program and the ICE-D Production Rate Calibration Database: A Fully Parameterizable and Updated Online Tool to Compute Cosmic-Ray Exposure Ages. *Quaternary Geochronology* 38, 25-49.

Masarik J., Reedy R. C., 1995 - Terrestrial Cosmogenic-Nuclide Production Systematics Calculated from Numerical Simulations. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 381-395.

Massa C., Perren B. B., Gauthier E., Bichet V., Petit C., Richard H., 2012 - A Multiproxy Evaluation of Holocene Environmental Change from Lake Igaliku, South Greenland. *Journal of Paleolimnology* 48, 241-58.

Masson-Delmotte V., Swingedouw D., Landais A., Seidenkrantz M., Gauthier E., Bichet V., Massa C., Perren B., Jomelli V., Adalgeirsdottir G., Hesselbjerg Christensen J., Arneborg J., Bhatt U., Walker D.A., Elberling B., Gillet-Chaulet F., Ritz C., Gallée H., van den Broeke M., Fettweis X., de Vernal A., Vinther B., 2012 - Greenland Climate Change: From the Past to the Future: Greenland Climate Change. *Wiley*

Interdisciplinary Reviews: Climate Change 3, 427-449.

Matthews J. A., Briffa K. R., 2005 - The 'Little Ice Age': Re-evaluation of an Evolving Concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 87, 17-36.

Mayewski, P. A., Meeker L. D., Morrison M. C., Twickler M. S., Whitlow S. I., Ferland K. K., Meese D. A., Legrand M. R., Steffensen J. P., 1993 - Greenland Ice Core "Signal" Characteristics: An Expanded View of Climate Change, *Journal of Geophysical Research* 98, 12839.

Mayewski P. A., Rohling E. E., Stager J. C., Karlén W., Maasch K. A., Meeker L. D., Meyerson E. A., Gasse F., van Kreveland S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R. R., Steig E. J., 2004 - Holocene Climate Variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.

McKay N. P., Kaufman D. S., Routson C. C., Erb M. P., Zander P. D., 2018 - The Onset and Rate of Holocene Neoglacial Cooling in the Arctic, *Geophysical Research Letters*, 45, 12487-12496.

Mernild S. H., Lipscomb W. H., Bahr D. B., Radić V., Zemp M., 2013 -Global glacier retreat: a revised assessment of committed mass losses and sampling uncertainties. *The Cryosphere Discussions* 7, 1565-1577.

Mernild S. H., Hanna E., McConnell J. R., Sigl M., Beckerman A. P., Yde J. C., Cappelen J., Malmros J. K., Steffen K., 2014 - Greenland Precipitation Trends in a Long-Term Instrumental Climate Context (1890-2012): Evaluation of Coastal and Ice Core Records. *International Journal of Climatology* 35, 303-320.

Miller G. H., Geirsdóttir Á., Zhong Y., Larsen D. J., Otto-Bliesner B. L., Holland M. M., Bailey D. A., Refsnider K. A., Lehman S. J., Southon J. R., Anderson C., Björnsson H., Thordarson T., 2012 - Abrupt Onset of the Little Ice Age Triggered by Volcanism and

Sustained by Sea-Ice/Ocean Feedbacks. *Geophysical Research Letters* 39, L02708.

Millet L., Massa C., Bichet V., Frossard V., Belle S., Gauthier E., 2014 - Anthropogenic versus Climatic Control in a High-Resolution 1500-Year Chironomid Stratigraphy from a Southwestern Greenland Lake. *Quaternary Research* 81, 193-202.

Moffa-Sánchez P., Hall I. R., Barker S., Thornalley D. J. R., Yashayaev I., 2014 - Surface changes in the eastern Labrador Sea around the onset of the Little Ice Age. *Paleoceanography* 29, 160-175.

Moffa-Sánchez P., Hall I. R., 2017 - North Atlantic Variability and Its Links to European Climate over the Last 3000 Years. *Nature Communications* 8, 1726.

Møller, H. S., Jensen K. G., Kuijpers A., Aagaard-Sørensen S., Seidenkrantz M.-S., Prins M., Endler R., et Mikkelsen N., 2006 - Late-Holocene Environment and Climatic Changes in Ameralik Fjord, Southwest Greenland: Evidence from the Sedimentary Record. *The Holocene* 16, 685-695.

Möller P., Larsen N. K., Kjær K.H., Funder S., Schomacker A., Linge H., Fabel D., 2010 - Early to Middle Holocene Valley Glaciations on Northernmost Greenland. *Quaternary Science Reviews* 29, 3379-3398.

Moreno-Chamarro E., Zanchettin D., Lohmann K., Luterbacher J., Jungclaus J. H., 2017 - Winter Amplification of the European Little Ice Age Cooling by the Subpolar Gyre. *Scientific Reports* 7, 9981.

Moros M., Jansen E., Oppo D. W., Giraudeau J., Kuijpers A., 2012 - Reconstruction of the Late-Holocene Changes in the Sub-Arctic Front Position at the Reykjanes Ridge, North Atlantic. *The Holocene* 22, 877-86.

Müller J., Werner K., Stein R., Fahl K., Moros M., Jansen E., 2012 - Holocene Cooling Culminates in Sea Ice Oscillations in Fram Strait. *Quaternary Science Reviews* 47,

1-14.

Muscheler R., Beer J., Kubik P. W., Synal H. A., 2005 - Geomagnetic Field Intensity during the Last 60,000 Years Based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit Ice Cores and ^{14}C , *Quaternary Science Reviews* 24, 1849-60.

Myers, P. G., 2005 - Impact of Freshwater from the Canadian Arctic Archipelago on Labrador Sea Water Formation. *Geophysical Research Letters* 32, GL022082.

Myers P. G., Kulan N., Ribergaard M. H., 2007 - Irminger Water Variability in the West Greenland Current, *Geophysical Research Letters* 34, GL030419.

N

Niedermann S., 2002 - Cosmic-Ray-Produced Noble Gases in Terrestrial Rocks: Dating Tools for Surface Processes, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47, 731-784.

Nielsen N., Hansen B. U., Humlum O., Rasch M., 1995 - Meteorological Observations at Arctic Station, Qeqertarsuaq (Godhavn), Central West Greenland. *Geografisk Tidsskrift, Danish Journal of Geography* 95, 97-104.

Nishiizumi K., Winterer E. L., Kohl C. P., Klein J., Middleton R., Lal D, Arnold J. R., 1989 - Cosmic Ray Production Rates of ^{10}Be and ^{26}Al in Quartz from Glacially Polished Rocks. *Journal of Geophysical Research*, 94, 17907.

North Greenland Ice Core Project members, 2004 - High-Resolution Record of Northern Hemisphere Climate Extending into the Last Interglacial Period. *Nature* 431, 147-151.

O

Oerlemans J., 2001 - *Glaciers and climate change*. CRC Press, 1st Edition, 160 pp.

Oerlemans J., 2005 - Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records. *Science* 308, 675-77.

O'Hara S. L., Briner J. P., Kelley S. E., 2017 - A ^{10}Be Chronology of Early Holocene Local Glacier Moraines in Central West Greenland. *Boreas* 46, 655-666.

Ohmura A., 2001 - Physical Basis for the Temperature-Based Melt-Index Method. *Journal of Applied Meteorology* 40, 753-761.

Ohmura A., 2011 - Observed Mass Balance of Mountain Glaciers and Greenland Ice Sheet in the 20th Century and the Present Trends. *Surveys in Geophysics* 32, 537-554.

Ohmura A., Kasser P., Funk M., 1992 - Climate at the Equilibrium Line of Glaciers. *Journal of Glaciology* 38, 397-411.

Ólafsdóttir S., Jennings A. E., Geirsdóttir Á., Andrews J., Miller G. H., 2010 - Holocene Variability of the North Atlantic Irminger Current on the South- and Northwest Shelf of Iceland. *Marine Micropaleontology* 77, 101-118.

Olesen O. B., Braithwaite R. J., 1989 - Field Stations for Glacier-Climate Research, West Greenland. In *Glacier fluctuations and climatic change, Glaciology and Quaternary Geology*. Oerlemans J. (Ed.), Springer, Dordrecht, 207-218.

Olsen J., Anderson N. J., Knudsen M. F., 2012 - Variability of the North Atlantic Oscillation over the Past 5,200 Years. *Nature Geoscience* 5, 808-812.

Orombelli G., 2011 - Holocene Mountain Glacier Fluctuations: A Global Overview. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 34, 17-24.

Ortega P., Mignot J., Swingedouw D., Sévellec F., Guilyardi E., 2015 - Reconciling Two Alternative Mechanisms behind Bi-Decadal Variability in the North Atlantic. *Progress in Oceanography* 137, 237-249.

Owens M. J., Lockwood M., Hawkins E., Usoskin I., Jones G. S., Barnard L., Schurer

A., Fasullo J., 2017 - The Maunder minimum and the Little Ice Age: an update from recent reconstructions and climate simulations. *Journal of Space Weather and Space Climate* 7, A33.

P

PAGES 2k Consortium, 2013 - Continental-Scale Temperature Variability during the Past Two Millennia. *Nature Geoscience* 6, 339-346.

PAGES2k Consortium, 2017 - A Global Multiproxy Database for Temperature Reconstructions of the Common Era. *Scientific Data* 4, 170088.

Paris P. von, Selsis F., Kitzmann D., Rauer H., 2013 - The Dependence of the Ice-Albedo Feedback on Atmospheric Properties. *Astrobiology* 13, 899-909.

Paul F., 2011 - Inventory of Glaciers. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 650-653.

Pedersen M., Weng W. L., Keulen N., Kokfelt T. F., 2013 - A new seamless digital 1:500 000 scale geological map of Greenland. *Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS) Bulletin* 28, 65-68.

Pellitero R., Rea B. R., Spagnolo M., Bakke J., Ivy-Ochs S., Frew C. R., Hughes P., Ribolini A., Lukas S., Renssen H., 2016 - GlaRe, a GIS Tool to Reconstruct the 3D Surface of Palaeoglaciers. *Computers & Geosciences* 94, 77-85.

Pendleton S., Miller G., Lifton N., Young N., 2019 - Cryosphere Response Resolves Conflicting Evidence for the Timing of Peak Holocene Warmth on Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Science Reviews* 216, 107-115.

Perner K., Moros M., Jennings A., Lloyd J., Knudsen K., 2012 - Holocene Palaeoceanographic Evolution off West

Greenland. *The Holocene* 23, 374-387.

Perner K., Seidenkrantz M. S., 2018 - West Greenland Current variability south of Davis Strait (64°N) during the Holocene. European Geoscience Union Conference.

Perner K., Jennings A. E., Moros M., Andrews J. T., Wacker L., 2016 - Interaction between Warm Atlantic-Sourced Waters and the East Greenland Current in Northern Denmark Strait (68°N) during the Last 10 600 Cal a BP. *Journal of Quaternary Science* 31, 472-483.

Pfeffer W. T., Arendt A. A., Bliss A., Bolch T., Cogley J. G., Gardner A. S., Hagen J-O, Hock R., Kaser G., Kienholz C., Miles E. S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B. H., Rich J., Sharp M. J., The Randolph Consortium, 2014 - The Randolph Glacier Inventory: A Globally Complete Inventory of Glaciers. *Journal of Glaciology* 60, 537-552.

Phillips F. M., Zreda M. G., Smith S. S., Elmore D., Kubik P. W., Sharma P., 1990 - Cosmogenic Chlorine-36 Chronology for Glacial Deposits at Bloody Canyon, Eastern Sierra Nevada. *Science* 248, 1529-1532.

Pirazzini R., 2004 - Surface Albedo Measurements over Antarctic Sites in Summer. *Journal of Geophysical Research* 109, D20118.

Porter S. C., 2013 - Neoglaciation in the American Cordilleras. In *Encyclopedia of Quaternary Science*. Scott E. (Ed.), 2nd Edition, Elsevier, 269-276.

Pritchard H.D., 2019 - Asia's Shrinking Glaciers Protect Large Populations from Drought Stress. *Nature* 569, 649-654.

Protin M., 2019 - *Études des fluctuations glaciaires dans le massif du Mont-Blanc depuis la fin du Dryas Récent à partir des nucléides cosmogéniques in situ*. Thèse, Géochimie, Aix Marseille Université, 200 pp.

Putkonen J. & Swanson T. 2003 - Accuracy of Cosmogenic Ages for Moraines. *Quaternary*

Q

Quervain M., 1979 – Schneedeckenablation und Gradtag im Versuchsfeld Weisfluhjoch. *Mitteilung VAW/ETH Zürich* 41, 215-232.

R

Rabatel A., Dedieu J. P., Reynaud L., 2002 - Reconstitution Des Fluctuations Du Bilan de Masse Du Glacier Blanc (Massif Des Ecrins, France) Entre 1985 et 2000, Par Télédétection Optique (Imagerie Spot et Landsat). *La Houille Blanche* 88, 64-71.

Radić V., Hock R., 2014 - Glaciers in the Earth's Hydrological Cycle: Assessments of Glacier Mass and Runoff Changes on Global and Regional Scales. *Surveys in Geophysics* 35, 813-837.

Raper S. C. B., Braithwaite R. J., 2009 - Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *The Cryosphere* 3, 183–194.

Rastner P., Bolch T., Mölg N., Machguth H., Paul F., 2012 - The first complete glacier inventory for the whole of Greenland. *The Cryosphere* 6, 1483–1495

Rau R., Mauz F., Vogt S., Khalsa S.J., Raup B., 2005 - *Illustrated GLIMS Glacier Classification Manual: Glacier classification guidance for the GLIMS glacier inventory*, Freiburg, Germany: Institut für Physische Geographie, 36 pp.

Raup B., Khalsa S. J. S., 2007 - *GLIMS analysis tutorial*. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf

Reimer P. J., Austin W. E. N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T.

P., Hajdas I., Heaton T. J., Hogg A. G., Hughen K. A., Kromer B., Manning S. W., Muscheler R., Palmer J. G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R. W., Richards D. A., Scott E. M., Southon J. R., Turney C. S. M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S. M., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S., 2020 - The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757.

Renssen H., Goosse H., Fichefet T., Campin J.-M., 2001 - The 8.2 Kyr BP Event Simulated by a Global Atmosphere-Sea-Ice-Ocean Model. *Geophysical Research Letters* 28, 1567-1570.

Renssen H., Seppä H., Heiri O., Roche D. M., Goosse H., Fichefet T., 2009 - The Spatial and Temporal Complexity of the Holocene Thermal Maximum. *Nature Geoscience* 2, 411-414.

Rignot E., Box J. E., Burgess E., Hanna E., 2008 - Mass Balance of the Greenland Ice Sheet from 1958 to 2007. *Geophysical Research Letters* 35, L20502.

Rignot E., Kanagaratnam P., 2006 - Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet. *Science* 311, 986-90.

Robock A. 2000 - Volcanic Eruptions and Climate. *Reviews of Geophysics* 38, 191-219.

Rood D. H., Hall S., Guilderson T. P., Finkel R. C., Brown T. A., 2010 - Challenges and Opportunities in High-Precision Be-10 Measurements at CAMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 730-732.

Ross J. M., 2017 - Peopling of the Eastern Canadian Arctic. In *Human Colonization of the Arctic: The Interaction Between Early Migration and the Paleoenvironment*. Kotlyakov V. M., Velichko A. A., Vasil'ev S. A. (Eds.), 1st Edition, Elsevier, 341-63.

Ruddiman W. F., 2008 - *Earth's Climate: Past*

and Future. W.H. Freeman & Company, 2nd revised edition, 465 pp.

Rugel G., Pavetich S., Akhmadaliev S., Enamorado Baez S. M., Scharf A., Ziegenruecker R., Merchel S., 2016 - The First Four Years of the AMS-Facility DREAMS: Status and Developments for More Accurate Radionuclide Data. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 370, 94-100.

S

Saini J., Stein R., Fahl K., Weiser J., Hebbeln D., Hillaire-Marcel C., de Vernal A., 2020 - Holocene Variability in Sea Ice and Primary Productivity in the Northeastern Baffin Bay. *Arktos* 6, 55-73.

Sakai A., Fujita K., 2017 - Contrasting Glacier Responses to Recent Climate Change in High-Mountain Asia. *Scientific Reports* 7, 13717.

Scherler D., Bookhagen B., Strecker M. R., 2011 - Spatially Variable Response of Himalayan Glaciers to Climate Change Affected by Debris Cover. *Nature Geoscience* 4, 156-59.

Schimmelpfennig I., Schaefer J. M., Akçar N., Koffman T., Ivy-Ochs S., Schwartz R., Finkel R. C., Zimmerman S., Schlüchter C., 2014 - A Chronology of Holocene and Little Ice Age Glacier Culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, Based on High-Sensitivity Beryllium-10 Moraine Dating. *Earth and Planetary Science Letters* 393, 220-230.

Schomacker A., 2011 - Moraine. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 747-756.

Schweinsberg A. D., Briner J. P., Licciardi J. M., Bennike O., Lifton N. A., Graham B. L., Young N. E., Schaefer J. M., Zimmerman S. H., 2019 - Multiple Independent Records of Local Glacier Variability on Nuussuaq, West

Greenland, during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 215, 253-271.

Schweinsberg A. D., Briner J. P., Miller G. H., Lifton N. A., Bennike O., Graham B. L., 2018 - Holocene Mountain Glacier History in the Sukkertoppen Iskappe Area, Southwest Greenland. *Quaternary Science Reviews* 197, 142-161.

Sévellec F., Fedorov A. V., Liu W., 2017 - Arctic Sea-Ice Decline Weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Nature Climate Change* 7, 604-610.

Shakun J. D., Clark P. U., He F., Marcott S. A., Mix A. C., Liu Z., Otto-Bliesner B., Schmittner A., Bard E., 2012 - Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation. *Nature* 484, 49-54.

Sharp M. J., Wolken G. J., Geai M. L., Burgess D., Arendt A. A., Wouters B., Kohler J., Andreassen L., Pelto M., 2015 - Glaciers and ice caps outside Greenland. *Bulletin of the American Meteorological Society* 96, 135-137.

Shroder J. F., 2011 - Landforms of Glacial Erosion. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K. (Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 692-693.

Siame L., Bellier O., Braucher R., Sébrier M., Cushing M., Bourlès D., Hamelin B., Baroux E., de Voogd B., Raisbeck G., Yiou F., 2004 - Local Erosion Rates versus Active Tectonics: Cosmic Ray Exposure Modelling in Provence (South-East France). *Earth and Planetary Science Letters* 220, 345-364.

Siame L., Braucher R., Bourles D.L., 2000 - Les Nucleides Cosmogeniques Produits In-Situ; de Nouveaux Outils En Geomorphologie Quantitative. *Bulletin de La Société Géologique de France* 171, 383-396.

Sigl M., Winstrup M., McConnell J. R., Welten K. C., Plunkett G., Ludlow F., Büntgen U., Caffee M., Chellman N., Dahl-

Jensen D., Fischer H., Kipfstuhl S., Kostick C., Maselli O. J., Mekhaldi F., Mulvaney R., Muscheler R., Pasteris D. R., Pilcher J. R., Salzer M., Schüpbach S., Steffensen J. P., Vinther B. M., Woodruff T. E., 2015 - Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature* 523, 543–549.

Singh V.P., Singh P., Haritashya U.K., 2011 - *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Dordrecht: Springer Netherlands, 1253 pp.

Six D., Wagnon P., Sicart J. E., Vincent C., 2009 - Meteorological Controls on Snow and Ice Ablation for Two Contrasting Months on Glacier de Saint-Sorlin, France. *Annals of Glaciology* 50, 66-72.

Six D., Vincent C., 2014 - Sensitivity of Mass Balance and Equilibrium-Line Altitude to Climate Change in the French Alps. *Journal of Glaciology* 60, 867-878.

Solomina O., Haeberli W., Kull C., Wiles G., 2008 - Historical and Holocene Glacier–Climate Variations: General Concepts and Overview. *Global and Planetary Change* 60, 1-9.

Solomina O.N., Bradley R. S., Hodgson D. A., Ivy-Ochs S., Jomelli V., Mackintosh A. N., Nesje A., Owen L. A., Wanner H., Wiles G. C., Young N. E., 2015 - Holocene Glacier Fluctuations. *Quaternary Science Reviews* 111, 9-34.

Solomina O.N., Bradley R.S, Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D.S, Koch J., McKay N.P., Masiokas M., Miller G., Nesje A., Nicolussi K., Owen L. A., Putnam A. E., Wanner H., Wiles G., Yang B., 2016 - Glacier Fluctuations during the Past 2000 Years. *Quaternary Science Reviews* 149, 61-90.

Souriau A., Yiou P., 2001 - Grape Harvest Dates for Checking NAO Paleoreconstructions. *Geophysical Research Letters* 28, 3895-3898.

Spencer C. J., Yakymchuk C., Ghaznavi M., 2017 - Visualising data distributions with kernel

density estimation and reduced chi-squared statistic. *Geoscience Frontiers* 8, 1247–1252.

Stone J.O., 2000 - Air Pressure and Cosmogenic Isotope Production. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105, 23753-23759.

Suciu G., Uşurelu T., Bălăceanu C. M., Anwar M., 2019 - Adaptation of Irrigation Systems to Current Climate Changes. In *Business Information Systems Workshops*. Abramowicz W. & Paschke A. (Eds.), Springer International Publishing, Cham, 534-549 pp.

Sugden D. E., 1974 - Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions. *Institute of British Geographers Special Publication* 7, 177–195.

Sulaymonova V. A., Fuchs M. C., Gloaguen R., Möckel R., Merchel S., Rudolph M., Krbetschek M. R., 2018 - Feldspar Flotation as a Quartz-Purification Method in Cosmogenic Nuclide Dating: A Case Study of Fluvial Sediments from the Pamir. *MethodsX* 5, 717-726.

Sundqvist H. S., Kaufman D. S., McKay N. P., Balascio N. L., Briner J. P., Cwynar L. C., Sejrup H. P., Seppä H., Subetto D. A., Andrews J. T., Axford Y., Bakke J., Birks H. J. B., Brooks S. J., de Vernal A., Jennings A. E., Ljungqvist F. C., Rühland K. M., Saenger C., Smol J. P., Vial A. E., 2014 - Arctic Holocene proxy climate database – new approaches to assessing geochronological accuracy and encoding climate variables. *Climate of the Past* 10, 1605–1631.

Swingedouw D., Fichefet T., Huybrechts P., Goosse H., Driesschaert E., Loutre M.-F., 2008 - Antarctic Ice-Sheet Melting Provides Negative Feedbacks on Future Climate Warming. *Geophysical Research Letters* 35, L17705.

Swingedouw D., Ortega P., Mignot J., Guilyardi E., Masson-Delmotte V., Butler P. G., Khodri M., Séférian R., 2015 - Bidecadal North Atlantic Ocean Circulation Variability

Controlled by Timing of Volcanic Eruptions. *Nature Communications* 6, 6545.

Swingedouw D., Rodehacke C. B., Behrens E., Menary M., Olsen S. M., Gao Y., Mikolajewicz U., Mignot J., Biastoch A., 2013 - Decadal Fingerprints of Freshwater Discharge around Greenland in a Multi-Model Ensemble. *Climate Dynamics* 41, 695-720.

T

Thomas E. K., Szymanski J., Briner J. P., 2010 - Holocene Alpine Glaciation Inferred from Lacustrine Sediments on Northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Journal of Quaternary Science* 25, 146-161.

Thomas E. R., Wolff E. W., Mulvaney R., Steffensen J. P., Johnsen S. J., Arrowsmith C., White J. W. C., Vaughn B., Popp T., 2007 - The 8.2ka Event from Greenland Ice Cores. *Quaternary Science Reviews* 26, 70-81.

Thomas R., Csatho B., Davis C., Kim C., Krabill W., Manizade S., McConnell J., Sonntag J., 2001 - Mass Balance of Higher-Elevation Parts of the Greenland Ice Sheet. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 106, 33707-33716.

Timmreck C., 2012 - Modeling the Climatic Effects of Large Explosive Volcanic Eruptions. *WIREs Climate Change* 3, 545-564.

Torres R., Snoeij P., Geudtner D., Bibby D., Davidson M., Attema E., Potin P., Rommen B., Floury N., Brown M., Traver I. N., Deghaye P., Duesmann B., Rosich B., Miranda N., Bruno C., L'Abbate M., Croci R., Pietropaolo A., Huchler M., Rostan F., 2012 - GMES Sentinel-1 Mission. *Remote Sensing of Environment* 120, 9-24.

U

Uppala S. M., Dee D., Kobayashi S., Berrisford P., Simmons A., 2008 - Towards a climate data assimilation system: status update

of ERA-Interim. *The Meteorology section of ECMWF Newsletter* 115, 12-18.

Uppala S. M., Kållberg P. W., Simmons A. J., Andrae U., Bechtold V. D. C., Fiorino M., Gibson J. K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R. P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M. A., Beljaars A. C. M., Berg L. V. D., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B. J., Isaksen I., Janssen P. A. E. M., Jenne R., McNally A. P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N. A., Saunders R. W., Simon P., Sterl A., Trenberth K. E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J., 2005 - The ERA-40 Re-Analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131, 2961-3012.

V

Vaughan D. G., Comiso J. C., Allison I., Carrasco J., Kaser G., Kwok R., Mote P., Murray T., Paul F., Ren J., Rignot E., Solomina O., Steffen K., Zhang T., 2013 - Observations: cryosphere. In *climate change 2013: the physical science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (Eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, NY, USA, 1535 pp.

van der Veen C. J., 2002 - Calving Glaciers. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 26, 96-122.

Vieira, L. E. A., Solanki S. K., Krivova N. A., Usoskin I., 2011 - Evolution of the solar irradiance during the Holocene. *Astronomy & Astrophysics* 531, A6.

Vieli A., Funk M., Blatter H., 2001 - Flow Dynamics of Tidewater Glaciers: A Numerical Modelling Approach. *Journal of Glaciology* 47, 595-606.

- Vincent, C. 2002** - Influence of Climate Change over the 20th Century on Four French Glacier Mass Balances. *Journal of Geophysical Research* 107, D194375.
- Vincent, C. 2005** - Solving the Paradox of the End of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters* 32, L09706.
- Vinther, B. M. 2011** - The medieval climate anomaly in Greenland ice core data. *PAGES news*, 19, 27.
- Vinther B. M., Buchardt S. L., Clausen H. B., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J., Fisher D. A., Koerner R. M., Raynaud D., Lipenkov V., Andersen K. K., Blunier T., Rasmussen S. O., Steffensen J. P., Svensson A.M., 2009** - Holocene Thinning of the Greenland Ice Sheet. *Nature* 461, 385-88.
- Vinther B. M., Clausen H. B., Johnsen S. J., Rasmussen S. O., Andersen K. K., Buchardt S. L., Dahl-Jensen D., Seierstad I. K., Siggaard-Andersen M.-L., Steffensen J. P., Svensson A., Olsen J., Heinemeier J., 2006** - A Synchronized Dating of Three Greenland Ice Cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research* 111, D13102.
- W**
-
- Wager L. R. & O N. E., 1935** - Geological Investigations in East Greenland. Part I. General Geology from Angmagsalik to Kap Dalton. *The Geographical Journal* 85, 195.
- Wagner B. & Melles M., 2002** - Holocene Environmental History of Western Ymer Ø, East Greenland, Inferred from Lake Sediments. *Quaternary International* 89, 165-176.
- Wagner B., Melles M., Hahne J., Niessen F., Hubberten H.-W., 2000** - Holocene Climate History of Geographical Society Ø, East Greenland — Evidence from Lake Sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 45-68.
- Wagner S., Widmann M., Jones J., Haberzettl T., Lücke A., Mayr C., Ohlendorf C., Schäbitz F., Zolitschka B., 2007** - Transient Simulations, Empirical Reconstructions and Forcing Mechanisms for the Mid-Holocene Hydrological Climate in Southern Patagonia. *Climate Dynamics* 29, 333-355.
- Wake L.M. & Marshall S.J., 2015** - Assessment of Current Methods of Positive Degree-Day Calculation Using in Situ Observations from Glaciated Regions. *Journal of Glaciology* 61, 329-44.
- Walker M. J. C., Berkelhammer M., Björck S., Cwynar L. C., Fisher D. A., Long A. J., Lowe J. J., Newnham R. M., Rasmussen S. O., Weiss H., 2012** - Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of Ice-Core, Marine and Terrestrial Records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27, 649-659.
- Walker M., Head M. J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L., Fisher D., Gkinis V., Long A., Lowe J., Newnham R., Rasmussen S. O., Weiss H., 2018** - Formal Ratification of the Subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): Two New Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and Three New Stages/Subseries. *Episodes* 41, 213-223.
- Wallace J. M. & Hobbs P. V., 1977** - *Atmospheric science: An introductory survey*. Academic Press, New York, 467 pp.
- Wanner H. 1999** - Le balancier de l'Atlantique nord. *La Recherche*, 72-73.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T. J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J. O., Küttel M., Müller S. A., Prentice I. C., Solomina O., Stocker T. F., Tarasov P., Wagner M., Widmann M., 2008** - Mid- to Late Holocene Climate Change: An Overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791-1828.
- Wanner H., Brönnimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz C., Stephenson D. B., Xoplaki E., 2001** - North

Atlantic Oscillation – Concepts And Studies. *Surveys in Geophysics* 22, 321-381.

Wanner H., Solomina O., Grosjean M., Ritz S. P., Jetel M., 2011 - Structure and Origin of Holocene Cold Events. *Quaternary Science Reviews* 30, 3109-3123.

Ward G. K. & Wilson S. R., 1978 - Procedures for comparing and combining radiocarbon age determinations : a critique. *Archaeometry* 20, 19-31.

Warren C. R., 2011 - Calving Glaciers. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V. P., Singh P., Haritashya U. K. (Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 105-106.

Weidick A. & Morris E., 1998 - Local glaciers surrounding the continental ice sheets. In *Into the Second Century of World Glacier Monitoring – Prospects and Strategies*. Haeblerli W., Hoelzle M., Suter S. (Eds.), UNESCO Studies and Reports in Hydrology, Paris, 167-176.

WGMS, 2020 - 125 years of internationally coordinated glacier monitoring: achievements and future challenges – Summary report on the IUGG General Assembly and the WGMS General Assembly of National Correspondents 2019. World Glacier Monitoring Service, Zurich, Switzerland, 63 pp.

van der Wiel K., Bloomfield H. C., Lee R. W., Stoop L. P., Blackport R., Screen J. A., Selten F. M., 2019 - The influence of weather regimes on European renewable energy production and demand. *Environmental Research Letters* 14, 094010.

Willemse N. W. & Törnqvist T. E., 1999 - Holocene Century-Scale Temperature Variability from West Greenland Lake Records. *Geology* 27, 580-584.

Winkler S., Chinn T., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S. U., Zemp M., Zumbühl H. J., 2010 - An introduction to mountain glaciers as climate indicators with spatial and temporal diversity. *ERDKUNDE* 2010, 97-118.

Winsor K., Carlson A.E., Rood D.H., 2014 - ¹⁰Be Dating of the Narsarsuaq Moraine in

Southernmost Greenland: Evidence for a Late-Holocene Ice Advance Exceeding the Little Ice Age Maximum. *Quaternary Science Reviews* 98, 135-143.

Woodroffe S. A., Long A. J., Lecavalier B. S., Milne G. A., Bryant C. L., 2014 - Using Relative Sea-Level Data to Constrain the Deglacial and Holocene History of Southern Greenland. *Quaternary Science Reviews* 92, 345-356.

Wordie J. M., Manley G., White P. F., Johnson D. McL., 1926 - The Cambridge Expedition to East Greenland in 1926. *The Geographical Journal* 70, 225-265.

Wright A. E., Tarney J., Palmer K., Moorlock B. S. P., Skinner A. C., 1973 - The geology of the Ammassalik area, East Greenland and possible relationships with the Lewisian of Scotland. In *The Early Precambrian of Scotland and Related Rocks of Greenland*. Park R. G. & Tarney J. (Eds.), University of Keele, Keele, 157-77.

Y

Yde J. C., 2011 - Greenland Glaciers Outside the Ice Sheet. In *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Singh V. P., Singh P., Haritashya U. K. (Eds.), Dordrecht: Springer Netherlands, 478-484.

Yde, J. C. & Knudsen N. T., 2007 - 20th-Century Glacier Fluctuations on Disko Island (Qeqertarsuaq), Greenland. *Annals of Glaciology* 46, 209-214.

Young N.E., Briner J. P., Schaefer J. M., Miller G. H., Lesnek A. J., Crump S. E., Thomas E. K., Pendleton S. L., Cuzzone J., Lamp J., Zimmerman S., Caffee M., 2020 - Reply to Carlson (2020) Comment on “Deglaciation of the Greenland and Laurentide Ice Sheets Interrupted by Glacier Advance during Abrupt Coolings. *Quaternary Science Reviews* 240, 106329.

Young, N. E., Schaefer J. M., Briner J. P., Goehring B. M., 2013 - A ¹⁰Be Production-Rate Calibration for the Arctic. *Journal of Quaternary Science* 28, 515-526.

Young, N. E., Schweinsberg A. D., Briner J. P., Schaefer J. M., 2015 - Glacier Maxima in Baffin Bay during the Medieval Warm Period Coeval with Norse Settlement. *Science Advances* 1, e1500806.

Z

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.

Zemp M., Thibert E., Huss M., Stumm D., Rolstad Denby C., Nuth C., Nussbaumer S. U., Moholdt G., Mercer A., Mayer C., Joerg P.C., Jansson P., Hynek B., Fischer A., Escher-Vetter H., Elvehøy H., Andreassen L.M., 2013 - Reanalysing Glacier Mass Balance Measurement Series. *The Cryosphere* 7, 1227-1245.

Zemp M., Frey H., Gärtner-Roer I., Nussbaumer S. U., Hoelzle M., Paul F.,

Haeberli W., Denzinger F., Ahlstrøm A. P., Anderson B., Bajracharya S., Baroni C., Braun L. N., Cáceres B. E., Casassa G., Cobos G., Dávila L. R., Delgado Granados H., Demuth M. N., Espizua L., Fischer A., Fujita K., Gadek B., Ghazanfar A., Ove Hagen J., Holmlund P., Karimi N., Li Z., Pelto M., Pitte P., Popovnin V. V., Portocarrero C. A., Prinz R., Sangewar C. V., Severskiy I., Sigurdsson O., Soruco A., Usabaliev R., Vincent C., 2015 - Historically Unprecedented Global Glacier Decline in the Early 21st Century. *Journal of Glaciology* 61, 745-762.

Zhang S., Ye B., Liu S., Zhang X, Hagemann S., 2011 - A Modified Monthly Degree-Day Model for Evaluating Glacier Runoff Changes in China. Part I: Model Development. *Hydrological Processes* 26, 1686-1696.

Zhang S., Liu S., Ding Y., 2006 - Observed Degree-Day Factors and Their Spatial Variation on Glaciers in Western China. *Annals of Glaciology* 43, 301-306.

Liste des figures

Introduction

- Figure 1:** Localisation des principales pertes de masse des glaciers en lien avec les changements de températures entre 2000-09 et 2010-19.....11
- Figure 2 :** Carte de localisation du Groenland et des sites étudiés au cours de cette thèse. Les encadrés rouge représentent les sites visés pour construire des nouvelles chronologies glaciaires et l'encadré jaune représente le site de l'étude préliminaire utilisant un modèle glaciologique sur une chronologie glaciaire déjà existante..... 15

Chapitre 1

- Figure 3 :** A : Reconstruction de la moyenne des températures annuelles au cours de l'Holocène. B : Agrandissement de l'évolution des températures sur la période de l'Holocène Récent permettant de mieux entrevoir les anomalies climatiques..... 23
- Figure 4:** Comparaison de la reconstruction des températures holocènes à l'échelle de l'hémisphère Nord avec les reconstructions multiproxies des températures holocènes aux hautes latitudes et aux moyennes latitudes..... 24
- Figure 5 :** Schéma simplifié du système climatique de la Terre pendant l'Holocène et les interactions de ses composants..... 26
- Figure 6 :** Comparaison de l'évolution de l'insolation estivale à 60°N et la reconstruction des températures à l'échelle de l'hémisphère Nord au cours de l'Holocène..... 26
- Figure 7:** Reconstruction des températures moyennes régionales en juillet au Groenland d'après Gajewski (2015)..... 29
- Figure 8 :** Reconstruction de températures locales ou environnementales dans le sud et le sud-ouest du Groenland comparée et reconstructions de températures de l'hémisphère Nord..... 30
- Figure 9 :** Carte des principaux courants océaniques en bordure du Groenland qui participent au fonctionnement de l'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). 32
- Figure 10 :** Régimes de circulation atmosphérique dans le domaine Atlantique Nord-Européen..... 33
- Figure 11:** Évolution de la couverture de glace de mer dans la région du Groenland pendant l'Holocène. 35
- Figure 12 :** Fluctuations du forçage volcanique au cours de l'Holocène comparées à l'évolution des températures dans l'hémisphère Nord..... 36

Chapitre 2

- Figure 13:** Coupe longitudinale illustrant le fonctionnement général d'un glacier.. 42
- Figure 14 :** Photographies de différents types de glaciers principaux 45

Figure 15 : Changement de masse cumulé des glaciers de référence et les changements de températures à l'échelle du globe.	47
Figure 16 : Illustration schématique de l'impact des pentes sur les dimensions et la stabilité des glaciers..	48
Figure 17 : Illustration schématique des différents types de moraines formées en surface par un glacier..	50
Figure 18 : Photographies (A) de moraines frontales d'un glacier du plateau de Theodélite sur l'île de Calvering (nord-est Groenland) ; (B) Des moraines latérales d'un glacier de la vallée de Tasilap (sud-est Groenland).	53

Chapitre 3

Figure 19 : Distribution générale des langues glaciaires du Groenland référencées aujourd'hui.....	58
Figure 20 : Distribution des chronologies glaciaires documentant les fluctuations des glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland pendant l'Holocène par datation absolue.	61
Figure 21 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires par datation absolue dans le nord du Groenland.	63
Figure 22 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires par datation absolue dans le nord-est du Groenland.	64
Figure 23 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires par datation absolue dans le centre-est du Groenland.....	68
Figure 24 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires par datation absolue dans le centre-ouest du Groenland.....	71
Figure 25 : État des connaissances sur les fluctuations holocènes des langues glaciaires individuelles et calottes secondaires à partir de l'analyse de sédiment lacustre dans le sud du Groenland. Une seule étude, particulièrement récente, utilise la datation absolue de moraine dans cette partie de l'île.....	74
Figure 26 : Localisation des sites d'études dans cette thèse..	77
Figure 27 : Localisation de l'île de Clavering dans le nord-est du Groenland.....	79
Figure 28 : Carte géologique de l'île de Clavering d'après l'institution The Geological Survey of Danemark and Greenland (GEUS)..	80
Figure 29 : Croquis topomorphologique de l'île de Clavering réalisé à partir d'images satellites et des données de Arctic DEM.....	81
Figure 30 : Présentation de la zone d'étude sur l'île de Clavering. A: Carte de localisation des trois glaciers et des moraines étudiées sur l'île. B : Photographie du glacier Theo A. C : Photographie du glacier Theo B. D : Photographie du glacier Theo C. E : Photographie du plateau de Théodolite en marge des glaciers.	82
Figure 31 : Carte de localisation de la vallée de Tasilap dans le sud-est du Groenland.	84
Figure 32 : Carte géologique de la région de Kulusuk d'après l'institution The Geological Survey of Danemark and Greenland (GEUS).	84
Figure 33 : Carte géomorphologique simplifiée de la vallée de Tasilap réalisée à partir d'images satellites et des données de Arctic DEM.....	85

Figure 34 : Photographie de la vallée de Tasilap et des marges des glaciers étudiés. A : Photographie des versants abrupts de la rive gauche de la vallée de Tasilap. B : Photographie du glacier TAS-A. C : Photographie du glacier TAS-B. D : Photographie du glacier TAS-C.	86
Figure 35 : Carte de localisation de la vallée d'Isortup dans le sud du Groenland.	87
Figure 36 : Carte géologique de la région de Narsarsuaq d'après l'institution The Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS).	88
Figure 37 : Carte géomorphologique simplifiée des alentours de la vallée d'Isortup réalisée à partir d'images satellites et des données de Arctic DEM.	88
Figure 38 : Présentation du site étudiée dans le sud du Groenland. A : Carte géomorphologique simplifiée du glacier et des moraines étudiées dans la vallée de Tasilap. B : Échantillonnage sur une moraine latérale du glacier DV2L.	89
Figure 39 : Carte de localisation de la calotte glaciaire du Lyngmarksbræen sur l'île de Disko dans le centre-ouest du Groenland (encadré rouge).	90
Figure 40 : Carte géologique de l'île de Disko d'après l'institution The Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS).	92
Figure 41 : Croquis topomorphologique de l'île de Disko réalisée à partir d'images satellites et des données de Arctic DEM.	92
Figure 42 : Présentation de la zone d'étude sur l'île de Disko. A : Carte géomorphologique simplifiée de la vallée du Lyngmarksbræen. Source fond de carte : Arctic DEM. B : Photographie d'une langue glaciaire du Lyngmarksbræen en marge des moraines étudiées. C : Échantillonnage sur un bloc basaltique d'une moraine du Lyngmarksbræen.	93

Chapitre 4

Figure 43 : Structure d'un atome de béryllium 10.	99
Figure 44 : A : Illustrations des différentes étapes de production de nucléides cosmogéniques ^{10}Be in situ dans le quartz. B : Évolution théorique de la concentration en ^{10}Be in situ en fonction de la profondeur.	102
Figure 45 : Principe de la datation du temps d'exposition des moraines aux rayons cosmique par l'étude de la concentration en ^{10}Be in situ. A : Période d'avancée glaciaire. B : Période de retrait glaciaire.	105

Chapitre 5

Figure 46 : Photos de la campagne d'échantillonnage sur l'île de Clavering pendant l'été 2017. A : Récolte d'échantillon d'un bloc morainique sur une moraine peu végétalisée à environ 2 km du front glaciaire. B : Exemple d'un bloc morainique échantillonné à l'aide d'un burin et d'une masse et géolocalisé par un GPS Garmin portable. C : Exemple d'une partie de la roche contenant du quartz au sommet d'une crête morainique préconisée pour l'échantillonnage.	112
Figure 47 : Caractéristiques à prendre en compte pour chaque bloc échantillonné sur le terrain dans le but d'obtenir un âge d'exposition.	113
Figure 48 : Prise en compte de l'ensoleillement par un relevé du masque topographique pour chaque bloc échantillonné.	113

Figure 49 : A : Présentation des fractions d'échantillons broyés et tamisés. B : Présentation du séparateur magnétique Frantz du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon utilisé dans cette thèse. C : Les minéraux magnétiques sont séparés des minéraux non magnétiques grâce à un électroaimant.	115
Figure 50 : Photo des minéraux principaux du granite. Les feldspaths ont l'apparence de minéraux mats et rosés. Les quartz ont une apparence grisée et les micas sont majoritairement noirs brillants (biotite)..	116
Figure 51 : Photos de l'évolution de l'échantillon pendant l'étape de la flottation. A : Injection de la solution de Lauryl amine. B : Agglomération des feldspaths en surface dans l'écume de Lauryl amine. C : Séparation finale des feldspaths et du quartz.	119
Figure 52 : Photos des deux fractions minérales séparées après un lessivage. A : fraction de feldspaths. B : Fraction de quartz.	120
Figure 53 : Photos d'étapes chimiques pour la datation cosmogénique. A : Étape de la cationique avec élution des restes de Titanium repérable par la barre rouge/orangé (Ti). B : Fin de la précipitation du Béryllium concentré sous forme solide au fond du tube à essai. C : Oxydateur utilisé pour l'oxydation du Béryllium (Be). D : Résultat final de l'oxyde de Be obtenu à la fin de l'oxydation..	123
Figure 54 : Résumé du protocole de chimie utilisé dans le cadre de cette thèse. Cette figure présente les différents réactifs utilisés pendant la chimie ainsi que les lieux où les différentes étapes ont été réalisées.	124
Figure 55 : Exemple de résidus obtenus à la suite de la première évaporation de l'échantillon. A : Résidu d'un échantillon de quartz « pur » avec un taux d'Aluminium faible (<200 ppm). B : Résidu d'un échantillon de quartz avec des éléments perturbateurs.	126
Figure 56 : Schéma simplifié du fonctionnement du Spectromètre de Masse par Accélérateur (SMA) du CEREGE.	128

Chapitre 6

Figure 57 : Schéma simplifié du principe de l'interférométrie. A : L'onde radar se rétrodiffuse avant d'être réceptionnée par le satellite, c'est l'acquisition d'une première image. B : Lors du second passage du satellite, une nouvelle image est acquise.	136
Figure 58 : Exemple de visualisation d'un MNT sous MATLAB (ici une partie du MNT de l'île de Disko réalisé par interférométrie RADAR).	137
Figure 59 : Chaîne de traitement simplifiée des étapes de la simulation d'écoulement d'un glacier et de détermination d'un paléo bilan de masse avec un modèle positif degré-jour sous le programme de l'IGE sur MATLAB.	138

Chapitre 7

Figure 60 : A. Map of Clavering Island region in northeast Greenland with the location of the study area. B. Location of the three investigated glaciers and moraines (yellow lines) on Theodolit plateau..	151
Figure 61 : View of TheoB glacier from the Theodolit plateau with the two rivers cutting the rampart composed of several moraines.	152
Figure 62 : Chronology of glacial advances dated from two moraines of TheoA glacier on Clavering Island.	158

Figure 63 : Chronology of glacial advances dated from five moraines of TheoB glacier on Clavering Island.....	160
Figure 64 : Chronology of glacial advances dated from three moraines of TheoC glacier on Clavering Island.....	161
Figure 65 : Camel plot of the individual and summed ¹⁰ Be CRE ages collected on the investigated glaciers on the Clavering Island.....	162
Figure 66 : Clavering moraine record compared with forcing (in Biette <i>et al.</i> , 2020)..	166

Chapitre 8

Figure 67 : Location of the maximum mountain glacier extent reported in East Greenland during the Late Holocene... ..	174
Figure 68 : Location of the mountain glaciers studied in southern Greenland. A. The three glaciers in the Tasilap valley, southeast Greenland near the Kulusuk area. B. The glacier in the Isortup valley, southern Greenland near Narsarsuaq. C. Picture of TAS-M1 and TAS-M5 moraines from TAS-A glacier sampled for ¹⁰ Be CRE dating in Tasilap valley. D. Picture of I-M3 moraine and I-M1 moraine (DV2L glacier) in Isortup valley.	177
Figure 69 : A. Chronology of glacial advances dated from five moraines of TAS-A glacier in the Tasilap valley. B. Camel plot displaying individual, summed and rejected ¹⁰ Be CRE ages collected.. ..	184
Figure 70 : A. Chronology of glacial advances dated from four moraines of TAS-B glacier in the Tasilap valley. B. Camel plot displaying individual, summed and rejected ¹⁰ Be CRE ages collected.	185
Figure 71 : A. Chronology of glacial advances dated from two moraines of TAS-C glacier in the Tasilap valley. B. Camel plot displaying individual and summed ¹⁰ Be CRE ages collected.....	186
Figure 72 : A. Chronology of glacial advances dated from three moraines of DV2L glacier in the Isortup valley. B. Camel plot displaying individual, summed and rejected ¹⁰ Be CRE ages collected on the DV2L glacier.....	188
Figure 73 : Moraine records in this study compared with climate forcing (in Biette <i>al.</i> , 2021).....	193

Chapitre 9

Figure 74 : Photographie d'une moraine déposée par le glacier du Lyngmarksbræen sur l'île de Disko dans l'ouest du Groenland.....	200
Figure 75 : Localisation de l'île de Disko en baie de Baffin dans l'ouest du Groenland. A : Localisation de la calotte glaciaire du Lyngmarksbræen au sud de l'île de Disko et du glacier étudié. B: Présentation des moraines du dernier millénaire datées par Jomelli <i>et al.</i> (2016) au ³⁶ Cl dans la vallée du Lyngmarksbræen. C : M2 (rouge) 1200 ± 130 AD ; M3 (cyan) 1450 ± 90 AD ; M4 (vert) 1720 ± 60 AD.....	202
Figure 76 : Bilan de masse en surface (BMS) modélisé sur la calotte à la latitude d'Ilulissat déterminée par le MAR (points rouges) et par le modèle degré-jour (courbe bleue).....	206
Figure 77 : Modélisation de l'écoulement du glacier du Lyngmarksbræen à partir d'un modèle glaciologique degré-jour. Calotte et glacier actuel du Lyngmarksbræen (A) et au cours de son extension maximale au dernier millénaire (B) sur l'île de Disko.. ..	208

Figure 78 : Comparaison de reconstructions de températures multiproxies à différentes échelles de l'hémisphère Nord (dans Biette *et al.*, 208)..... **211**

Chapitre 10

Figure 79 : Résumé des reconstitutions holocènes des glaciers déconnectés de l'inlandsis fondées sur la datation de moraines au Groenland..... **225**

Figure 80 : Avancées glaciaires documentées par les moraines de glaciers de l'inlandsis du Groenland comparées à l'évolution des différents forçages climatiques potentiels au cours de l'Holocène..... **234**

Liste des tableaux

Chapitre 3

Tableau 1 : Liste des âges cosmogéniques et radiocarbones renseignant les périodes d'avancée des glaciers individuels et des calottes glaciaires secondaires dans la partie nord du Groenland mentionnés dans le texte..... **65**

Tableau 2 : Liste des âges cosmogéniques et radiocarbones renseignant les périodes d'avancées des glaciers individuels et des calottes glaciaires secondaires dans le centre-est du Groenland mentionnés dans le texte..... **67**

Tableau 3 : Liste des âges cosmogéniques et radiocarbones renseignant les périodes d'avancées des glaciers individuels et des calottes glaciaires secondaire dans le centre-ouest du Groenland mentionnés dans le texte..... **70**

Tableau 4 : Liste des âges cosmogéniques et radiocarbones renseignant les périodes d'avancées des glaciers individuels et des calottes glaciaires secondaires dans le sud du Groenland mentionnés dans le texte..... **73**

Chapitre 4

Tableau 5 : Présentation des trois modèles de correction du taux de production couramment utilisés d'après Balco, 2008..... **106**

Chapitre 6

Tableau 6 : Exemple de données climatiques utilisées dans le fichier texte pour la modélisation glaciologique..... **138**

Chapitre 7

Tableau 7 : Detailed cosmogenic nuclide sample concentrations and calculated exposure durations from the three glaciers in the Clavering Island..... **154**

Chapitre 8

Tableau 8 : Detailed cosmogenic nuclide sample concentrations and calculated exposure durations from the three glaciers in the Tasilap valley and calculated exposure durations from the glacier in the Isortup valley..... **181**

Chapitre 9

Tableau 9 : Variables climatiques qui permettent d'obtenir une ligne d'équilibre glaciaire (LEG) à 650 m d'altitude sur la base des données climatiques actuelles en appliquant le modèle glaciologique degré-jour..... **209**

Tableau 10 : Test de sensibilité sur la variation de la température à la fin de l'OCM sur l'île de Disko en fonction de la variation des paramètres glaciologiques et climatiques. **213**

Chapitre 10

Tableau 11 : Résumé des hypothèses autour de l'influence des forçages climatiques responsables des avancées glaciaires référencées au Groenland au cours de l'Holocène **236**

Liste des équations

(1) Valeur du taux de production selon la profondeur	101
(2) Concentration en nucléide cosmogénique selon le taux de production et la constante de désintégration dans le temps	101
(3) Concentration en nucléide cosmogénique accumulée dans la roche selon les facteurs environnementaux spécifique au terrain d'étude	101
(4) Simplification de l'équation détermination de la concentration en nucléide cosmogénique accumulée dans la roche.....	104
(5) Détermination du temps d'exposition d'un bloc morainique en surface.....	104
(6) Détermination de la concentration en Béryllium 10.....	129
(7) Méthode de détermination de l'ablation dans le modèle positif degré-jour	133

Table des Matières

Remerciements.....	4
Sommaire	6
Introduction générale	10
<i>PARTIE I : Contextualisation de la recherche.....</i>	18
CHAPITRE 1 : Les climats holocènes dans l'hémisphère Nord et au Groenland	20
1.1. Dynamiques climatiques de l'hémisphère Nord au cours de l'Holocène.....	21
1.1.1. Évolution du climat pendant l'Holocène dans l'hémisphère Nord.....	21
1.1.2. Les forçages responsables des variations climatiques pendant l'Holocène.....	24
1.2. Fluctuations climatiques du Groenland pendant l'Holocène.....	27
1.2.1. Évolution du climat pendant l'Holocène au Groenland.....	27
1.2.2. Forçages climatiques identifiés au Groenland pendant l'Holocène.....	31
1.2.2.1. Le rôle prédominant de l'AMOC : <i>Atlantic Meridional Overturning Circulation</i>	31
1.2.2.2. Le rôle de l'Oscillation Nord-Atlantique	33
1.2.2.3. L'influence de la couverture de glace	34
1.2.2.4. Le volcanisme.....	35
Conclusion.....	37
CHAPITRE 2 : Etude des fluctuations des glaciers pour évaluer la variabilité du climat pendant l'Holocène	40
2.2. Les glaciers : des objets morphoclimatiques	41
2.2.1. La dynamique des glaciers.....	41
2.1.2. Les différents types de glaciers.....	43
2.1.3. Sensibilité du glacier à la saisonnalité climatique	46
2.1.4. Sensibilité du glacier aux variables morphologiques locales	47
2.2. De la moraine aux chronologies glaciaires.....	49
2.2.1. Principe de formation des moraines.....	49
2.2.2. Les moraines, témoins de la variabilité glaciaire.....	50
2.3. Importance de la prise en compte de la variabilité des réponses des glaciers aux fluctuations du climat	51
2.3.1. Différents « temps de réponses » des glaciers aux fluctuations du climat.....	51
2.3.2. Paramètres altérant la réponse des glaciers aux fluctuations du climat	52
2.3.3. Intérêt de l'étude des glaciers à terminaison terrestre déconnecté de l'Inlandsis au Groenland.....	53
Conclusion :	54
CHAPITRE 3 : Connaissance de l'évolution des glaciers du Groenland.....	56
3.1. Présentation du Groenland et de ses masses glaciaires actuelles	57
3.1.1. Les glaciers émissaires de l'inlandsis du Groenland	57
3.1.2. Les glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland	59
3.2. Connaissances des fluctuations passées des glaciers au Groenland	59
3.2.1. Vision globale de l'étude des fluctuations glaciaires Holocène au Groenland.....	60
3.2.2. Nord du Groenland	61
3.2.3. Centre-est du Groenland	65
3.2.4. Centre-ouest du Groenland	68
3.2.5. Sud du Groenland	71
3.2.6. Bilan des connaissances sur les fluctuations glaciaires holocènes au Groenland.....	75
3.3. Présentation des sites d'études.....	76
3.3.1. Logistique et financements	77

3.3.2.	Présentation de l'île de Clavering	78
3.3.3.	Présentation de la vallée de Tasilap	83
3.3.4.	Présentation de la vallée d'Isortup	86
3.3.5.	L'île de Disko	90
	Conclusion.....	94

PARTIE II : Méthodologie..... 96

CHAPITRE 4 : Reconstitutions des fluctuations glaciaires par la datation cosmogénique *in situ* des dépôts morainiques 98

4.1.	Des rayonnements cosmiques à la production de nucléides cosmogéniques <i>in situ</i> ¹⁰ Be	99
4.1.1.	Propriété du Béryllium 10.....	99
4.1.2.	Principe de production de nucléide cosmogénique atmosphérique	99
4.1.3.	Principe de production de nucléide cosmogénique <i>in situ</i>	100
4.2.	L'apport des nucléides cosmogénique ¹⁰ Be pour la datation des dépôts morainiques	103
4.2.1.	Principe de production des nucléides cosmogénique <i>in situ</i> dans les blocs morainiques.....	103
4.2.2.	Estimation de l'âge d'exposition à partir de la concentration ¹⁰ Be.....	104
4.2.3.	Choix du taux de production utilisé.....	106
	Conclusion.....	107

CHAPITRE 5 : Traitement des échantillons : du prélèvement sur le terrain à la détermination d'un âge d'exposition..... 110

5.1.	Stratégie d'échantillonnage sur le terrain	111
5.2.	Extraction des minéraux	114
5.2.1.	Traitement préliminaire des échantillons : broyage et tamisage.....	114
5.2.2.	Séparation magnétique.....	116
5.3.	Isolation du quartz.....	117
5.3.1.	Le lessivage : nettoyage de l'échantillon	117
5.3.2.	La flottation : une alternative aux problèmes des feldspaths	117
5.4.	Le contrôle de propreté par ICP (<i>Inductively Coupled Plasma</i>).....	120
5.5.	Protocole chimique de la mesure du ¹⁰ Be.....	121
5.5.1.	Attaque chimique du quartz	121
5.5.2.	Précipitation du ¹⁰ Be	121
5.6.	Difficultés rencontrées en laboratoire.....	125
5.7.	Mesure du rapport ¹⁰ Be/ ⁹ Be par spectrométrie de masse par accélérateur	126
5.7.1.	Source du spectromètre de masse par accélérateur	126
5.7.2.	Fonctionnement de la mesure des éléments cibles	127
5.8.	Calcul de l'âge d'exposition	129
5.9.	Identification des <i>outliers</i> et calcul de la moyenne d'âge d'exposition d'une moraine.....	130
	Conclusion.....	130

CHAPITRE 6 : Déterminer des paléotempératures à partir des chronologies de fluctuations glaciaires 132

6.1.	Le modèle glaciologique.....	133
6.1.1.	Principe général	133
6.1.2.	Le modèle glaciologique dit « Degré-jour »	133
6.1.3.	Les variables d'entrée du modèle glaciologique Degré-jour	134
6.1.3.1.	Les données climatiques régionales	134
6.1.3.2.	Le facteur de fonte.....	135
6.1.3.3.	Les gradients atmosphériques	135
6.1.3.4.	Le Modèle Numérique de Terrain par interférométrie RADAR	135
6.2.	Application du modèle glaciologique sur MATLAB	137
	Conclusion.....	139

PARTIE III : Résultats..... 142

Préambule..... 144

CHAPITRE 7 : Fluctuations des glaciers de montagne au cours du Tardiglaciaire et l'Holocène sur l'île de Clavering (nord-est du Groenland) à partir de la datation cosmogénique ¹⁰Be de moraines..... 146

7.1. Introduction..... 148
7.2. Regional setting 149
7.3. Material and methods 152
 7.3.1. Field sampling..... 152
 7.3.2. Analytical procedure 153
 7.3.3. Age calculation 153
7.4. Results..... 157
 7.4.1. Glacial chronology in each valley..... 157
 7.4.2. Glacier pattern at Theodolit plateau..... 161
7.5. Discussion..... 163
7.6. Conclusions..... 167

CHAPITRE 8 : Mise en évidence de la plus grande extension glaciaire de l'Holocène Récent pendant le milieu du Néoglaciale à partir de la datation ¹⁰Be de moraines (sud et sud-est du Groenland) 170

8.1. Introduction..... 172
8.2. Study areas..... 175
 8.2.1. Tasilap valley – Kulusuk area..... 175
 8.2.2. The Isortup valley – Narsarsuaq area..... 176
8.3. Materiel and methods 178
 8.3.1. Field sampling..... 178
 8.3.2. Analytical procedure 178
 8.3.3. Age calculation 179
8.4. Results..... 179
 8.4.1. The Tasilap valley 179
 8.4.2. The Isortup valley 186
8.5. Discussion..... 189
 8.5.1. Glacier pattern in the Tasilap and the Isortup valleys..... 189
 8.5.2. The timing of the largest glacier advance during the Late Holocene 190
 8.5.3. Potential causes of the largest glacial advance in the middle of the Neoglacial in southern Greenland 191
8.6. Conclusions 194

CHAPITRE 9 : Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l'ouest du Groenland : résultats préliminaires issus de l'application d'un modèle glaciologique de type degré-jour sur le glacier du Lyngmarksbræen..... 196

9.1. Introduction..... 198
9.2. Contexte de l'étude 200
 9.2.1. Secteur de l'étude : la vallée du Lyngmarksbræen 200
 9.2.2. Evolution du glacier au cours du dernier millénaire 202
9.3. Méthodes..... 203
 9.3.1. L'extension de référence..... 203
 9.3.2. Le modèle glaciologique..... 203
 9.3.2.1. Fonctionnement du modèle glaciologique Degré-jour 203

9.3.2.2.	Calibration des précipitations à partir de la station météorologique d'Ilulissat et du MAR.....	205
9.3.2.3.	La création d'un modèle numérique de terrain par interférométrie radar.....	206
9.3.2.4.	Tests de sensibilité.....	207
9.4.	Résultats.....	207
9.4.1.	Simulation du glacier actuel à l'aide du modèle degré-jour.....	207
9.4.2.	Simulation de l'extension du début du dernier millénaire.....	208
9.5.	Discussion.....	210
9.5.1.	Des conditions climatiques contradictoires à l'OCM selon les proxies.....	210
9.5.2.	L'influence des paramètres glaciologiques et climatiques sur les résultats.....	212
9.5.3.	Les températures estimées à la fin de l'OCM et au PAG.....	214
9.6.	Conclusions.....	215

PARTIE IV : DISCUSSION, CONCLUSION ET PERSPECTIVES..... 218

CHAPITRE 10 : Synthèse et apports de ce travail de thèse..... 220

10.1.	Rappel du contexte de recherche et objectif de la thèse.....	221
10.2.	Apport des nouvelles chronologies glaciaires dans la compréhension de l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland pendant l'Holocène.....	222
10.2.1.	Des chronologies glaciaires cohérentes à l'échelle du Groenland pendant l'Holocène Ancien....	222
10.2.2.	De nouveaux stades morainiques identifiés pendant l'Holocène Récent.....	225
10.2.2.1.	Avancée glaciaire pendant le Néoglaaciaire Moyen.....	225
10.2.2.2.	Avancée glaciaire pendant le <i>Dark Age Cold Period</i>	226
10.3.	Apport des chronologies glaciaires à la compréhension des forçages climatiques de l'hémisphère Nord.....	227
10.3.1.	Influence secondaire de l'insolation solaire estivale dans l'évolution du climat pendant l'Holocène.....	227
10.3.2.	Les forçages climatiques régionaux qui ont pu favoriser les différentes avancées glaciaires pendant Holocène.....	228
10.3.2.1.	La couverture de glace en Arctique, un élément potentiellement majeur dans l'évolution du climat entre le début de l'Holocène et l'Holocène Moyen.....	228
10.3.2.2.	Interaction complexe entre les forçages climatiques potentiels de l'Holocène Récent.....	234
10.3.2.3.	Période du Néoglaaciaire Moyen et du <i>Dark Age Cold Period</i>	234
10.3.2.4.	Période de l'Optimum Climatique Médiéval.....	235
10.3.2.5.	Période du Petit Age Glaciaire.....	235
10.4.	Apport de l'application d'un modèle glaciologique Degré-jour dans la précision des conditions paléoclimatiques pendant l'Holocène.....	237
10.5.	Le bénéfice des étapes ajoutées dans le protocole de datation ¹⁰ Be au LGP.....	238
10.6.	Conclusion et perspectives.....	239

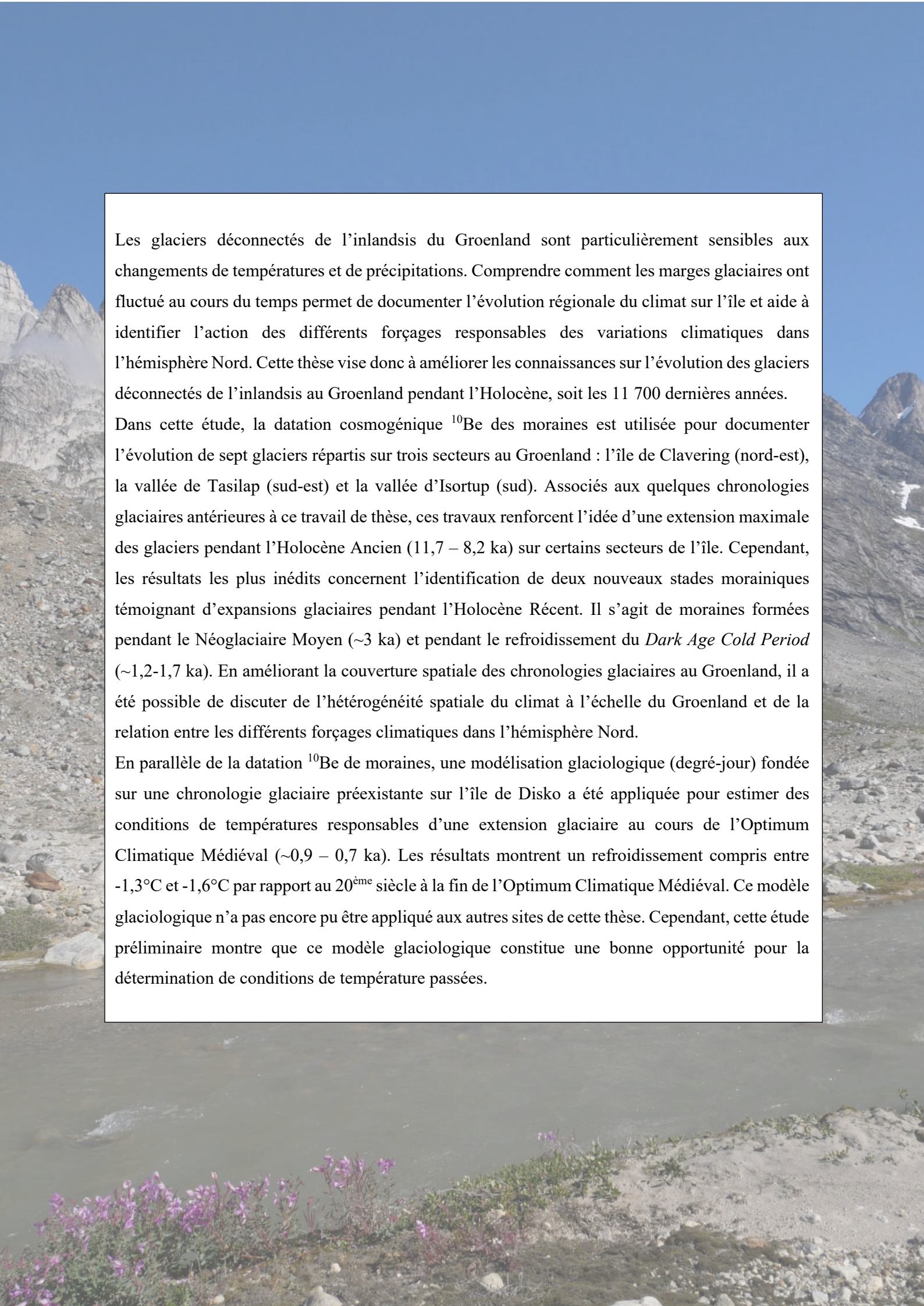
Références bibliographiques..... 244

Liste des figures..... 272

Liste des tableaux..... 278

Liste des équations..... 280

Table des Matières..... 282

The background image shows a wide, shallow river flowing through a valley. The riverbanks are composed of light-colored gravel and sand. In the foreground, there are several clumps of purple flowers, possibly heather or similar alpine plants. The middle ground shows a rocky riverbed with some sparse vegetation. In the background, there are steep, rocky mountains under a clear blue sky. The overall scene is a natural, high-altitude landscape.

Les glaciers déconnectés de l'inlandsis du Groenland sont particulièrement sensibles aux changements de températures et de précipitations. Comprendre comment les marges glaciaires ont fluctué au cours du temps permet de documenter l'évolution régionale du climat sur l'île et aide à identifier l'action des différents forçages responsables des variations climatiques dans l'hémisphère Nord. Cette thèse vise donc à améliorer les connaissances sur l'évolution des glaciers déconnectés de l'inlandsis au Groenland pendant l'Holocène, soit les 11 700 dernières années.

Dans cette étude, la datation cosmogénique ^{10}Be des moraines est utilisée pour documenter l'évolution de sept glaciers répartis sur trois secteurs au Groenland : l'île de Clavering (nord-est), la vallée de Tasilap (sud-est) et la vallée d'Isortup (sud). Associés aux quelques chronologies glaciaires antérieures à ce travail de thèse, ces travaux renforcent l'idée d'une extension maximale des glaciers pendant l'Holocène Ancien (11,7 – 8,2 ka) sur certains secteurs de l'île. Cependant, les résultats les plus inédits concernent l'identification de deux nouveaux stades morainiques témoignant d'expansions glaciaires pendant l'Holocène Récent. Il s'agit de moraines formées pendant le Néoglaciare Moyen (~3 ka) et pendant le refroidissement du *Dark Age Cold Period* (~1,2-1,7 ka). En améliorant la couverture spatiale des chronologies glaciaires au Groenland, il a été possible de discuter de l'hétérogénéité spatiale du climat à l'échelle du Groenland et de la relation entre les différents forçages climatiques dans l'hémisphère Nord.

En parallèle de la datation ^{10}Be de moraines, une modélisation glaciologique (degré-jour) fondée sur une chronologie glaciaire préexistante sur l'île de Disko a été appliquée pour estimer des conditions de températures responsables d'une extension glaciaire au cours de l'Optimum Climatique Médiéval (~0,9 – 0,7 ka). Les résultats montrent un refroidissement compris entre $-1,3^{\circ}\text{C}$ et $-1,6^{\circ}\text{C}$ par rapport au 20^{ème} siècle à la fin de l'Optimum Climatique Médiéval. Ce modèle glaciologique n'a pas encore pu être appliqué aux autres sites de cette thèse. Cependant, cette étude préliminaire montre que ce modèle glaciologique constitue une bonne opportunité pour la détermination de conditions de température passées.