



HAL
open science

Temperature estimation at the beginning of the last millennium in western Greenland: preliminary results from the application of a degree-day glaciological model on the Lyngmarksbræen glacier

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

► To cite this version:

Melody Biette, Vincent Jomelli, Vincent Favier, Marie Chenet, Cécile Agosta, et al.. Temperature estimation at the beginning of the last millennium in western Greenland: preliminary results from the application of a degree-day glaciological model on the Lyngmarksbræen glacier. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 2018, 24 (1), pp.31-41. 10.4000/geomorphologie.11977 . hal-02349964

HAL Id: hal-02349964

<https://hal.science/hal-02349964v1>

Submitted on 4 Dec 2020

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.

See discussions, stats, and author profiles for this publication at:
<https://www.researchgate.net/publication/324679986>

Estimation des températures au début du dernier millénaire dans l'ouest du Groenland : résultats préliminaires is....

Article *in* Géomorphologie relief processus environnement · April 2018

DOI: 10.4000/geomorphologie.11977

CITATIONS

0

READS

29

8 authors, including:



Melody Biette

Université de Paris 1 Panthéon-Sorb...

2 PUBLICATIONS **3** CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Vincent Jomelli

French National Centre for Scientifi...

151 PUBLICATIONS **2,026** CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Vincent Favier

University Joseph Fourier - Grenoble 1

99 PUBLICATIONS **1,644** CITATIONS

[SEE PROFILE](#)



Marie Chenet

Université de Paris 1 Panthéon-Sorb...

21 PUBLICATIONS **69** CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



SOUTHSPHERE [View project](#)



Glacier change and Glacial Lake Outburst Flood (GLOF) risk in the Bolivian Andes
[View project](#)



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

Temperature estimation at the beginning of the last millennium in western Greenland: preliminary results from the application of a degree-day glaciological model on the Lyngmarksbræen glacier

Melody Biette ^a, Vincent Jomelli ^a, Vincent Favier ^b, Marie Chenet ^a, Cecile Agosta ^c, Xavier Fettweis ^c, Din Ho Tong Minh ^d, Kenji Ose ^d

^a Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, UMR 8591 CNRS-LGP – 1 Place Aristide Briand, 92195 Meudon cedex, France.

^b Université Grenoble Alpes, LGGE-CNRS – 54 Rue Molière, BP 96, 38 402 Saint Martin d'Hères Cedex, France.

^c Université de Liège, Laboratoire de climatologie, département de Géographie – Liège, Belgique.

^d TETIS, APT, Cirad, CNRS, Irstea, Université de Montpellier – Maison de la Télédétection, 500 rue Jean-François Breton, 34093 Montpellier, France.

RÉSUMÉ

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.

Mots clés : millénaire, températures, modèle glaciologique, Disko, Groenland.

ABSTRACT

The last millennium is defined as a "stable" climatic period with anomalies such as the Little Ice Age (LIA: ~1450 AD to 1850 AD), a period marked by low temperatures and associated with a glacier advance. Also the Medieval Climate Anomaly (MCA: ~950 AD to 1250 AD), considered as a period at least as warm as nowadays and associated with glacier retreat in the northern hemisphere. However, several studies have shown that glacial advances have occurred during the MCA period in the Baffin Land and western Greenland, in contradiction with hemispheric-scale temperature reconstructions. In this study we propose temperature conditions for the last millennium determined from a recent study on the glacial fluctuations of the Lyngmarksbræen glacier and the application of an empirical positive degree-day model (PDD) constrained by the outputs of the regional climate MAR atmospheric model. This simulation was conducted on the Lyngmarksbræen glacier, which shows an original succession of nested moraines dated from the last millennium. The results show that the most likely scenarios are based on air temperatures in the range of -1.3°C to -1.6°C lower during the MCA than at the end of the 20th century if we consider a variation of about ± 10% in precipitation. Sensitivity tests are then made on different parameters of the glaciological model to better constrain the uncertainty of the temperature estimations.

Keywords: millennium, temperature, glaciological model, Disko, Greenland.

INFORMATION SUR L'ARTICLE

Article soumis le 27 octobre 2017.
Reçu sous sa forme révisée le 02 février 2018.
Définitivement accepté le 26 février 2018.

*Auteur correspondant. Tél : +33 (0)6 79 71 78 28

Courriels :
melody.biette@lgp.cnrs.fr (M. Biette)
vincent.jomelli@lgp.cnrs.fr (V. Jomelli)
vincent.favier@univ-grenoble-alpes.fr (V. Favier)
marie.chenet@lgp.cnrs.fr (M. Chenet)
cecile.agosta@ulg.ac.be (C. Agosta)
xavier.fettweis@uliege.be (X. Fettweis)
dinh.ho-tong-minh@irstea.fr (D. Ho Tong Minh)
kenji.ose@irstea.fr (K. Ose)

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 (GIEC, 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 (GIEC, 2013 ; PAGES 2k 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 et 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 et 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 et 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.

2. Contexte de l'étude

2.1. Secteur de l'étude : la vallée du Lyngmarksbraeen

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. 1).

La zone d'étude se situe plus au nord-ouest du fjord d'Ilulissat au Groenland, sur l'île de Disko (fig. 2A). 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



Fig. 1 - 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.

Fig. 1 - Photograph of a moraine deposited by the Lyngmarksbræen glacier on Disko Island, Western Greenland.

The red dots symbolize the limit of the frontal moraine of the glacier. V. Jomelli, September 2012.

état d'un cumul annuel de précipitation 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 et Knudsen, 2007). Le substrat est issu d'écoulements volcaniques formant des empilements de basaltes lithologiquement uniformes (Larsen et 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 (Ingolfsson et al., 1990) (fig. 2B). Cette étude se concentre sur le glacier nord-est du Lyngmarksbræen au nord de Blæsdalen ($69,36^{\circ}\text{N}$; $53,51^{\circ}\text{O}$) caractérisée par un fond de vallée non végétalisé.

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. 2C). 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.

3. Méthodes

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 et Schayes, 1994 ; Braithwaite et 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.

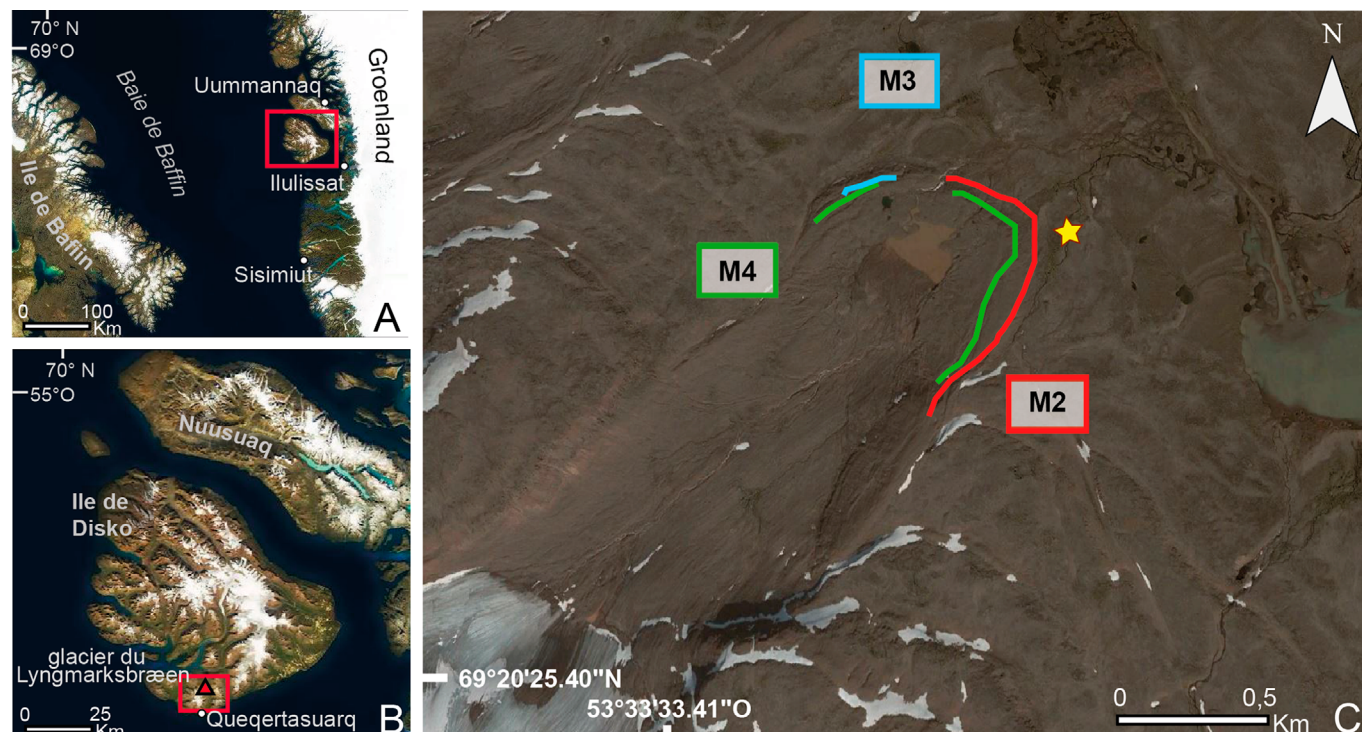


Fig. 2 – Localisation de l'île de Disko en baie de Baffin dans l'ouest du Groenland.

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.

Fig. 2 – Location of Disko Island in Baffin Bay, Western Greenland.

A: Location of the Lyngmarksbræen ice cap south of Disko Island and the glacier of interest in this study (red triangle). B: Presentation of the moraines from the last millennium dated by Jomelli et al. (2016) with ^{36}Cl in the Lyngmarksbræen valley. C: M2 (red) 1200 ± 130 AD ; M3 (cyan) 1450 ± 90 AD ; M4 (green) 1720 ± 60 AD. The star indicates the position where the photography of Figure 1 was taken.

3.2. Le modèle glaciologique

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 et Genthon, 2003). Ainsi l'ablation est proportionnelle à la durée pendant laquelle la température est supérieure à 0°C (Olesen et 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. 3). 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 et 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 et 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 et Eakins, 2009). Ces données sont disponibles sur le site internet (<ftp://ftp.climato.be/fettweis/MARv3.7/>).

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. 3). 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

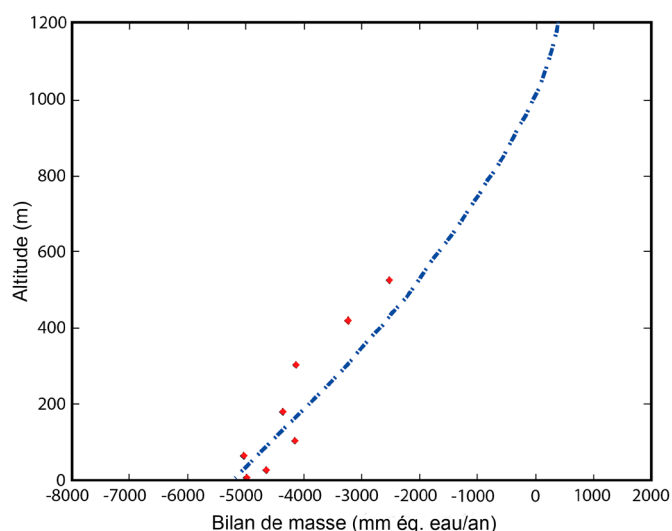


Fig. 3 – Bilan de masse en surface (BMS) modélisé sur la calotte à la latitude d'Ilulissat déterminée par le MAR (points rouges) et par le modèle degré-jour (courbe bleue).

Fig. 3 – Surface mass balance (SMB) modelled on the ice cap at the latitude of Ilulissat determined by the MAR (red dots) and by degree-day model (blue curve).

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 paléo-climatiques.

3.3. 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 et 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 et 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.

3.4. 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 et Hobbs, 1977 ; Gardner et al., 2009 ; Braithwaite et Zhang, 2000). 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.

4. Résultats

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. 4A).

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).

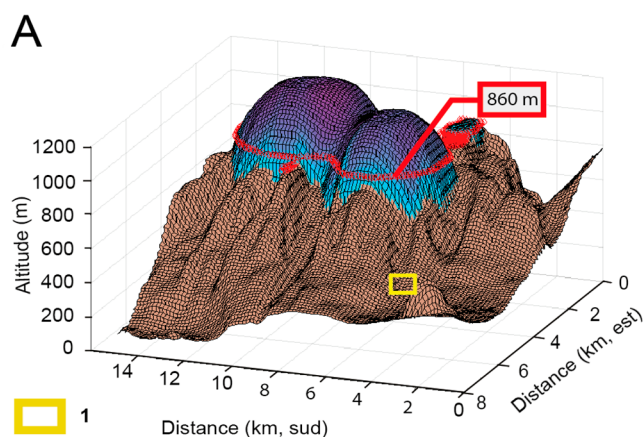


Fig. 4 – Modélisation de l'écoulement du glacier du Lyngmarksbræen à partir d'un modèle glaciologique degré-jour.

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.

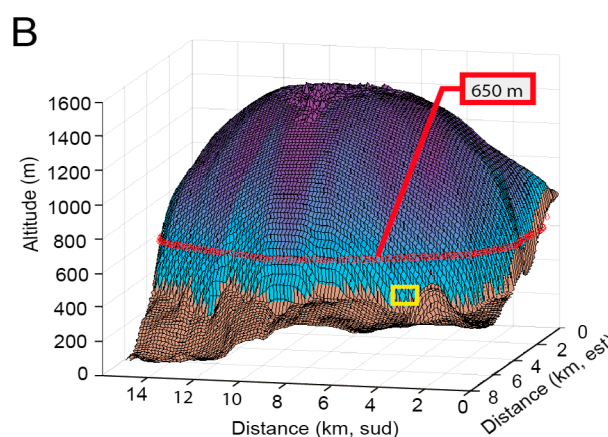


Fig. 4 – Lyngmarksbræen glacier flow modeling from the degree-day glaciological model.

Current ice cap and glacier of the Lyngmarksbræen (A) and the maximum extension of the Lyngmarksbræen glacier during the last millennium (B) on Disko Island. The difference between the current equilibrium line altitude (ELA) and the one determined for the last millennium is 210 m. The yellow box represents the moraines studied (1) and thus the maximum glacier advance in the last millennium. These data were obtained by applying the degree-day glaciological model.

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. 4B). Nous avons donc recherché plusieurs scénarios possibles pouvant rendre compte de ces caractéristiques glaciologiques (tab.1) 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. 1) 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.

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

Tab. 1 – 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.

Tab. 1 – Climatic variables that provide equilibrium line altitude (ELA) at 650 m a.s.l based on current climate data using the degree-day glaciological model.

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

Cette altitude de la LEG correspond à un front glaciaire représentatif des moraines étudiées, soit à un paléo-front à 416 m d'altitude.

This elevation of the ELA corresponds to a glacial front representative of the moraines studied, a paleo-front at 416 m a.s.l.

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°C et -1,6°C permet de créer le front de la moraine M2 à 416 m d'altitude (tab. 1), en accord avec les observations de terrain.

5. Discussion

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°C par rapport aux dernières décennies en supposant une variation des précipitations de l'ordre de ± 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. 5) (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. 5D).

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. 2) 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 et 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 et 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.

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 et al.,

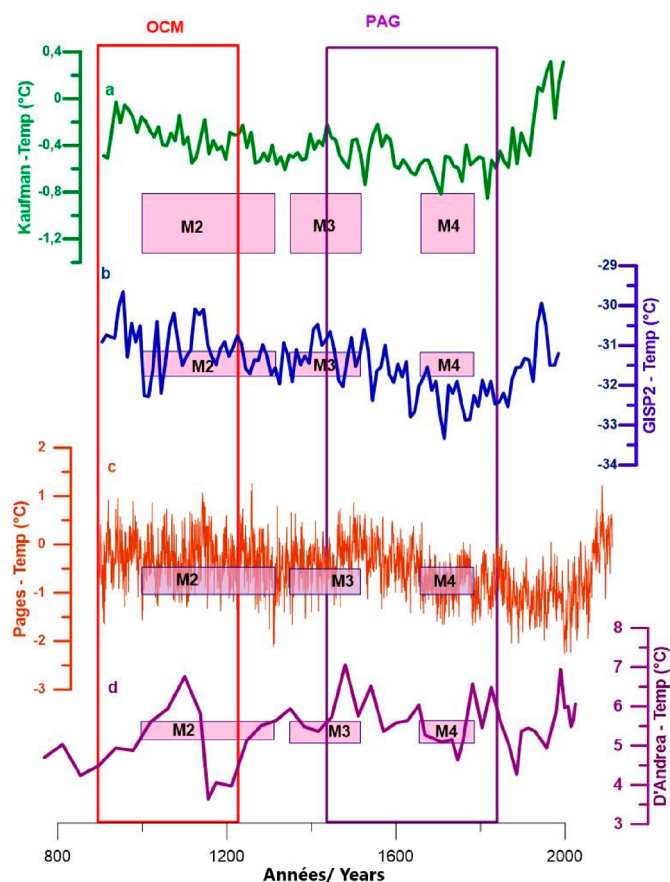


Fig. 5 – Comparaison de reconstructions de températures multiproxies à différentes échelles de l'hémisphère Nord.

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 historique), 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.

Fig. 5 – Comparison of multiproxies temperature reconstructions at different scales in the Northern Hemisphere.

Reconstruction of summer temperatures between 60°N and 80°N according to Kaufman et al. (2009) (curve a), reconstruction of temperatures in central Greenland (GISP2 ice carot) according to Kobashi et al. (2008) (curve b - temperature anomaly in reference to the average historical time), reconstruction of temperatures in the northern hemisphere by PAGES 2k Consortium (2013) (curve c - temperature anomaly with reference period average 1961-1990), reconstruction of summer temperature of a glacial lake near Kangerlussuaq according to D'Andrea et al. (2011). The pink boxes represent the temperature range of the last millennium resulting from the PDD model of this study (i.e. between -1.3°C and -1.6°C compared to the current one) for the moraines of the last millennium (age and uncertainties). MCA. Medieval Climate Anomaly; LIA. Little Ice Age.

2005 ; Huss et al., 2009 ; Langebroek et 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 et al. (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 2 est supérieure à celle identifiée 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 et 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.

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°C à -1,6°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.

Conclusion

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

Tab. 2 – 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

Tab. 2 – Sensitivity test on the temperature variation at the end of the MCA on Disko Island according to the variation of glaciological and climatic parameters.

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.

Remerciements

Les auteurs remercient les membres de l’*Arctic Station* pour la mise à disposition des données météorologiques dans cette étude, ainsi que le soutien d’INTERACT dans la poursuite de nos recherches au Groenland. Nous remercions enfin les deux relecteurs anonymes pour leurs commentaires qui ont contribué à améliorer ce travail.

Références

- 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, 411-418.
DOI : 10.1038/nature19082
- Amante C., Eakins B.W. (2009) – ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS, NGDC-24, 19 p.
DOI : 10.7289/V5C8276M
- 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 (D15), D15106.
DOI : 10.1029/2005JD006765
- 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 García Moreno A., García Sánchez J., Maximiano Castillejo A. and Rios Garaizar J. (Eds.): *Debating Spatial Archaeology. Landscape and Spatial Analysis in Archaeology*. Publican, Santander, 113-130.
- Bamler R., Hartl P. (1998) – Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, 14 (4), R1.
DOI : 10.1088/0266-5611/14/4/001
- Blard P.-H., Lavé J., Pik R., Wagnon P., Bourlès D. (2007) – Persistence of full glacial conditions in the central Pacific until 15,000 years ago. *Nature*, 449, 591-594.
DOI : 10.1038/nature06142
- Box J.E. (2002) – Survey of Greenland instrumental temperature records: 1873-2001. *International Journal of Climatology*, 22, 1829-1847.
DOI : 10.1002/joc.852
- Braithwaite R.J. (1985) – Calculation of degree-days for glacier-climate research. *Zeitung Gletscherkd Glazialgeol*, 20, 1984, 1-8.
- Braithwaite R.J. (1995) – Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. *Journal of Glaciology*, 41 (137), 153-160.
DOI : 10.3189/S0022143000017846
- 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.
DOI : 10.3189/172756500781833511
- Braithwaite R.J., Raper S.C. (2007) – Glaciological conditions in seven contrasting regions estimated with the degree-day model. *Annals of Glaciology*, 46, 297-302.
DOI : 10.3189/172756407782871206
- Braithwaite R.J. (2011) – Degree-days. In: Singh V.P., Singh P.S., Haritashya U.K. (Eds.): *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Netherlands, 186-190.
DOI : 10.1007/978-90-481-2642-2_104
- 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.
DOI : 10.5194/tc-7-681-2013
- 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.
DOI : 10.1073/pnas.1101708108
- 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, F03017.
DOI : 10.1029/2010JF001939
- Favier V., Verfaillie D., Berthier E., Menegoz M., Jomelli V., Kay J.E., Ducret L., Malbêteau Y., Brunstein D., Gallée H., Park Y.-H., Rinterknecht V. (2016)** – Atmospheric drying as the main driver of dramatic glacier wastage in the southern Indian Ocean. *Scientific Reports*, 6, 32396.
DOI : 10.1038/srep32396
- Fettweis X., Box J.E., Agosta C., Amory C., Kittel C., Lang C., van As D., Machguth H., 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.
DOI : 10.5194/tc-11-1015-2017
- Francou B., Vincent C. (2007)** – *Les Glaciers à l'épreuve du climat*. Paris, IRD Edition. Ed. Belin, Paris, 274 p.
- 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.
DOI : 10.3189/2014JG14J011
- 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.
- 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.
DOI : 10.1175/2009JCLI2845.1
- Gerbaut M. (2005)** – Reconstruction du bilan de masse des glaciers alpins et impact d'un changement climatique. Thèse de doctorat, université de Grenoble 1, 132 p.
- GIEC (2013)** – Annexe III: Glossaire, Planton, S. (Eds.): Changements climatiques 2013: Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 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, Royaume-Uni et New York, NY, États-Unis d'Amérique, 1447-1466.
DOI : 10.1017/CBO9781107415324.031
- Graham L. (1974)** – Synthetic interferometer radar for topographic mapping. *Proceedings of the IEEE*, 62, 763-768.
DOI : 10.1109/PROC.1974.9516
- Greenland Ice-core Project (GRIP) Members (1993)** – Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 364, 203-207.
DOI : 10.1038/364203a0.
- Greuell W., Genthon C. (2003)** – Modelling land ice surface mass balance. In Bamber J.L., Payne A.J. (Eds.): *Mass balance of the cryosphere: observations and modelling of contemporary and future changes*. Cambridge, Cambridge University Press, 117-168.
- 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*, Année LVIII, 5-38.
- 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.
- Harper J.T., Humphrey N.F. (2003)** – High altitude Himalayan climate inferred from glacial ice flux. *Geophysical Research Letters*, 30 (14), 1764.
DOI : 10.1029/2003GL017329.
- Hock R. (2003)** – Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282, 104-115.
DOI : 10.1016/S0022-1694(03)00257-9
- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J. (2005)** – Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene*, 15, 789-801.
DOI : 10.1191/0959683605hl853ra
- Humlum O. (1998)** – The climatic significance of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9 (4), 375-395.
DOI : 10.1002/(SICI)1099-1530(199810/12)9:4<375::AID-PPP301>3.0.CO;2-0
- Huss M., Funk M., Ohmura A. (2009)** – Strong Alpine glacier melt in the 1940s due to enhanced solar radiation. *Geophysical Research Letters*, 36.
DOI : 10.1029/2009GL040789
- Ingólfsson O., Frich P., Funder S., Humlum O. (1990)** – Paleoclimatic implications of an early Holocene glacier advance on Disko Island, West Greenland. *Boreas*, 19, 297-311.
DOI : 10.1111/j.1502-3885.1990.tb00133.x
- 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.
DOI : 10.1038/nature10150
- Jomelli V., Lane T., Favier V., Masson-Delmotte V., Swingedouw D., Rinterknecht V., Schimmelpennig I., Brunstein D., Verfaillie D., Adamson K., Leanni L., Mokadem F., ASTER Team (2016)** – Paradoxical cold conditions during the medieval climate anomaly in the Western Arctic. *Scientific Reports*, 6, 32984.
DOI : 10.1038/srep32984
- Kaufman D.S., Schneider D.P., McKay N.P., Ammann C.M., Bradley R.S., Briffa K.R., Miller G.H., Otto-Bliesner B.L., Overpeck J.T., Vinther B.M., Arctic Lakes 2k Project Members (2009)** – Recent warming reverses long-term arctic cooling. *Science*, 325, 1236-1239.
DOI : 10.1126/science.1173983
- 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.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2008.12.008
- 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 (19), 4675-4686.
DOI : 10.1016/j.gca.2008.07.006.
- 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.

- DOI : 10.5194/tc-2016-15
- 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.
DOI : 10.1093/petrology/egp048
- Le Roy Ladurie E. (1967)** – Histoire du climat depuis l'an mil. Collection Nouvelle bibliothèque scientifique, Flammarion, Paris, 376 p.
- 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.L. (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.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2013.06.024
- Massa C., Bichet V., Gauthier E., Perren B.B., Mathieu O., Petit C., Monna F., Giraudeau J., Losno R., Richard H. (2012)** – A 2500 year record of natural and anthropogenic soil erosion in South Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 32, 119-130.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2011.11.014
- 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 (D7), 12839-12847.
DOI : 10.1029/93JD01085
- 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: Precipitation in Greenland. *International Journal of Climatology*, 35, 303-320.
DOI : 10.1002/joc.3986
- 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.
DOI : 10.1016/j.yqres.2014.01.004
- Moreno-Chamarro E., Zanchettin D., Lohmann K., Luterbacher J., Jungclauss J.H. (2017)** – Winter amplification of the European Little Ice Age cooling by the subpolar gyre. *Scientific Reports*, 7, 9981.
DOI : 10.1038/s41598-017-07969-0
- 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.
- North Greenland Ice Core Project Members (2004)** – High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431, 147-151.
DOI : 10.1038/nature02805
- Olesen O.B., Braithwaite R.J. (1989)** – Field Stations for Glacier-Climate Research, West Greenland. In Oerlemans J. (Ed.): *Glacier fluctuations and climatic change*, *Glaciology and Quaternary Geology*, 6, Springer, Dordrecht, 207-218.
- PAGES 2k Consortium (2013)** – Continental-scale temperature variability during the past two millennia. *Nature Geoscience*, 6, 339-346.
DOI : 10.1038/ngeo1797
- PAGES 2k Consortium (2017)** – A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era. *Scientific Data*, 4, 170088.
DOI : 10.1038/sdata.2017.88
- Quervain M. (1979)** – Schneedeckenablation und Gradtag im Versuchsfeld Weisfluhjoch. *Mitteilung VAW/ETH Zürich*, 41, 215-232.
- 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.
DOI : 10.3189/172756409787769537
- Six D., Vincent C. (2014)** – Sensitivity of mass balance and equilibrium-line altitude to climate change in the French Alps. *Journal of Glaciology*, 60 (223), 867-878.
DOI : 10.3189/2014JoG14J014
- 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.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2014.11.018
- Solomina O., Bradley R.S., Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D., Koch J., Masiokas M., Miller G., Nesje A., Nicolussi K., Owen L., Wanner H., Wiles G., Yang B. (2016)** – Glacier fluctuations in the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, 149, 61-90.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2016.04.008
- 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.
DOI : 10.1016/j.rse.2011.05.028
- Uppala S., Dee D., Kobayashi S., Berrisford P., Simmons A. (2008)** – Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. *ECMWF Newsletter*, 115, 12-18.
DOI : 10.21957/byinox4wot
- Vincent C., Le Meur E., Six D., Funk M. (2005)** – Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps. *Geophysical Research Letters*, 32, L09706.
DOI : 10.1029/2005GL022552
- 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, 385-388.
DOI : 10.1038/nature08355
- Vinther B.M. (2011)** – The medieval climate anomaly in Greenland ice core data. *PAGES news*, 19 (1), 27.
- Wallace J.M., Hobbs P.V. (1977)** – Atmospheric science: An introductory survey. Academic Press, New York, 467 p.
- 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.
DOI : 10.1016/j.quascirev.2014.04.026
- Yde J.C., Knudsen N.T. (2007)** – 20th-century glacier fluctuations on Disko Island (Qeqertarsuaq), Greenland. *Annals of Glaciology*, 46, 209-214.
DOI : 10.3189/172756407782871558
- 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 (11), e1500806.
DOI : 10.1126/sciadv.1500806

Abridged English version

The global evolution of temperatures in the Northern hemisphere during the last millennium masks a large regional variability (PAGES 2k Consortium, 2013). Summer temperatures in regions between 60°N and 80°N are cooler than those below the Arctic Circle during the Medieval Climate Anomaly (MCA), while the current warming is more pronounced (Kaufman et al., 2009). Past glacial extensions are a good indicator of this regional variability of temperatures above 60°N. This is the case with the Western of Greenland (69–70°N), where recent research has shown glacial advance during the MCA with an intensity similar to the glacial advances during Little Ice Age (LIA) (Young et al., 2015; Jomelli et al., 2016). With the sensitivity of glaciers to temperature, these advances suggest a consequent cooling during the MCA, which remains unclear.

The main objective of this paper is to propose an estimation of annual temperatures for the glacial extension of the Lyngmarksbræen glacier on Disko's Island at the MCA, Western of Greenland (fig. 1, 2A–B). This analysis is based on a chronology of moraines determined by Jomelli et al. (2016) using cosmogenic dating (^{36}Cl). The maximum extent of the Lyngmarksbræen glacier over the last millennium is indicated by a nesting of moraines 2 to 10 m high, 1,7 km from the actual glacial front at 416 m a.s.l (above sea level) and a few tens of meter distance from each other. These nested moraines M2, M3, and M4 are respectively dated to 1200 ± 130 AD, 1450 ± 90 AD and 1720 ± 60 AD. The glacial advance recorded by the M2 moraine corresponds to the end of the MCA. Moraines that could have been deposited after 1200 AD, were dismantled by the glacial advances of LIA (M3, M4) which had advances intensity close to the MCA's advance suggesting similar climatic conditions during their formation (fig. 2C)

To estimate regional climate conditions responsible for these glacier extents the positive degree-day model (PDD) was used. The missing climate data (rainfall gradient and lapse rate) are determined from the MAR atmospheric model. To demonstrate the good correspondence between the surface mass balance (SMB) simulated by the PDD and the MAR's SMB, the glaciological model was forced by precipitation and temperatures from the meteorological station of Ilulissat (fig. 3). To simulate the SMB of the Lyngmarksbræen Glacier, the PDD was forced by temperature and precipitation data from the Arctic Station's weather station at Disko Island and rainfall gradient and lapse rate determined by the MAR. Establishing a range of paleo-extensions of the glacier and to get the change of the glacial equilibrium line altitude (ELA) for various climate scenarios (Gallée and Schayes, 1994; Braithwaite and Raper, 2007; Feittweis et al., 2017).

The results of the simulation of the current glacier condition are

consistent with field measurements and propose a current ELA at 860 m a.s.l. (fig. 4A). With the M2 moraine as a reference extension, the PDD proposes an elevation of the ELA at 650 m a.s.l. for the last millennium (fig. 4B). Palaeoclimatic solutions are multiple (tab. 1). Snow accumulation changes documented from ice core records over the last millennium do not exceed $\pm 10\%$ (Andersen et al., 2006). Based on these variations the most likely paleoclimatic scenarios show a decrease in temperatures between -1.3°C and -1.6°C compared to the last decades. These simulations therefore show that the end of the MCA was marked by multi-decadal cold periods with a sufficient intensity to cause a major advance of the Lyngmarksbræen glacier on Disko Island. These cold phases seem not to be reflected in temperature reconstructions carried out at larger scales in the Northern hemisphere (Kobashi et al., 2008; Kaufman et al., 2009). This local cooling appears to be consistent with what has been described from lake sediment 250 km south of Disko near Kangerlussuaq (D'Andrea et al., 2011) (fig. 5). However, the results of the PDD model depend largely on melting factors, precipitation factors and lapse rate (Langebroek and Nisancioglu, 2016). Although the most probable and validated parameters are those used previously, other parameter values have been tested. We have taken here only value sets available in the literature for similar latitudes (Wallace and Hobbs, 1977; Gardner et al., 2009; Braithwaite and Zong, 2000). Therefore these various parameters have been modified to keep the glacier at its current equilibrium. We then re-evaluated the temperatures required to establish the MCA moraine for each set of parameters. These tests show that the influence of the variation of the glaciological model parameters on the temperature estimations at the end of the MCA is low. Modelled cooling do not exceed 0.25°C in the temperature estimations (tab. 2) whatever the selected value of the parameters.

However, the existence of the M2 moraine formed during the MCA near the LIA moraines (M3, M4), suggests climatic conditions quite similar for these two periods of time. This hypothesis seems consistent with recent results documenting the temperature evolution in Western Europe (Moreno-Chamarro et al., 2017). Indeed, the authors show thermal anomalies of similar amplitude during the MCA and LIA and important spatial variability. Moreover the palao-oceanic conditions favoured low sea ice concentration near Disko during the LIA. These elements support the hypothesis of different climatic conditions during the MCA in this part of Greenland and highlight the difficulty of understanding the complexity of climate and the need for further research in this direction to better understand the spatial heterogeneity of Greenland's climate.