

**bŷ Bilan de masse en surface à haute résolution au Groenland
bŷ MAR et d'une technique de régionalisation couplée**

Auteur : Kittel, Christoph

Promoteur(s) : Fettweis, Xavier; Agosta, Cécile; 1116

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master en sciences géographiques, orientation climatologie, à finalité approfondie

Année académique : 2015-2016

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/1585>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative" (BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.



UNIVERSITÉ DE LIÈGE
Faculté des sciences
Département de géographie

Bilan de masse en surface à haute résolution au Groenland à l'aide du modèle MAR et d'une technique de régionalisation couplée

*Mémoire présenté par
Christoph KITTEL
en vue de l'obtention du titre de
Master en sciences géographiques
orientation climatologie*

*Année académique
2015-2016*

*Membres du jury
Xavier FETTWEIS (Promoteur)
Cécile AGOSTA (Co-promotrice)
Charlotte LANG (Co-promotrice)
Michel ERPICUM
Aurélia HUBERT-FERRARI*

Tout d'abord, je voudrais remercier mes promoteurs Xavier Fettweis, Cécile Agosta et Charlotte Lang pour leurs conseils, explications sur le modèle et leur patience sans oublier leur suivi régulier de mon travail.

J'aimerais également remercier l'ensemble des professeurs qui m'ont enseigné, toujours avec passion, leur matière. A ce sujet, je voudrais remercier particulièrement M. Erpicum qui m'a dans un premier temps définitivement convaincu de suivre des études de géographie et ensuite de choisir cette orientation pour mon master. Durant ces cinq ans, il n'a cessé chaque année d'éveiller notre esprit critique et notre intérêt, de nous obliger à atteindre un niveau scientifique tout en étant présent pour ses étudiants à chaque instant.

Par ailleurs, merci également aux membres du laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, Alexandre, Sébastien, Coraline et Chloé pour vos nombreux conseils.

Enfin, j'aimerais remercier ma famille pour leur présence lors des doutes et autres moments critiques. Je n'oublie évidemment pas mes camarades de classe Corentin, Guillaume, Maxime et Ingrid, sans compter ceux qui ont pris d'autres voies ou suivent aujourd'hui le même parcours que nous, particulièrement Martin et Amaury, et les nombreux moments que nous avons pu vivre.

Abstract

During the last two decades, the Greenland Ice Sheet has retreated through an increase of meltwater run-off in summer, which has not been compensated by an increase of precipitations. Furthermore, the ice lost rate has also accelerated leading to a faster sea level rise and more fresh water input into the ocean (Vaughan *et al.*, 2013; Fettweis *et al.*, 2013(a)). Main uncertainties in the assessment of Greenland Ice Sheet's surface mass balance (SMB) come from margins where more specific processes occur. For instance, snow albedo feedback and refreezing of melted water or rainfalls can strengthen or weaken the melting. Furthermore, the steep topography at margins is responsible for the spatial distribution of precipitations which account for the mass accumulation of the Greenland Ice Sheet. In a modelling context, it means that (very) high resolution models are needed to resolve these features. Nonetheless, it also means a significant simulation time. This is why this study presents the evaluation of a new online downscaling method in the MAR model that enables to use a high resolution grid in the land-ice module SISVAT fully coupled with the MAR atmospheric module running at a twice as low resolution. This method corrects humidity and near-surface temperature from MAR with the help of a gradient based on altitude before forcing the surface module. We run simulations forced by ERA-Interim reanalyses at two resolutions over the Greenland Ice Sheet between 1979 and 2014. Online downscaled SMB results are evaluated against the PROMICE database and show better agreement with in situ SMB observations than extrapolated results from the low resolutions. We also compare the online downscaling method to an offline downscaling method and shows that there is few significant differences between them except near the equilibrium line. Melted water and rain at the surface can only refreeze entirely in the online downscaling method while this process is implicit in the offline method. If compared to MAR at a same resolution, online downscaled results show more accumulation at the top of the Ice Sheet but more ablation at margins due to snowfall biases strengthening the snow albedo feedback. Furthermore, temperature gradients are slightly overestimated leading to more melting. In conclusion, online downscaling method has to be improved by correcting precipitations in addition to previous correction. Offline method is still enough to couple middle to high resolution Climate Models with Ice Sheet Models that run at very high resolution.

Résumé

Durant les vingt dernières années, l'inlandsis du Groenland a progressivement diminué en taille suite à une augmentation du ruissellement de l'eau de fonte en été sans compensation par une augmentation des précipitations. De plus, le taux de perte de la glace s'est aussi accéléré, ce qui a comme conséquence une élévation plus rapide du niveau général des mers et davantage d'eau douce rejetée dans l'océan (Vaughan *et al.*, 2013; Fettweis *et al.*, 2013(a)). Les principales incertitudes lorsqu'on estime le bilan de mase en surface (BMS) de l'inlandsis du Groenland proviennent des marges où plusieurs processus particuliers ont lieu. Par exemple, la rétroaction de l'albédo de la neige et le regel de l'eau fondu en surface peut renforcer ou au contraire diminuer la fonte. De plus, les fortes pentes en bordure d'inlandsis sont responsables de la distribution spatiale des précipitations qui correspondent à l'accumulation de masse de l'inlandsis. En modélisation, cela signifie qu'il est nécessaire d'utiliser des modèles avec une (très) haute résolution pour résoudre ces caractéristiques, ce qui est très couteux en temps de calcul. C'est pourquoi cette étude présente l'évaluation d'une nouvelle méthode de régionalisation couplée dans le modèle MAR qui permet d'utiliser une grille à haute résolution dans le module de surface (SISVAT) couplé au module atmosphérique de MAR utilisant une résolution deux fois plus basse. La méthode corrige l'humidité spécifique et la température de proche-surface de MAR à l'aide d'un gradient d'altitude avant de forcer le module de surface. Des simulations ont été lancées avec deux résolutions différentes et sont forcées avec les réanalyses ERA-Interim sur la période allant de 1979 à 2014. La régionalisation couplée est évaluée par rapport à la base de données PROMICE et montrent de meilleurs résultats avec les observations de BMS sur l'inlandsis par rapport aux résultats de MAR dans sa version standard. La comparaison de la régionalisation couplée à une régionalisation *a posteriori* a révélé peu de différence significative sauf près de la ligne d'équilibre. Seule la méthode couplée permet de faire régler entièrement l'eau fondu et la pluie en surface tandis que ce processus n'est qu'implicitement pris en compte dans la méthode *a posteriori*. Comparé à MAR dans sa version standard à résolution équivalente, les résultats régionalisés de façon couplée montrent une surestimation de l'accumulation au centre de l'inlandsis et une surestimation de l'ablation aux marges dus aux biais que la méthode implique sur les précipitations renforçant la rétroaction de l'albédo de la neige. En outre, les gradients de température sont légèrement trop importants entraînant plus de fonte. En conclusion, la méthode de régionalisation couplée doit encore être améliorée en intégrant une correction des précipitations. Pour ce qui est du couplage entre modèle de dynamique glaciaire à très haute résolution et modèle climatique à haute résolution, la méthode *a posteriori* reste suffisante.

Table des matières

Liste des abréviations et acronymes	7
1. Introduction	9
1.1. Contexte.....	9
1.1.1 Importance de l'inlandsis du Groenland.....	9
1.1.2 Bilan de masse en surface	10
1.1.3 Description de l'inlandsis du Groenland.....	10
1.1.4 Processus spécifiques en zone de fonte.....	11
1.1.5 Intérêt de ce travail	12
1.2 Plan du travail	12
2. État de l'art	14
2.1 Changements récents	14
2.2 Reconstruction du bilan de masse.....	17
2.2.1 Stations météorologiques et observations	17
2.2.2 Mesures satellitaires.....	19
2.2.3 Modèles climatiques.....	20
2.2.4 Analyse spatiale du bilan de masse en surface.....	22
2.3 Régionalisation.....	24
2.3.1 Régionalisation a posteriori	25
2.3.2 Régionalisation couplée	27
2.4 Objectifs.....	28
3. Hypothèses	29
4. Méthodologie	30
4.1 Modèle et simulations	30
4.1.1 Le modèle MAR.....	30
4.1.2 SISVAT	31
4.1.3 Configurations et simulations	33
4.2 Observations PROMICE	39
4.3 Méthode a posteriori et comparaisons	40
4.3.1 Méthode a posteriori.....	40
4.3.2 Comparaison des méthodes	41
5. Résultats	43

5.1	Évaluation	43
5.2	Apport de la régionalisation couplée par rapport aux résultats standards....	45
5.2.1	Comparaisons intégrées sur l'inlandsis.....	45
5.2.2	Comparaisons spatiales.....	48
5.2.3	Importance du regel.....	53
5.2.4	Evolution journalière	55
5.3	Régionalisation couplée vis-à-vis de MAR à résolution équivalente	56
5.3.1	Comparaison intégrée	56
5.3.2	Comparaison spatiale.....	57
6.	Discussion.....	64
6.1	Limites et intérêts de la régionalisation couplée	64
6.1.1	Limites.....	64
6.1.2	Intérêts	66
6.2	Limites de la méthodologie.....	67
7.	Conclusions.....	69
7.1	Synthèse	69
7.2	Perspectives.....	70
	Références	72
	Annexes	84

Liste des abréviations et acronymes

BM	Bilan de masse
BMS	Bilan de masse en surface
GCM	<i>General Climate Model</i>
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du climat
MAR	Modèle Atmosphérique Régional
MAR35	Résultats de MAR à 35 km de résolution
MAR35-PID	Résultats de MAR à 35 km de résolution interpolés par pondération inverse à la distance sur une grille à 17.5 km
MAR35-RAP	Résultats de MAR à 35 km de résolution interpolés par régionalisation a posteriori sur une grille à 17.5 km
MAR35/17.5	Résultats de MAR avec régionalisation couplée dans SISVAT à 17.5 km de résolution
MAR20	Résultats de MAR à 35 km de résolution
MAR20-PID	Résultats de MAR à 20 km de résolution interpolés par pondération inverse à la distance sur une grille à 10 km
MAR20-RAP	Résultats de MAR à 20 km de résolution interpolés par régionalisation a posteriori sur une grille à 20 km
MAR20/10	Résultats de MAR avec régionalisation couplée dans SISVAT à 10 km de résolution
PDD	<i>Positive degree days</i>
PID	Pondération inverse à la distance
PROMICE	<i>Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet</i>
RAP	Régionalisation a posteriori
RCM	<i>Regional Climate Model</i>
REFS	Ruisseaulement de l'eau de fonte en surface
RG	Regel
RMSE	<i>Root Mean Square Error</i>
SISVAT	<i>Soil-Ice-Snow-Vegetation-Atmosphere-Transfer</i>

SU

Sublimation

Chapitre 1

Introduction

1.1. Contexte

1.1.1 Importance de l'inlandsis du Groenland

Dans un contexte de changements climatiques, le Groenland fait régulièrement parler de lui. Récemment, la presse a fait état d'une base américaine abandonnée avec des déchets radioactifs sous la glace (*Le Parisien*, 2016) alors que l'on parlait il y a quelques années d'entreprises intéressées par les nombreuses ressources sous-terraines (minéraux et hydrocarbures) dont le Groenland dispose (*Le Monde*, 2013). Ces deux faits ont un point commun : la fonte de l'inlandsis du Groenland. En effet, la fonte de la glace pourrait entraîner une contamination radioactive tandis qu'elle permettrait une exploitation moins couteuse des ressources minières.

Néanmoins, ne s'intéresser par exemple qu'aux mines groenlandaises reviendrait à oublier la principale préoccupation qu'entraîne la fonte de l'inlandsis, le second en taille après celui de l'Antarctique, à savoir sa contribution à l'augmentation progressive du niveau global moyen des mers. On estime que l'inlandsis a un volume de $2.96 \times 10^6 \text{ km}^3$, ce qui, si tout ce volume venait à fondre, se traduirait par une élévation de 7.4 m (Bamber *et al.*, 2013). De plus, le ruissellement de l'eau de fonte entraîne un rejet important d'eau douce (Bacon, 2002) qui mélangé avec des eaux océaniques, dont la salinité a diminué suite à la fonte de la banquise, provenant de l'océan Arctique, pourrait contribuer à modifier les caractéristiques des eaux profondes de la mer du Groenland (Karstensen *et al.*, 2005). Dès lors, de nombreuses études, encouragées par le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), cherchent à évaluer l'impact des changements climatiques sur la cryosphère, souvent vue comme « le thermomètre naturel de notre planète » (Vaughan *et al.*, 2013), et plus particulièrement sur l'inlandsis du Groenland.

1.1.2 Bilan de masse en surface

Une façon d'évaluer l'état d'un glacier en général consiste à évaluer son bilan de masse (BM) qui correspond à la différence entre la masse qu'il accumule et la masse qu'il perd. Les précipitations neigeuses, le regel des précipitations pluvieuses et la condensation sont responsables de l'accumulation. En ce qui concerne la perte, l'ablation se fait par ruissellement de l'eau de fonte en surface, l'évaporation et la sublimation, l'érosion de la neige par le vent, la fonte basale (c'est-à-dire au contact du glacier avec son socle rocheux) et le vêlage d'iceberg (Fettweis, 2006 ; Cogley *et al.*, 2011). Au Groenland, la perte totale est répartie de façon plus ou moins égale entre les processus de surface et la dynamique glaciaire (van den Broek *et al.*, 2009 ; Mernild et Liston, 2012). Comme l'inlandsis devrait reculer dans le futur conduisant à une diminution de la contribution du vêlage, la perte sera principalement contrôlée par les processus de surface et particulièrement le ruissellement de l'eau de fonte (Mernild et Liston, 2012). On définit le bilan de masse en surface (BMS) en considérant uniquement les processus de surface, c'est-à-dire en négligeant la dynamique glaciaire (vêlage d'iceberg et fonte basale).

$$BMS = PN + RG + CO - REFS - SU - EV - EN$$

Eq. 1 Equation du Bilan de Masse en Surface (BMS), avec PN les précipitations neigeuses, RG le regel de l'eau en surface, CO la condensation, REFS le ruissellement de l'eau de fonte en surface, SU la sublimation, EV l'évaporation et EN l'érosion de la neige par le vent.

1.1.3 Description de l'inlandsis du Groenland

L'inlandsis est divisé en deux zones principales : au centre la zone d'accumulation et aux marges la zone d'ablation, que l'on peut subdiviser en plusieurs sous-zones selon les caractéristiques de la neige et de la glace (Fettweis, 2006). La zone plus au centre de l'inlandsis, là où la neige ne fond jamais s'appelle la zone de neige sèche (*dry snow zone*). En dessous de cette zone se trouve la zone de percolation (*percolation zone*). A cet endroit, la neige fond lors de l'été, mais règle très rapidement en s'infiltrant dans le névé. Rappelons que le névé constitue la première phase de transformation de la neige vers la glace, il s'agit de neige qui a été compactée et a déjà subi une métamorphose au niveau de sa forme. La zone de neige mouillée (*wet snow zone*) se distingue de la précédente par le fait que l'eau capillaire reste en phase liquide dans le névé. Néanmoins, la zone de neige mouillée n'est jamais complètement saturée en eau, de sorte que le ruissellement ne s'y produit pas. C'est ainsi qu'on distingue la zone de neige fondu (*slush zone*) séparée de la zone de neige mouillée par la ligne de ruissellement qui détermine l'altitude à partir de laquelle on observe un ruissellement de l'eau de fonte en surface. La zone de neige fondu, en plus d'être caractérisée par du ruissellement, diffère des zones plus basses en altitude par le fait que le névé ne fond pas entièrement à la fin de l'été. En dessous de la ligne de neige vient la zone de glace superposée (*surimposed zone*). Cette glace est formée par le gel de neige fondu. Toutes les zones décrivées jusqu'à présent font partie de la zone d'accumulation qui reprend tous les lieux où le bilan de masse est positif. La ligne d'équilibre (bilan de masse équivalent à zéro) sépare la

zone d'accumulation de la zone d'ablation de l'inlandsis où le bilan de masse est négatif (Fettweis, 2006; Chu, 2014).

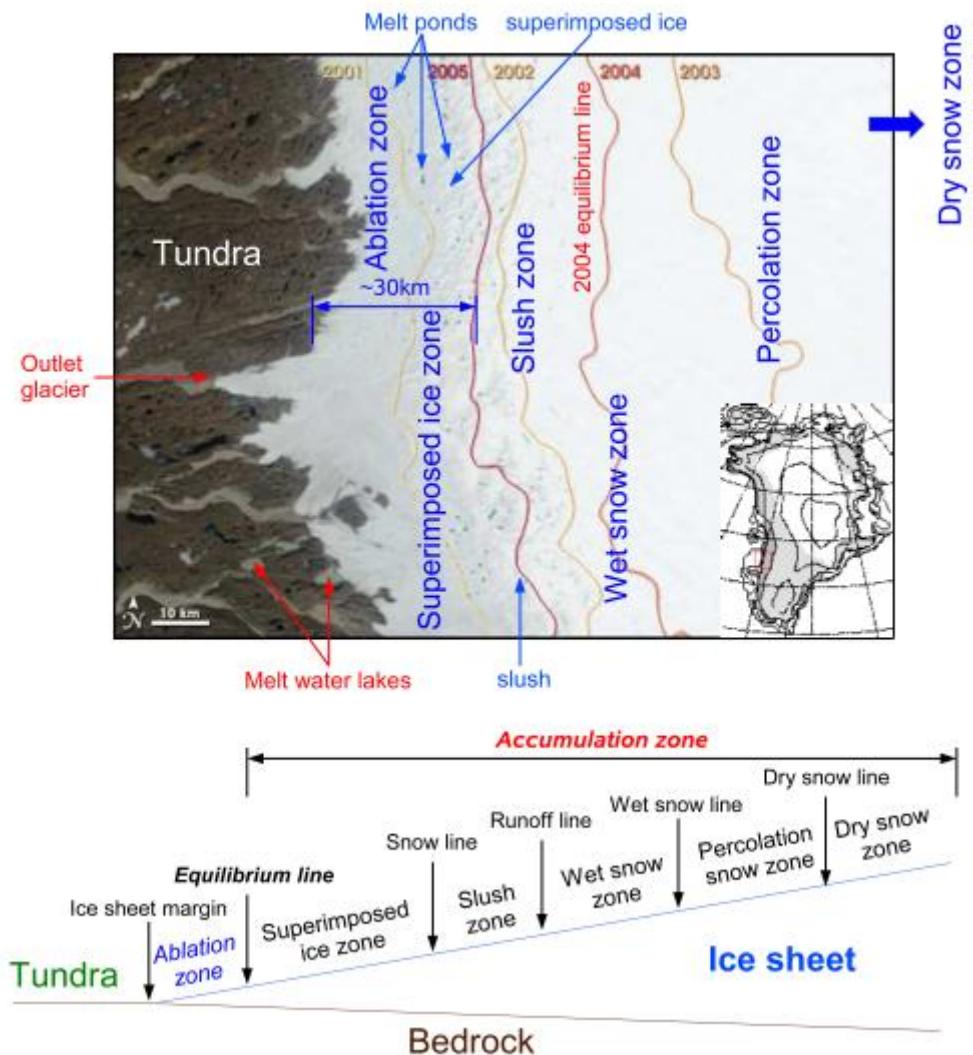


Fig. 1 Haut) Différentes zones sur l'inlandsis du Groenland près du K-Transect (Sud-ouest du Groenland). La position des lignes d'équilibres de 2001 à 2005 est également représentée. Bas) Transect représentant les aires et les limites entre ces zones. (Extrait de Fettweis, 2006 ; l'image originale provient de la Nasa: <http://earthobservatory.nasa.gov/>)

1.1.4 Processus spécifiques en zone de fonte

Définir précisément ces différentes zones est très important. En effet, les faciès de la neige qui y sont associés, peuvent augmenter ou au contraire diminuer la quantité de fonte et *in fine* la quantité de ruissellement, car à chaque faciès est associé un albédo différent. Ainsi, là où la neige reste présente toute l'année correspond l'albédo le plus haut tandis qu'il diminue lors de la transformation de la neige en glace, mais également selon la fonte, puisque l'eau en surface a tendance à former des lacs et à assombrir la surface de l'inlandsis. C'est ce qui explique la rétroaction de l'albédo de la neige sur la fonte : en fondant, la neige fait apparaître des surfaces plus sombres (glace, toundra et accumulation d'eau), entraînant une réduction de l'albédo et donc une augmentation de la quantité de rayonnement

solaire absorbé conduisant à davantage de fonte et ainsi de suite (Box *et al.*, 2012 ; Thackeray et Fletcher, 2016). C'est pourquoi les années avec peu d'accumulation en hiver sont souvent marquées par des épisodes de fonte importants durant l'été comme en 2007 (Ettema *et al.*, 2009). De plus, la présence de neige et de névé permet de retenir davantage d'eau et de diminuer le ruissellement retardant par ailleurs l'apparition de la glace et diminuant ainsi la capacité de rétroaction de l'albédo de la neige.

1.1.5 Intérêt de ce travail

Les conditions climatiques difficiles, températures froides et rayonnement solaire saisonnier, sont responsables de la difficulté d'obtenir des données d'observation sur le terrain (Mernild *et al.*, 2010), de sorte qu'estimer le climat et le BMS du Groenland s'avère difficile à partir de mesures in-situ. La modélisation se révèle être l'outil idéal pour accomplir cette tâche et particulièrement la modélisation à l'aide de modèles climatiques régionaux spécialisés dans la représentation du climat polaire. En effet, ces modèles, comme il en sera question par la suite, permettent de décrire les processus responsables de la perte et du gain de masse en surface de l'inlandsis du Groenland. Néanmoins, autant la zone d'accumulation s'étend sur la majorité de l'inlandsis, autant la zone d'ablation ne représente que 10% de la superficie de glace. De plus, sa largeur est très faible allant d'1 km à 150 km là où elle est la plus large (Franco *et al.*, 2012). Le défi de l'estimation du BMS réside donc dans le fait de pouvoir résoudre cette zone où toute la perte de masse en surface a lieu.

Vu d'une part la difficulté de représenter les processus en zone de fonte, et d'autre part la forte variabilité spatiale de la topographie du Groenland aux marges de l'inlandsis, là où les processus les plus importants ont lieu, il est nécessaire pour modéliser le BMS d'utiliser une (très) haute résolution que seuls les modèles climatiques régionaux (RCM) peuvent atteindre. Néanmoins, ceci demande un temps de calcul conséquent et c'est pourquoi une méthode de régionalisation permettant d'obtenir des résultats à plus haute résolution, sans pour autant augmenter significativement le temps de calcul, a été implémentée dans le modèle MAR (Modèle Atmosphérique Régional) par Lang (2015). Ce modèle est spécialisé dans les régions polaires, y a été validé à de nombreuses reprises et est développé conjointement par le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (Grenoble) et le laboratoire de Climatologie et topoclimatologie de l'Université de Liège (ULg). Dès lors, l'objectif de ce travail consistera à évaluer cette méthode sur l'inlandsis du Groenland et de la comparer aux autres interpolations des résultats déjà développées notamment ici à l'ULg.

1.2 Plan du travail

Le chapitre 2 aura pour objectif de décrire l'état de l'art relatif à l'estimation du bilan de masse du Groenland. Il sera ainsi question de la variabilité spatio-

temporelle du BMS et des méthodes mises en œuvre pour l'étudier avec leurs points forts et leurs points faibles, avant d'aborder la méthode implémentée dans le modèle MAR par Lang (2015). Les objectifs de ce travail y seront également présentés. En ce qui concerne le chapitre 3, il sera centré sur les hypothèses de cette étude. Le chapitre 4 aura pour but d'expliquer la démarche mise en œuvre dans ce travail, de décrire le modèle MAR et les méthodes de régionalisations utilisées. Le chapitre 5 présentera nos résultats et l'interprétation de ceux-ci, avant une discussion au chapitre 6. Les conclusions de ce travail se trouveront au chapitre 7.

Chapitre 2

Etat de l'art

Cette section a pour but de décrire les avancées générales dans la compréhension de l'évolution de l'inlandsis du Groenland. Il s'agit en premier lieu de décrire les changements récents qui ont lieu depuis le 20^{ème} siècle (2.1) pour en arriver à l'évaluation actuelle du bilan de masse (2.2) et plus particulièrement du bilan de masse en surface avec la description des méthodes les plus utilisées (observations directes, télédétection et modélisation). Suite au constat que les principales incertitudes des estimations du bilan de masse en surface concernent la zone d'ablation, la section présente également les méthodes récemment employées afin d'améliorer la description de cette zone (2.3). Enfin, les objectifs de ce travail sont décrits en fin de chapitre (2.4).

2.1 Changements récents

De façon générale, l'état et le volume d'une calotte peuvent être décrits par les composantes suivantes (Huybretschs *et al.*, 2004) :

- a. un ajustement au long terme qui est le résultat de la dynamique glaciaire héritée des climats depuis le dernier maximum glaciaire;
- b. un changement de bilan de masse récent durant les 20-21^{èmes} siècles, composante qui sera discutée par la suite;
- c. un changement de la dynamique de la glace suite à ces variations récentes (par extension, la vitesse et l'épaisseur de glace, la pente de la calotte);
- d. une réponse inattendue que l'on considérera comme provenant des variations à la base de la calotte ou au contact de la surface rocheuse sous la glace.

Bien que l'inlandsis du Groenland soit étudié par de nombreuses méthodes abordées dans la suite de ce travail, aucun consensus n'existe réellement sur la quantification exacte du BM(S) et de ses composantes (Vernon *et al.*, 2013). On

s'accorde à dire qu'il existe une période d'augmentation du volume des glaces entre 1932 et 1992 associée à une période plus froide, suivie d'une réduction depuis 1994, principalement guidée par l'augmentation de la fonte (Chu, 2014; Franco *et al.*, 2012).

Ainsi, les températures montrent une augmentation depuis les premières mesures en 1840 au Groenland. Plus précisément (Fig. 2), on note des périodes de réchauffement (1862–1873, 1885–1919, 1919–1932 et 1994 à aujourd'hui) et des périodes de refroidissement (1932–1946 et 1955–1982). Les périodes plus froides coïncident avec de multiples éruptions volcaniques (1861–1919, 1963–1984 et 1992) et donc une augmentation de la concentration d'aérosols réduisant le rayonnement solaire (Box *et al.*, 2009; Hanna *et al.*, 2012; Box, 2013). Notons que depuis la fin des années 90', de nombreux records de température et de fonte ont été battus. Par exemple, les étés 2007, 2008 et 2010 ont été particulièrement chauds avec un extrême en 2012 (Franco *et al.*, 2012; Tedesco *et al.*, 2013).

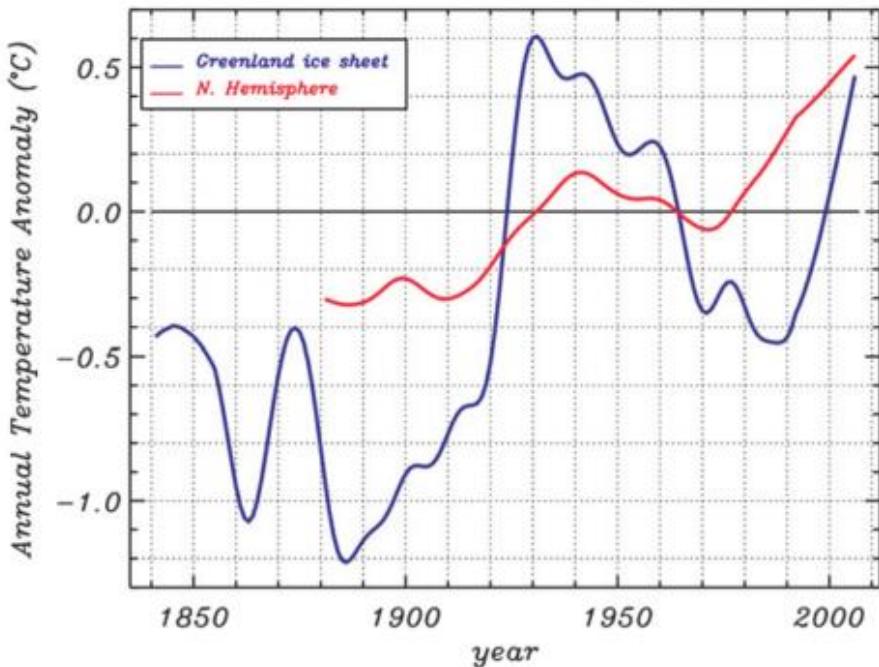


Fig. 2 Evolution des anomalies filtrées des températures annuelles de l'air en surface avec la période de 1951-1980 comme référence (Box *et al.*, 2009).

Ces records de températures sont souvent accompagnés de records de fonte (1998, 2003, 2005, 2007, 2008, 2010 et 2012) par rapport à la période 1960-1990 (Fettweis *et al.*, 2011a; Fettweis *et al.*, 2013b). L'inlandsis du Groenland était en équilibre jusqu'à la moitié des années 90' alors que la perte de masse s'accélère depuis, notamment à cause d'une augmentation significative de la fonte en surface (Ettema *et al.*, 2009; van den Broeke *et al.*, 2009; Franco *et al.*, 2012). Quant à la dynamique glaciaire, la vitesse d'écoulement semble également s'être accélérée à cause de l'interaction des glaciers terminaux (surtout dans le nord-ouest et le sud-

est) avec les océans qui se sont également réchauffés et à cause de la lubrification basale résultant du ruissellement de l'eau de fonte entre le socle rocheux et la glace (Goelzer *et al.*, 2013). A titre d'information, 2007 est une année présentant un nombre très important de jours de fonte tandis que 2012 est caractérisée par la plus grande superficie de fonte, qui atteignait à son maximum le sommet de la calotte (Motte, 2007; Tedesco *et al.*, 2013)

Il est important de remettre en perspective cette notion d'équilibre et de référence jusque 1994 (Fig. 3). En effet, cette notion considère seulement une période courte (1960-1990) qui est associée à un climat plus froid mais aussi plus humide. Dans une perspective plus large, comme par exemple le 20^{ème} siècle, cette période dite de "référence" est considérée comme une période de gain où les précipitations (particulièrement sous forme de neige) et la fonte en surface étaient stables. Avant 1960 (et particulièrement pour la période 1920-1930), l'inlandsis présente un minimum de bilan de masse en surface (BMS) dû à un climat sec et chaud. Depuis les années 2000, le climat est devenu plus chaud et induit un ruissellement de l'eau de fonte en surface bien plus important (Fettweis *et al.*, 2013b; Fettweis, 2015).

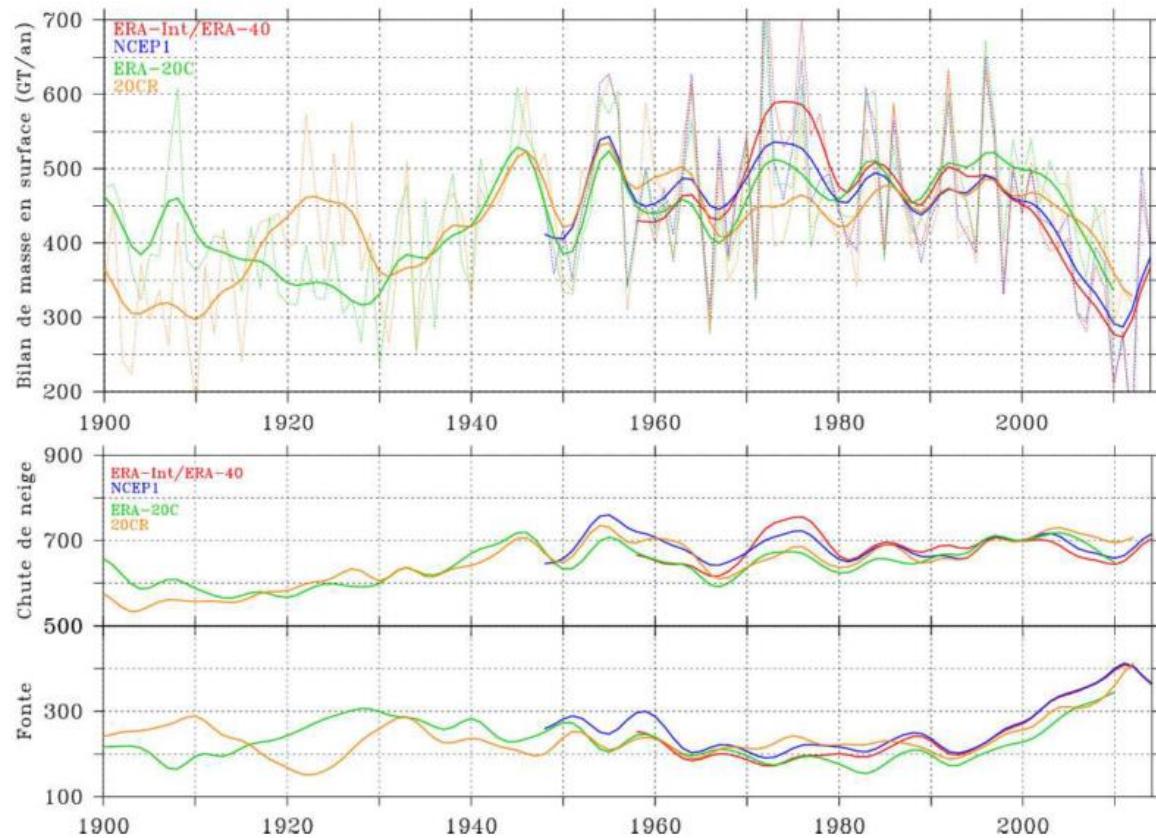


Fig. 3 Évolution du bilan de masse en surface (haut) simulé par le modèle MAR forcé par quatre réanalyses différentes (Rouge: ERA-Interim/ERA-40; Bleu: NCEP-NCAR version 1; Vert: ERA-20C; Orange: 20CR). La courbe en continue représente la moyenne glissante sur 10 ans. Les deux figures de la partie basse représentent les chutes de neige et la fonte où seule la moyenne est représentée (Extrait de Fettweis, 2015).

La principale raison qui explique les changements les plus récents est essentiellement une modification de la circulation atmosphérique. Depuis 1998, l'indice NAO (*North Atlantic Oscillation*) en été a généralement diminué et fut négatif pendant les étés 2007-2012. Cet indice mesure la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Une valeur négative est à associer avec un type de circulation atmosphérique où un anticyclone est centré sur le Groenland provoquant une advection d'air chaud le long des côtes ouest. En plus d'apporter de l'air chaud accentuant la fonte qui sera renforcée par la rétroaction de l'albédo de la neige, de tels anticyclones stabilisent l'atmosphère et réduisent également les précipitations (Fettweis *et al.*, 2013a; Fettweis *et al.*, 2013b). De nombreux auteurs ont ainsi relié l'indice NAO à la quantité de précipitations au Groenland et par extension à l'activité cyclonique (voir notamment Chen, Bromwich et Bai, 1997; Bromwich, Chen et Cullather, 1999), ou aux anomalies de température sur l'inlandsis (Hanna et Cappelen, 2003; Hanna *et al.*, 2013). On ne peut par contre à ce jour exclure que les changements récents de circulation atmosphérique en Arctique puissent être dus à l'augmentation de la température dans l'atmosphère due à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (Fettweis *et al.*, 2013b).

2.2 Reconstruction du bilan de masse

Pour rappel, le bilan de masse décrit la variation de masse d'un glacier. Il s'agit de la somme entre l'accumulation et l'ablation. Lorsqu'on ne s'intéresse qu'aux processus en surface, on parle alors de bilan de masse en surface, c'est-à-dire qu'on néglige le vêlage et la perte de glace à la base du glacier (Fettweis, 2006 ; Cogley *et al.*, 2011). Les méthodes pour reconstruire le bilan de masse (en surface) et décrire ses variations sont nombreuses, mais peuvent être rassemblées en trois catégories: observations de terrain, télédétection et modélisation.

2.2.1 Stations météorologiques et observations

Les premières stations météorologiques ont été installées à la fin du 18^{ème} siècle au Groenland. Ce réseau de premières stations est situé sur les côtes et fut complété par la suite (20^{ème} s.) par des stations sur l'inlandsis du Groenland (voir par exemple Box *et al.*, 2009; Hanna *et al.*, 2012 pour la localisation des stations). Les plus récentes permettent également de mesurer la hauteur de neige (van As *et al.*, 2011). D'autres observations comme les carottages de glace, sont également disponibles (Fig. 4).

Via des méthodes de krigage sur ces observations, il est possible de reconstituer le bilan de masse en surface de tout l'inlandsis et obtenir ainsi une valeur d'accumulation de $300 \pm 12 \text{ kg.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Bales *et al.*, 2001¹; Bales *et al.*, 2009).

¹ A noter que Bales *et al.*, 2001 obtiennent le même résultat que Bales *et al.*, 2009 mais ne précisent pas l'incertitude associée, de même que la superficie du masque de glace utilisé. Ces valeurs n'ont pu être reconvertis conformément à l'usage, c'est-à-dire une valeur intégrée sur tout l'inlandsis.

D'autres interpolations à l'aide d'un modèle d'erreur donnent une valeur du BMS de $299 \pm 23 \text{ kg m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ (Cogley, 2004). On notera rapidement qu'il y a bien trop peu de stations et carottages pour discuter du climat et de ses variations spatio-temporelles sur l'ensemble du Groenland, et particulièrement dans la zone d'ablation, menant à une incertitude bien plus importante (Steffen et Box, 2001; Cogley, 2004; Burgess *et al.*, 2010). L'autocorrélation spatiale est d'environ 150-200 km, ce qui signifie qu'une observation ponctuelle comme un carottage ne représente plus la réalité au-delà de cette distance (Burgess *et al.*, 2010). Il devient évident qu'on ne peut par ces méthodes reconstituer le BMS de tout le Groenland. Par ailleurs, ces séries ne sont pas homogènes temporellement et sont également discontinues, même si les carottages présentent l'avantage de produire de longues séries (Huybrechts *et al.*, 2004). Néanmoins, plutôt que de produire directement une estimation du BMS sur l'ensemble de l'inlandsis, ces observations sont très utiles pour l'évaluation des modèles.

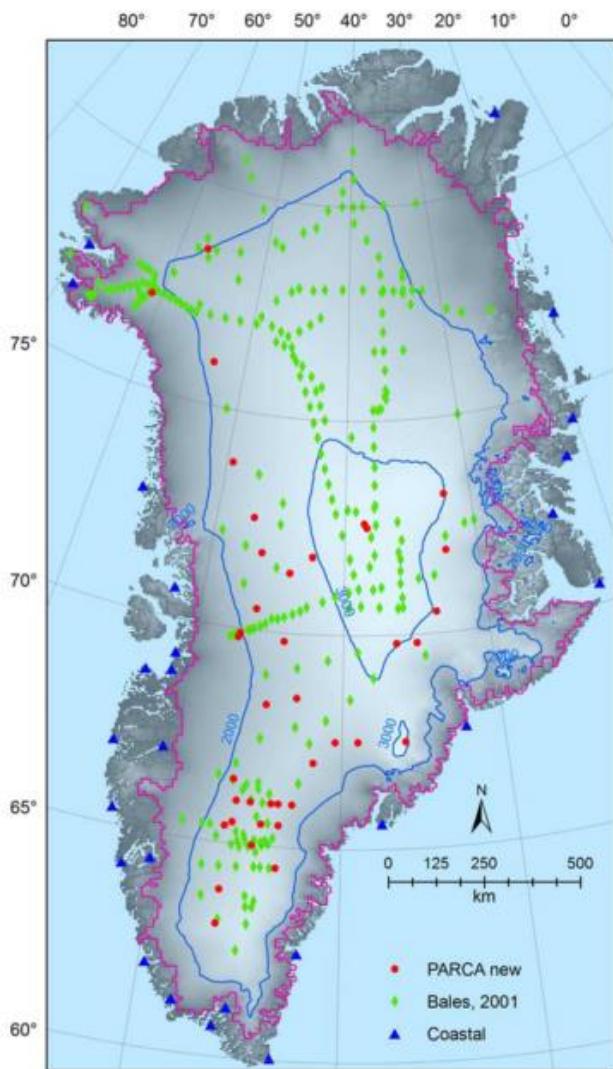


Fig. 4 Observations utilisées par Bales *et al.*, 2009 dans leur krigage. Les points verts sont ceux utilisés dans leur première version (Bales *et al.*, 2001), les triangles bleus sont les stations météorologiques côtières tandis que les points rouges sont les nouveaux carottages disponibles au moment de l'étude. (Extrait de Bales *et al.*, 2009)

2.2.2 Mesures satellitaires

A l'inverse des observations in situ, les mesures effectuées par télédétection permettent de couvrir tout l'inlandsis, mais sur des périodes plus courtes, c'est-à-dire de 1979 (1973 dans le meilleure des cas) à nos jours. Citons par exemple les radiomètres MODIS (*Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer*) qui a permis d'obtenir les premiers résultats, dont l'albédo, à haute résolution (~ 1 km) au début des années 2000 et AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) qui a une résolution similaire et permet d'étudier, par exemple, la température de surface. La mission GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*), quant à elle, fournit des données gravimétriques depuis 2002 dans le but d'étudier les changements de masse sur l'inlandsis du Groenland (Wouters, Chamber et Schrama, 2008; Cazenave *et al.*, 2009; Tedesco *et al.*, 2013). Cependant, la résolution est ici bien moins bonne et de l'ordre de 300-400 km. De plus, les mesures de GRACE sont contaminées par l'océan, le stockage d'eau à la surface de l'inlandsis et le vêlage d'icebergs. Ces erreurs peuvent être en partie corrigées pour obtenir une estimation du bilan de masse de l'inlandsis. (Cazenave, 2006; Chen, Wilson et Tapley, 2006; van den Broek *et al.*, 2009).

Les mesures satellitaires les plus anciennes proviennent des instruments à capteurs micro-ondes comme EMSR (*Electrically Scanning Microwave Radiometer*; 1973, 1974 et 1976), SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*; 1979–1987) et SSM/I (*Special Sensor Microwave/Imager*; 1987–2007) qui renseignent notamment sur la température de la surface, l'absorption d'énergie ou le contenu en eau sous la surface. Les produits dérivés des mesures satellitaires sont donc nombreux: bilan de masse (Tab. 1), albédo en surface, température de surface, superficie de fonte, nombre de jours de fonte ou encore contenu en eau de la neige (Mote, 2007; Fettweis *et al.*, 2011; Tedesco *et al.*, 2013).

Source	Masque de glace [10^6 km 2]	Variable	Période	[Gt.an $^{-1}$]
Chen, Wilson et Tapey, 2006	[?]	BM	[2002-2005]	-239 \pm 23
Sheperd <i>et al.</i> , 2012	[?]	BM	[1992-2011]	-142 \pm 49
Wouter, Chamber et Schrama, 2008	1,768	BM	[2003-2008]	-179 \pm 49
Zwally <i>et al.</i> , 2011	[?]	BM	[2003-2007]	-171 \pm 4
Zwally <i>et al.</i> , 2011	[?]	BM	[1992-2003]	-7 \pm 3

Tab. 1 Bilan de masse estimé par différentes méthodes satellitaires.

Ainsi, les satellites ont permis de mettre en évidence l'augmentation de la superficie de fonte même si le taux d'augmentation est désormais moins important. En effet, toute la partie sud du Groenland subit maintenant une fonte chaque été et ne peut plus contribuer à cette augmentation (Bhattacharya *et al.*, 2009).

Cependant, bien que la surface de fonte soit bien définie via les satellites, il faut noter qu'à une même aire de fonte peuvent correspondre plusieurs intensités de

fonte. Le taux de fonte dépend de la présence de glace ou de neige ou encore de l'état du manteau neigeux. Par ailleurs, l'eau fondu peut encore percoler dans la neige et regeler ou ruisseler par la suite. Les méthodes dont les résolutions sont plus grossières (par exemple, GRACE) sont également moins précises en bord de calotte. En effet, ces pixels sont entachés de valeurs provenant de la toundra en plus de la calotte (Fettweis *et al.*, 2013b). Enfin, les mesures du BM(S) au Groenland montrent une très grande variabilité temporelle (voir Bhattacharya *et al.*, 2009; van den Broeke *et al.*, 2009) si bien qu'une longue période de mesure s'avère nécessaire, de sorte que les satellites les plus récents, et dont les mesures sont les plus précises, ne permettent pas d'obtenir des tendances suffisamment fiables.

Dès lors, seuls les modèles de climat permettent de combiner longue série temporelle et couverture spatiale suffisante. De plus, ils sont les seuls à pouvoir expliquer chaque composante du BMS via un bilan énergétique complet en surface pour les meilleurs d'entre eux (Chu, 2014). Les observations obtenues grâce aux satellites permettent de valider les modèles (puisque il y a peu d'observations directes sur le terrain) et permettent également d'identifier leurs biais (Fettweis *et al.*, 2011a).

2.2.3 Modèles climatiques

Parmi les différents modèles simulant le BMS du Groenland (Tab. 2), deux types peuvent être mis en évidence :

- a. les modèles "*Positive Degree Day*" (PDD) où la fonte est égale à un facteur (dépendant de la présence de la neige ou de la glace en surface) multiplié par la somme des températures journalières supérieures à 0°C;
- b. les modèles climatiques globaux (GCM) et régionaux (RCM), qui résolvent les équations fondamentales de l'atmosphère et sont constitués de plusieurs modules permettant de résoudre le bilan d'énergie en surface du manteau neigeux.

Les modèles PDD calculent donc la fonte selon la somme des températures journalières positives. Ils ne permettent pas de tenir compte des variations d'albédo et des types de neige, si ce n'est via l'utilisation de facteurs différents pour la neige ou la glace. Les températures et les précipitations sont utilisées comme champs d'entrée et proviennent de réanalyses ou de résultats d'autres modèles. Les interactions entre la surface et l'atmosphère sont aussi négligées. Les plus évolués disposent cependant d'un module de ruissellement permettant de stocker l'eau de fonte et de la faire ruisseler lorsqu'il y a saturation (Goelzer *et al.*, 2013). Leur principal avantage réside dans leur grande simplicité, ce qui permet un temps de calcul moins important par rapport à des modèles plus complets, et l'utilisation pratiquement directe des mesures de température de l'air par les différentes stations météorologiques, ce qui permet d'assimiler des données d'observation et de calibrer ce type de modèles (Hanna *et al.*, 2005; Hanna *et al.*, 2008; Hanna *et al.*, 2011; Box, 2013).

Pourtant, l'utilisation de modèles plus sophistiqués est préférée aux PDD, bien que ceux-ci soient fort utilisés dans les modèles de dynamique de glace (Huybrechts *et al.*, 2004). Tout d'abord, ces modèles, contrairement aux PDD, produisent des résultats indépendants des observations de sorte que leur évaluation n'est pas biaisée (Vaughan *et al.*, 2013). Par ailleurs, lorsque la fonte se produit, la température de l'air reste proche de la température de fusion de l'eau parce que l'excédent d'énergie ne sert pas à réchauffer l'air, mais à la fonte (Franco *et al.*, 2011). Seuls des modèles résolvant un bilan d'énergie peuvent reproduire ces conditions et la fonte associée lorsque la température de l'air reste proche du point de fusion, puisque les PDD ne produisent aucune fonte ou seulement très peu.

Enfin, les modèles PDD s'avèrent incapables de prendre en compte la rétroaction de l'albédo de la neige. Lorsque la couverture neigeuse fond et laisse place à de la glace, l'albédo diminue entraînant ainsi davantage de fonte et donc plus d'eau à la surface, ce qui a également pour conséquence de réduire l'albédo et d'entraîner à nouveau une fonte plus intense. Les modèles couplés à un module de surface et de description de l'état de la neige permettent une variation de l'albédo et donc de la fonte résultante. Pour les modèles PDD, ce feedback est traité de façon plus simple via des facteurs de fonte différents pour la glace et la neige. Ainsi, une augmentation de fonte prévue par les modèles PDD est linéaire alors qu'elle ne le sera pas dans un modèle plus complet. De même, lorsqu'ils sont utilisés dans des simulations à longs termes, il n'existe pas dans les PDD de paramétrisations différentes tenant compte des changements d'humidité, de vents ou de couverture nuageuse qui pourraient être associées aux changements climatiques (Bougamont *et al.*, 2007; Goelzer *et al.*, 2013).

Les modèles globaux (GCM, *General Climate Model*) permettent de modéliser l'ensemble de la Terre, ce qui implique une résolution spatiale assez grossière, tandis que les modèles régionaux (RCM, *Regional Climate Model*) sont focalisés sur des aires plus petites avec une résolution bien meilleure. De plus, ils ont également une paramétrisation de certains processus plus adaptée à la zone d'intérêt, ce qui les rend plus adapté à la modélisation de l'inlandsis du Groenland. Toutefois, il est nécessaire de forcer leurs frontières par des résultats de modèles globaux.

Plusieurs modèles régionaux, adaptés pour les processus polaires, ont été appliqués avec plus ou moins de succès pour estimer le bilan de masse au Groenland. Citons par exemple, HadRM3P (Moberg et Jones, 2004) qui est une version régionale du modèle global HadCM3, avec une amélioration des processus de surface et une résolution de 25 km. Le modèle HIRHAM5 provient de deux modèles : HIRLAM (*High Resolution Limited Area Model*) pour la dynamique atmosphérique et ECHAM5 (qui est un GCM) pour la physique. Il dispose en plus d'une configuration spéciale pour les régions polaires avec une résolution d'environ 27 km bien qu'il ait également été testé à une très haute résolution proche de 5 km (Christensen *et al.*, 2006, Lucas-Picher *et al.*, 2012). Quant à PolarMM5 (*Polar Pennsylvania State University (PSU) – National Center for Atmospheric Research*

(NCAR) *Fifth-Generation Mesoscale Model*), ses résultats (fonte, précipitations et température notamment) sont calibrés avec des observations provenant de carottage et de stations météorologiques. Cependant, la couche neigeuse n'est constituée que d'une seule année d'accumulation impliquant peu d'infiltration et une fonte du manteau neigeux trop rapide. Sa résolution est de 24 km (Box *et al.*, 2006; Box *et al.*, 2009; Burges *et al.*, 2010). RACMO/GR (Regional Atmosphere Climate Model) est la version du modèle RACMO (van Meijgaard *et al.*, 2008) avec une configuration spéciale pour le Groenland. Sa résolution est de 11 km et a permis de mettre en évidence un BMS plus important que les autres modèles utilisant une résolution plus basse (van den Broeke *et al.*, 2009; Ettema *et al.*, 2009; Ettema *et al.*, 2010a, Ettema *et al.*, 2010b). Enfin, le Modèle Atmosphérique Régional (MAR), développé notamment à l'ULg, dont la description complète sera effectuée par la suite (4.1.1), est constitué comme RACMO d'un module complet de bilan d'énergie pour la surface et la neige. Il se distingue cependant des autres modèles par sa gestion de l'albédo de la neige qui dépend de la taille et de la forme des grains de neige (voir notamment pour ses résultats sur le Groenland Fettweis, 2007; Fettweis *et al.*, 2011a; Fettweis *et al.*, 2013a; Franco *et al.*, 2013). Plusieurs études ont comparé ces différents modèles entre eux et il s'avère qu'ils divergent en zone d'ablation, essentiellement dans la quantité d'eau fondu qui règne. L'utilisation d'un masque de glace propre à chaque modèle accroît également les écarts de bilan de masse en surface (Rae *et al.*, 2012; Reijmer *et al.*, 2012; Vernon *et al.*, 2013).

Source	Masque de glace [10 ⁶ km]	Variable	Période	[Gt.an ⁻¹]
Box, 2013	1,824	BMS	[1840-2010]	459
Burges <i>et al.</i> , 2010	1,75	BMS	[1958-2009]	337±48
Ettema <i>et al.</i> , 2009	[?]	BMS	[1958-2007]	469±41
Fettweis, 2007	1,701	BMS	[1979-2005]	308±125
Fettweis <i>et al.</i> , 2013 (ERA-Int.)	[?]	BMS	[1980-1999]	388±103
Hanna <i>et al.</i> , 2005	1,69	BMS	[1958-2003]	293±104
Hanna <i>et al.</i> , 2011	1,7	BMS	[1871-2010]	368±129
Hanna <i>et al.</i> , 2011	1,7	BMS	[1971-2010]	622±144

Tab. 2 Valeurs moyennes annuelles du bilan de masse en surface intégré sur tout l'inlandsis du Groenland estimées par plusieurs modèles climatiques.

2.2.4 Analyse spatiale du bilan de masse en surface

Le bilan de masse en surface dépend très fortement de l'altitude par le gradient de température qu'elle induit. Les températures diminuent également selon la latitude. Les maxima de ruissellement sont donc localisés à basse altitude aux marges au sud de l'inlandsis du Groenland où il fait le plus chaud. La figure Fig. 5 montre un maximum de ruissellement au sud-ouest. En plus d'être à basse altitude, cette zone est également soumise à l'advection d'air chaud lorsqu'un anticyclone est présent sur l'inlandsis du Groenland (Fettweis *et al.*, 2013b).

Par ailleurs, à cause de l'effet de barrière topographique, les versants soumis aux vents dominants reçoivent plus de précipitations. La masse d'air est soulevée selon que l'altitude augmente, ce qui provoque des précipitations qualifiées

d'orographiques. Les maxima de précipitations sont situés au sud de l'inlandsis et plus particulièrement au sud-est où les pentes sont également les plus fortes. Enfin, le sommet de l'inlandsis est caractérisé par des températures très froides, ce qui limite fortement les précipitations (Fettweis, 2007; Ettema *et al.*, 2009; Hakuba *et al.*, 2012). Le BMS du Groenland est une combinaison de l'ablation à basse altitude et des précipitations (neigeuses) qui représentent l'accumulation. On retrouve une zone de minimum d'accumulation à haute altitude au nord de l'inlandsis tandis que le maximum est situé près des côtes au sud-est. Les nombreuses précipitations à cet endroit, qui sont essentiellement sous forme neigeuse, permettent également d'y maintenir un albédo élevé.

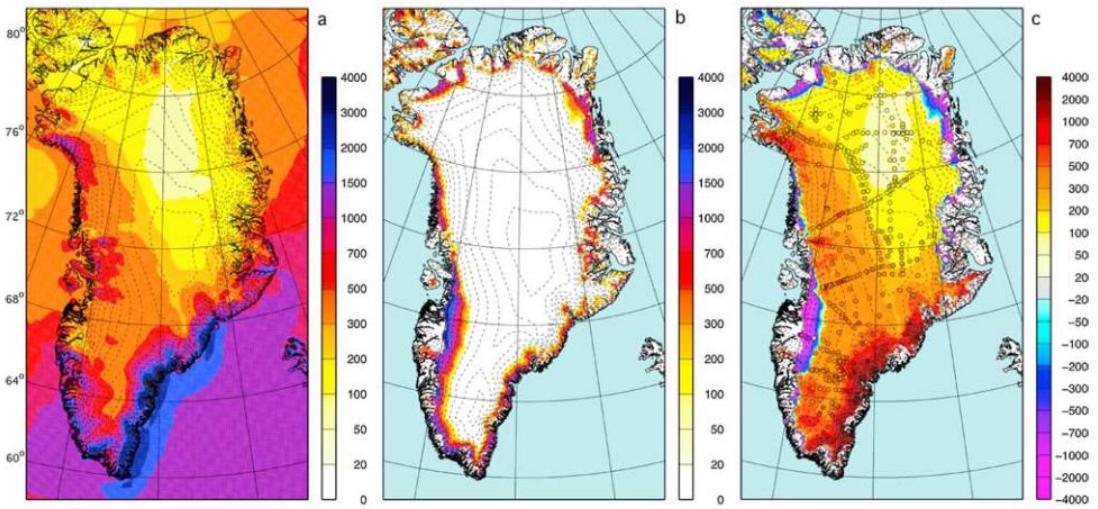


Fig. 5 Moyennes annuelles (1958-2007) simulées par RACMO/GR à 11 km de résolution en mm/an: précipitations (a), ruissellement (b) et bilan de masse en surface (b) (Ettema *et al.*, 2009).

L'ablation est très forte aux environs de 68°N à l'est du Groenland (Fig. 5). On retrouve également deux aires d'ablation plus importantes, respectivement au nord-est et nord-ouest. La largeur de la zone d'ablation est petite (maximum de 150 km) et ne mesure par endroit qu'un kilomètre. Sa superficie ne représente qu'environ 10% de l'inlandsis. Cette zone doit donc être représentée de la façon la plus précise du point de vue de sa superficie et de sa topographie. Ces dernières dépendent directement de la résolution utilisée dans les modèles. Une résolution grossière aura pour conséquence de lisser la topographie par rapport à la topographie réelle. Les erreurs seront les plus importantes aux marges de l'inlandsis, là où la pente est la plus forte et où l'orographie présente le plus de variations. Comme le BMS est lui-même lié à la topographie, il est également directement lié à la résolution et les erreurs dans son estimation seront les plus fortes aux marges de la calotte (Fettweis, 2007; Ettema *et al.*, 2009; Franco *et al.* 2012).

Par ailleurs, la zone d'ablation et de façon générale les zones proches de la ligne d'équilibre, sont les lieux où les modèles divergent le plus fortement et où les observations sur le terrain sont les plus éparques. Ceci est dû aux différents schémas d'albédo prenant ou non en compte la rétroaction de l'albédo de la neige, de

percolation de l'eau liquide et de regel dans le manteau neigeux ou encore de l'évolution du manteau neigeux. Ces zones sont responsables de l'incertitude dans l'estimation du bilan de masse en surface de l'inlandsis. Les différences entre plusieurs modèles sont en général atténuées lorsqu'on les compare sur leur masque commun, car utiliser un masque commun revient à réduire la zone d'ablation (Bougamont *et al.*, 2007; Rae *et al.*, 2012; Reijmer *et al.*, 2012; Vernon *et al.*, 2013).

2.3 Régionalisation

Suite au constat portant sur l'incertitude en zone d'ablation, il devient nécessaire de chercher à réduire cette incertitude. D'une part, il est possible d'améliorer les différents schémas physiques des modèles pour mieux décrire les processus, mais cela demande un effort conséquent. D'autre part, il est possible de résoudre plus précisément les processus impliqués en augmentant la résolution du modèle utilisé. Utiliser un RCM polaire plutôt qu'un GCM correspond à ces deux options : le modèle est développé spécialement pour la région utilisée et utilise une meilleure résolution spatiale.

Afin de résoudre correctement les terminaisons glaciaires, les fjords profonds et les calottes isolées ainsi que la fonte en surface associée, une résolution de 5 km apparaît comme étant la résolution minimale (Hanna *et al.*, 2005; Noël *et al.*, 2016 (*in discussion*)). Cette résolution correspond également à la résolution minimale utilisée par des modèles de calottes modélisant la dynamique glaciaire. Comme le GIEC encourage le couplage complet de RCM avec les modèles de calotte, augmenter la résolution des RCM s'avère cruciale. Néanmoins, utiliser une résolution plus précise revient à une augmentation du temps de calcul : augmenter la résolution d'un facteur 2 équivaut à une augmentation d'un facteur 8 dans le temps de calcul (un facteur 4 pour la résolution spatiale et un facteur 2 pour le pas de temps). Par ailleurs, un RCM, comme le MAR, ne permet pas d'augmenter la résolution indéfiniment. En effet, la dynamique de ce type de modèle repose sur l'approximation hydrostatique et celle-ci n'est valable que pour de petits mouvements verticaux par rapport à l'échelle horizontale; c'est-à-dire jusqu'à environ 5 km au Groenland. MAR pourrait donc être utilisé à telle résolution permettant de résoudre les processus de surface avec une grande précision, mais cela demanderait un temps de calcul considérable. Dès lors, il est intéressant d'obtenir des résultats à haute résolution à partir d'un modèle climatique utilisant une résolution plus grossière via des méthodes moins couteuses en temps de calcul.

Les techniques de régionalisation -ce qui correspond au concept de *downscaling* dans la littérature anglaise- désignent les méthodes qui ont pour but d'obtenir des résultats à haute résolution à partir de champs de plus basse résolution. Un RCM intégré dans un autre modèle (GCM, RCM, réanalyses) fait partie de cette catégorie. On parlera dans ce cas d'une régionalisation dynamique, c'est-à-dire une régionalisation où pour passer de la basse à la haute résolution, les variables sont calculées en résolvant les équations de la dynamique des fluides. La régionalisation

statistique est une méthode où l'on produit des résultats à haute résolution sur base de résultats à basse résolution via des régressions statistiques ou des interpolations corrigées. La régionalisation physique consiste, elle, à désagréger des variables sur base d'équations décrivant un phénomène de l'atmosphère (comme les précipitations orographiques). Le principal avantage des méthodes statistiques réside dans le temps de calcul qui est moins important, mais sa faiblesse se trouve dans la difficulté d'obtenir des relations statistiques à un pas de temps journalier (Sen, 2010) ou pour des climats différents.

Par ailleurs, un second qualificatif peut encore être apporté aux régionalisations, selon que la technique peut rétroagir sur le modèle de forçage ou non. On parlera dans le premier cas de régionalisation couplée (concept de *downscaling on-line*) qui s'oppose à la régionalisation *a posteriori* (*downscaling off-line*). La régionalisation couplée permet de coupler régionalisation dynamique (RCM forcé) et régionalisation statistique (interpolations intelligentes) dans un même modèle pour produire des résultats à très haute résolution incluant de nombreuses rétroactions sur les autres variables du RCM. Inversement, une régionalisation *a posteriori* s'effectue sur des résultats finaux sans rétroaction possible sur les champs de forçage.

2.3.1 Régionalisation *a posteriori*

Une méthode fréquemment utilisée pour obtenir des résultats à haute résolution à partir de champs à basse résolution consiste à corriger les variables climatiques à l'aide d'un gradient. Les valeurs sont d'abord interpolées sur une grille à haute résolution en corrigeant les résultats via un gradient de la variable interpolée par rapport à l'altitude. La correction est calculée en multipliant le gradient par la différence d'altitude entre l'altitude du pixel de la grille originale et l'altitude du pixel sur la nouvelle grille.

$$T = T_{int} + \nabla_z T * (Z_{HR} - Z_{BR})$$

Eq. 2 Equation utilisée dans la plupart des méthodes de régionalisations *a posteriori* avec T la variable finale sur la grille à haute résolution, T_{int} la variable obtenue via l'interpolation également sur la grille à haute résolution, $\nabla_z T$ le gradient de la variable à régionaliser par rapport à l'altitude, Z_{HR} l'altitude du pixel sur la grille à haute résolution et enfin Z_{BR} l'altitude du pixel à basse résolution.

Les méthodes divergent le plus dans la façon de calculer le gradient. Tout d'abord, il est nécessaire que la variable ait une bonne corrélation avec l'altitude, ce qui n'est pas le cas pour les précipitations (Burgess *et al.*, 2010; Franco *et al.*, 2012). Le calcul peut se faire en utilisant des observations de stations météorologiques (Hanna *et al.* 2005 ; Hanna *et al.* 2008). Dans ce cas, le gradient utilisé sera le même pour tout le territoire ou par tranches d'altitude ($>1000m$ et $<1000m$). Cette méthode est également appliquée par Hanna *et al.* (2011) qui utilisent deux gradients selon l'altitude pour régionaliser les réanalyses 20-CR ($2^\circ \times 2^\circ$), ERA-40 ($1,125^\circ \times 1,125^\circ$), ECMWF-operational ($1,125^\circ \times 1125^\circ$) jusqu'à une résolution de 5 km afin de forcer un modèle PDD et d'obtenir des valeurs de BMS mensuelles. Au-delà des remarques relatives à l'utilisation d'un modèle PDD,

d'autres remarques sont à signaler dans Hanna *et al.* (2011). Tout d'abord, même si les champs de température obtenus sont validés vis-à-vis des observations et présentent de bons résultats, il faut remarquer que les observations du GC-net (réseaux de stations météorologiques au Groenland utilisés dans cette étude) sont aussi assimilées dans les réanalyses, de sorte que les résultats ne sont pas indépendants des observations. L'évaluation s'en retrouve faussée. Par ailleurs, le gradient réel de température dépend d'une part de la saison et d'autre part du lieu, ce qui implique qu'utiliser une ou deux valeurs semble introduire un biais important (Stephen et Box, 2001; Machguth *et al.*, 2009). Enfin, le modèle de Hanna *et al.*, 2011 est mensuel et ne permet pas de résoudre la fonte et le regel journalier.

Dès lors, l'utilisation d'un gradient différent selon le mois (Machguth *et al.*, 2013) et même journalier en plus d'être local (Franco *et al.*, 2012; Noël *et al.*, 2016 (*in discussion*)) doit être préférée. Ces dernières techniques calculent un gradient local des variables à régionaliser (température, ruissellement, fonte, bilan de masse, etc.) sur la grille à basse résolution et corrigent ensuite les résultats pour chaque jour. Cette méthode peut également être utilisée dans le sens inverse, autrement dit de la haute résolution vers la basse résolution, pour comparer la température modélisée par plusieurs RCMs à des résolutions différentes (Rae *et al.*, 2012). Enfin, un gradient local, mais unique (ou annuel) peut être employé afin de forcer des modèles de dynamique glaciaire à très haute résolution à partir des résultats des RCMs. Dans ce type de forçage, le RCM simule le BMS et permet d'obtenir un gradient de BMS par rapport à l'altitude tandis que le modèle de dynamique glaciaire simule l'épaisseur de la glace et donc la hauteur. Le gradient permet de tenir compte des variations du BMS dues à un changement d'altitude de l'inlandsis sans devoir utiliser à nouveau le RCM avec les nouvelles données d'altitude (Helsen *et al.*, 2012; Edwards *et al.*, 2014a; Edwards *et al.*, 2014b). Il est également possible d'utiliser un gradient d'altitude afin de coupler complètement un RCM et un modèle de dynamique glaciaire. Ici, le RCM est responsable de la simulation du bilan de masse en surface et le gradient permet de passer de la basse résolution du RCM à la haute résolution du modèle de dynamique glaciaire. La différence par rapport au forçage précédent est que le modèle de glace change la topographie du RCM après calcul du bilan de masse (Wyard, 2014). Il s'agit ici d'un premier pas vers une régionalisation couplée avec des rétroactions dues à la régionalisation.

Concernant les précipitations, elles ne dépendent pas aussi fortement de l'altitude et il n'est pas possible d'obtenir un gradient suffisamment représentatif. Il est possible d'utiliser un gradient prédéfini calculé à l'aide d'observations provenant de stations météorologiques ou de carottages pour recalibrer un modèle ou des champs de forçage (Burgess *et al.*, 2010; Hanna *et al.*, 2011; Machguth *et al.*, 2011). Néanmoins, cela revient à perdre l'indépendance des données par rapport aux observations lors de l'évaluation des résultats. Par contre, si les précipitations sont observées avec une couverture spatiale suffisante (ce qui, rappelons-le, n'est pas le cas sur l'inlandsis du Groenland) permettant d'obtenir un gradient global bien défini, la quantité de précipitations moyenne annuelle peut permettre de pondérer

le gradient global utilisé afin de le rendre plus local et améliorer la régionalisation des précipitations (Machguth *et al.*, 2009).

Etant donné que la méthode du gradient est moins adaptée pour les précipitations, d'autres méthodes de régionalisation ont été employées afin de déterminer la quantité de précipitations orographiques qui dépendent de la résolution. Les précipitations sont alors fonction du vent vertical qui est induit par la topographie et le vent à large échelle (Sinclair, 1994; Brasseur *et al.*, 2001), et en tenant compte des ondes de gravité (Funk et Michaelsen, 2004). Cette formulation a également été testée sur le Groenland en désagrégant les résultats du modèle MAR (Fettweis, 2006). L'étape suivante a consisté à forcer le schéma de surface du MAR, à savoir SISVAT, à haute résolution par les précipitations régionalisées (Gallée *et al.*, 2011; Agosta, 2012; Agosta *et al.*, 2013). Cependant, au-delà du temps de calcul qui peut être plus important que dans les méthodes utilisant un gradient, car cette méthode est plus complexe, il n'y a pas d'advection de la masse d'air qui s'assèche au fil des précipitations, ce qui entraîne une surestimation des précipitations régionalisées.

De façon générale, la régionalisation a posteriori ne permet pas de représenter la rétroaction de l'albédo de la neige ou l'évolution complète de l'état du manteau neigeux sur l'atmosphère puisque le module de surface n'est pas couplé au module atmosphérique. Les régionalisations couplées seront donc les meilleures méthodes pour prendre en compte les processus de la zone d'ablation.

2.3.2 Régionalisation couplée

Le concept de régionalisation couplée est une réponse à l'augmentation du temps de calcul dû à l'utilisation d'un RCM dont on augmente la résolution. Une solution se trouve dans l'utilisation de mosaïques (Giorgi et Avissar, 1997). Chaque pixel est divisé en sous-pixels dans le module de surface afin de tenir compte de l'hétérogénéité de la surface, notamment concernant la végétation, le type de sol ou la quantité de glace. Les variables de surface sont calculées individuellement dans chaque sous-maille avant d'être ré-agrégées pour forcer le module atmosphérique. Cette sous-grille permet d'influencer les flux de chaleur latente et sensible, l'humidité du sol, le ruissellement et l'état de la neige, ce qui induit une influence sur la couche limite (*boundary layer*) dont l'influence peut se répercuter plus haut dans l'atmosphère (Giorgi *et al.*, 2003).

En plus des caractéristiques de surface préalablement discutée, la sous-grille peut également apporter une information à plus haute résolution sur la topographie. Dès lors, il est possible de modifier les températures de l'air proche de la surface pour qu'elles correspondent à la topographie de la sous-grille. De façon similaire aux méthodes de régionalisation statistique a posteriori, la température et l'humidité relative des pixels de la sous-grille ou grille à haute résolution est recalculée. Le gradient de température peut être fixé, correspondant au gradient adiabatique de l'air sec ou saturé (Giorgi, Francisco et Pal, 2003; Dimri, 2009; Vizcaíno *et al.*, 2010;

Dimri et Niygi, 2013). Cependant, le gradient atmosphérique de température varie selon la quantité de vapeur d'eau dans l'air. Il doit donc varier spatialement et temporellement (Lang, 2015). Cette dernière méthode a été appliquée avec succès sur le Svalbard et a montré un apport par rapport aux résultats non régionalisés. Cet apport est le plus fort là où les variations du relief sont les plus marquées et permet de diminuer l'incertitude provenant de la résolution de la zone d'ablation dans le modèle.

2.4 Objectifs

Puisqu'augmenter la résolution demande un temps de calcul supplémentaire de plus en plus conséquent selon qu'on cherche à atteindre une haute résolution et que la zone d'ablation nécessite d'être décrite finement, il est nécessaire de développer des méthodes pour obtenir des résultats à haute résolution sans pour autant demander trop de temps de calcul.

Dès lors, l'objectif de ce travail sera d'évaluer la régionalisation couplée dans le modèle MAR développée par Lang (2015). Cette méthode de régionalisation permet de tenir compte de la rétroaction de l'état de la surface sur le bilan de masse en surface et sur la basse atmosphère, ce qui n'est pas le cas d'une méthode *a posteriori*.

Par rapport aux simulations classiques de MAR à basse résolution, la régionalisation couplée introduit davantage de précision en surface, mais utilise le même module atmosphérique, si bien qu'un biais existe dans les variables atmosphériques. Comparée aux simulations classiques de MAR à une haute résolution équivalente à celle de la régionalisation, elle demande beaucoup moins de temps de calcul. Il s'agira donc d'évaluer en premier lieu l'apport de la régionalisation couplée et d'estimer si la méthode donne de bons résultats en surface malgré les biais atmosphériques qu'elle comporte.

Bien que la régionalisation *a posteriori* ne permette aucune rétroaction entre les différentes variables climatiques, elle demande peu de temps de calcul comparé au temps de calcul supplémentaire engendré par l'utilisation de la régionalisation couplée. Ce travail tâchera donc également d'évaluer si une régionalisation couplée donne des résultats différents de ceux obtenus à l'aide d'une régionalisation *a posteriori*.

Chapitre 3

Hypothèses

L'inlandsis du Groenland est composé de deux aires majeures: une zone relativement plane située au centre et où la glace s'accumule (la zone d'accumulation), et une zone plus pentue aux marges où le bilan de masse est négatif (la zone d'ablation). Cette zone est extrêmement étroite et de nombreux processus responsables de l'incertitude dans les estimations du bilan de masse en surface y ont lieu. Ces processus, dont la rétroaction de l'albedo de la neige, l'apport de chaleur sensible provenant de la toundra ou encore la quantité d'eau fondue qui règle une fois infiltrée dans la neige, sont notamment dépendants de la topographie et du masque de glace utilisés et par extension de la résolution du modèle.

Dès lors, notre première hypothèse est que l'estimation du bilan de masse en surface au Groenland est améliorée par l'utilisation d'une grille à plus haute résolution dans le module de surface du modèle MAR.

Par ailleurs, bien que des méthodes de régionalisation *a posteriori* aient été utilisées à un pas de temps journalier, ces méthodes nécessitent que la zone d'ablation soit déjà bien représentées à basse résolution, ce qui n'est pas toujours possible vu la largeur de cette zone. De plus, les rétroactions induites par le module de surface à haute résolution peuvent avoir des répercussions ailleurs dans l'atmosphère.

Par conséquent, notre seconde hypothèse est que le bilan de masse en surface au Groenland estimé à l'aide d'une régionalisation couplée est différent du bilan de masse régionalisé *a posteriori*.

Chapitre 4

Méthodologie

Cette section décrit le modèle MAR et la régionalisation couplée qui a été implémentée dans son module de surface. Le modèle, sa configuration ainsi que ses champs de forçages sont également discutés (4.1). Il est ensuite question des données utilisées pour l'évaluation des résultats (4.2), des méthodes de régionalisations a posteriori utilisées (4.3), et de la façon de comparer les gains d'une méthode couplées à celles-ci.

4.1 Modèle et simulations

4.1.1 Le modèle MAR

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) est considéré comme l'un des meilleurs modèles pour simuler le climat du Groenland et plus particulièrement son BMS (Rae *et al.*, 2012; Vernon *et al.*, 2013). Il a également été appliqué avec succès en Antarctique (Gallée *et al.*, 2013; Gallée *et al.*, 2015), au Svalbard (Lang *et al.*, 2015) et en Belgique (Wyard *et al.*, 2015).

Le modèle MAR résout les équations primitives de l'atmosphère à l'aide de l'approximation hydrostatique et en conservant la masse (Gallée et Schayes, 1994 et Gallée, 1995). Sa coordonnée verticale est la pression normalisée «dite sigma» à savoir:

$$\sigma = (p - p_{top}) / (p_s - p_{top})$$

Eq. 3 Équation de la coordonnée verticale dans le MAR. Avec σ la pression normalisée, p la pression, p_{top} la pression au sommet de l'atmosphère qui est constante partout et p_s la pression en surface.

Il comprend un modèle de microphysique nuageuse avec conservation de la concentration en eau (gouttes et gouttelettes) et cristaux de glace et de neige (Gallée, 1995). Le schéma radiatif est le même que celui des réanalyses ERA-40 (voir Mocrette, 2002), mais modifié afin de corriger la sous-estimation du rayonnement

infra-rouge en direction de la surface (Fettweis, 2006). Les flux verticaux dans la couche limite sont calculés suivant la fermeture de turbulence de Duynkerke (1988). Enfin, la modélisation de la convection repose sur la paramétrisation de Bechtold et al. (2001).

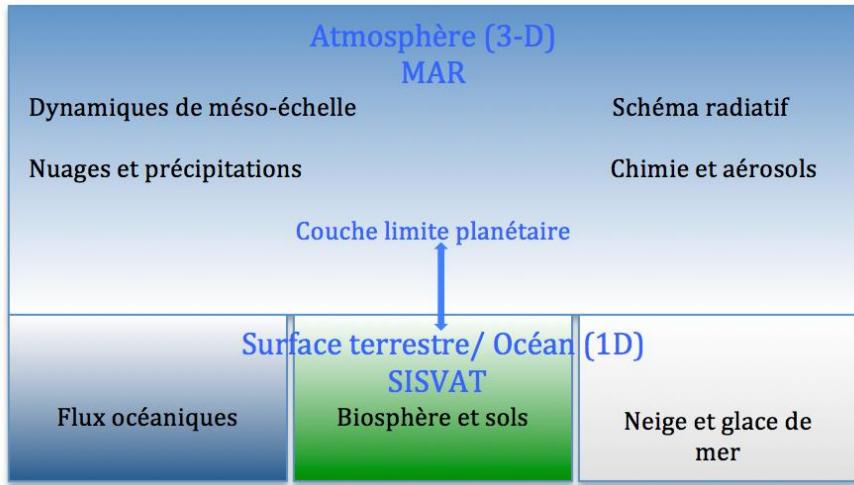


Fig. 6 Description du modèle MAR et de SISVAT (d'après Fettweis, 2006)

4.1.2 SISVAT

Le modèle MAR est couplé au modèle de surface, à une dimension verticale et comportant plusieurs couches, SISVAT (*Soil-Ice-Snow-Vegetation-Atmosphere-Transfer*) dont la description pour MAR est donnée dans De Ridder et Gallée (1998). Il comprend un module pour les sols et la végétation (De Ridder et Schayes, 1997), pour la neige (Gallée *et al.*, 2001) et pour la glace (Lefebvre *et al.*, 2003). Ce couplage permet d'effectuer les échanges entre la surface et l'atmosphère tout en assurant un bilan d'énergie et un bilan d'eau en surface (Fig. 6). Il permet également de décrire l'état de la neige via la température, la densité, l'épaisseur, le contenu en eau liquide, l'âge des couches de neige ainsi que la forme et la taille des grains de neige. L'évolution de ces propriétés est basée sur le modèle CROCUS (Brun, 1992) du CEN (Centre d'Études de la Neige). Sa description et validation dans le MAR est faite par Gallée et Duynkerke (1997), Gallée *et al.* (2001) et Lefebvre *et al.* (2003).

De plus, SISVAT intègre un module d'albédo de la surface. Pour ce qui est de la neige, l'albédo est calculé en tenant compte de la forme et de la taille des grains, de l'épaisseur de la couche de neige, de la quantité d'eau fondu, de la présence de la glace, de la nébulosité et de l'angle zénithal. De façon pratique, l'albédo de la neige diminue progressivement jusqu'à une valeur minimale (0.65) selon la densification de la neige lors de sa transformation en névé. L'albédo du névé peut être approximé comme une fonction de la densité entre l'albédo minimal de la neige et l'albédo maximal de la glace (0.55). En ce qui concerne l'albédo de la glace, il diminue avec la présence d'eau fondu en surface (0.55-0.40). Par ailleurs, si la couche de neige est inférieure à 10 cm, l'albédo est une combinaison de l'albédo de la neige et de la glace. La couverture nuageuse est intégrée, car les nuages absorbent dans les mêmes gammes de proche infrarouge que la neige (voir notamment Lefebvre *et al.*, 2003;

Lefebvre *et al.*, 2005; Fettweis, 2006 et Tedesco *et al.*, 2016 pour une description plus complète du module d'albédo de surface sur l'inlandsis du Groenland). Depuis Fettweis *et al.* (2011), l'albédo de l'inlandsis du Groenland a été corrigé sur base d'observations satellitaires.

SISVAT intègre désormais un processus de régionalisation couplée. Chaque maille de la grille est décomposée selon une approche type mosaïque; c'est-à-dire qu'une maille est divisée en plusieurs sous-mailles. En l'occurrence, dans la version standard pour le Groenland, chaque maille est composée de deux sous-mailles représentant la couverture de glace permanente et la toundra respectivement. Les variables sont calculées séparément pour chaque catégorie avant d'être ré-agrégées en tenant compte de la part de chaque sous-maille par rapport à la maille originale. Dans la version avec régionalisation couplée (décrise dans Lang, 2015), la grille de surface est divisée en cinq sous-mailles plutôt que deux. Les quatre premières représentent la fraction de glace permanente tandis que la cinquième correspond à la part de toundra. Une grille à haute résolution est utilisée pour les sous-mailles du masque de glace tandis que MAR utilise une grille à basse résolution (2 fois plus basse). Les calculs pour la toundra (pouvant couvrir une partie de la maille) sont effectués sur la maille à basse résolution. En ce qui concerne l'altitude, l'élévation de la maille à basse résolution (ou autrement dit de la sous-maille représentant la toundra et de l'élévation dans le module atmosphérique) correspond à la moyenne de l'altitude des quatre sous-mailles de type glace.

A chaque itération, la température proche de la surface et l'humidité calculées par le MAR sont corrigées pour les quatre sous-mailles à haute résolution. La température et l'humidité de la toundra ne sont pas corrigées. On calcule tout d'abord le gradient local de température et d'humidité par rapport à l'altitude sur la grille à basse résolution (grille atmosphérique) pour chaque pixel continental (Fig. 7). A cette fin, on recherche les 8 pixels voisins et on compare leurs différences de température et d'humidité par rapport à l'élévation. Ceux-ci sont utilisés uniquement si la différence d'altitude sur la grille à basse résolution entre le pixel courant et le pixel voisin est supérieure à 100 m. Dans le cas où aucun pixel ne conviendrait dans cette recherche, les variables ne sont pas corrigées. La valeur de la température et de l'humidité utilisée dans SISVAT pour les quatre sous-mailles représentant la glace est obtenue en ajoutant au champ de température et d'humidité à basse résolution une valeur corrective équivalente au gradient multiplié par la différence d'altitude entre le pixel courant à basse résolution et le sous-pixel à haute résolution. Le gradient est préalablement lissé spatialement en donnant plus d'importance au gradient du pixel courant (poids de 4), des pixels 4-connexes (poids de 2) et 8-connexes (poids de 1). Enfin, il est également lissé temporellement en utilisant 25% du gradient du pas de temps précédent. Ces deux lissages doivent permettre d'éviter au maximum des valeurs aberrantes (Lang, 2015).

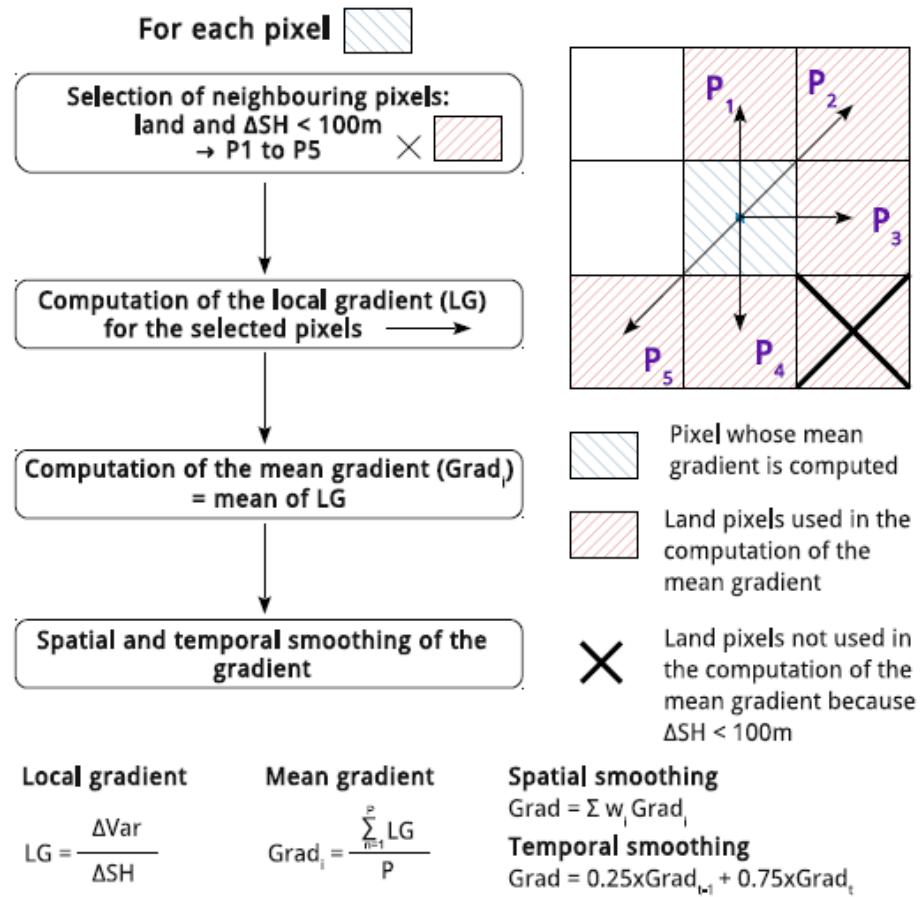


Fig. 7 Méthode utilisée dans le module SISVAT pour calculer le gradient afin de régionaliser la température et l'humidité proche de la surface avec ΔSH la différence d'altitude, LG le gradient local, $Grad_i$ le gradient local moyen, w_i le poids du gradient local moyen $Grad_t$ le gradient du pas de temps présent, $Grad_{(-)}$ le gradient du pas de temps précédent et $Grad$ le gradient final utilisé (Extrait de Lang, 2015).

4.1.3 Configurations et simulations

La version de MAR utilisée est la version 3.6.0 (Fettweis *et al.*, 2016 (in preparation)). Les simulations couvrent l'ensemble de la période des réanalyses ERA-Interim (à savoir 1979-2014²) qui servent à forcer le modèle à ses frontières et au sommet du modèle toutes les 6h selon un schéma de relaxation dynamique (Marbaix *et al.*, 2003). Les réanalyses ERA-Interim de l'ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) sont considérées comme les réanalyses de référence pour le Groenland (Fettweis, 2015). Leur résolution est d'environ 79 km (résolution spectrale de T255) avec 60 niveaux verticaux (Dee *et al.*, 2011). En plus de forcer le modèle, les réanalyses ERA-Interim prescrivent l'extension de la glace de mer et les températures de surface de la mer toutes les 6 heures dans le MAR.

Comme les résultats des simulations sont sensibles à l'état du manteau neigeux initial et l'épaisseur de celui-ci au-dessus de la zone d'ablation (Lefebvre *et al.*, 2005),

² Au moment de lancer les simulations, les ERA-Interim pour toute l'année 2015 n'étaient pas encore disponibles si bien que la période de simulation s'arrête en 2014.

il est préférable de commencer les simulations à la fin de la période de fonte, en septembre. En effet, si on débute avant l'été avec une mauvaise quantité de neige (normalement accumulée en hiver) au-dessus de la zone d'ablation (qui n'est couverte que de glace permanente à la fin de l'été) et qu'elle fond, par exemple, trop vite, la glace nue, c'est-à-dire la glace non recouverte par de la neige, apparaitra trop tôt dans la saison entraînant davantage de fonte. Une simulation a été lancée par année de résultat et comprend en plus d'une année de résultat le temps de spin-up qui correspond au temps nécessaire pour que le modèle se stabilise et que les résultats soient corrects. Dans notre cas, le temps de spin-up a été défini à deux ans et quatre mois pour commencer le 1^{er} septembre (soit à la fin de l'été). De plus, l'état du manteau neigeux a été initialisé pour chaque simulation avec des résultats de simulations précédentes, de sorte que le spin-up total du manteau neigeux est d'au moins 10 ans. Ceci réduit encore les incertitudes de l'état de la neige et stabilise l'atmosphère. Pour les années de spin-up avant 1979 (date de début des réanalyses ERA-Interim), les réanalyses ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005) ont été utilisées pour forcer le MAR de la même façon qu'avec les ERA-Interim.

Deux simulations ont été effectuées à 35 km; l'une utilisant la configuration standard (i.e. deux sous-mailles) de SISVAT (simulations appelées dans la suite de ce travail MAR35), la seconde avec la régionalisation couplée (i.e. cinq sous-mailles) et une grille de surface à 17.5 km (MAR35/17.5). Dans l'optique de tester l'effet de la résolution sur la méthode, deux autres simulations ont été lancées à 20 km suivant le même raisonnement avec une grille à haute résolution de 10 km pour la régionalisation (MAR20 et MAR20/10). Les domaines de simulation (Tab. 3 et Fig. 8) sont les mêmes que ceux définis lors des précédentes utilisations du MAR au Groenland (voir Fettweis, 2006 et Franco *et al.*, 2012 pour leurs justifications). L'idéal aurait été d'utiliser une résolution de 40 km avec régionalisation couplée pour atteindre 20 km au lieu de la paire 35 km et 17.5 km. Les résultats couplés auraient ainsi pu directement être comparés à MAR20 où MAR et SISVAT tournent à 20 km. Cependant, MAR n'est pas assez performant à 40 km, car la topographie de l'inlandsis est trop lissée à cette résolution, ce qui induit un biais de précipitations trop important (Franco *et al.*, 2012).

	Résolution MAR (km)	Résolution SISVAT (km)	X	Y	Δt (s)
MAR35	35	35	60	100	180
MAR35/17.5	35	17.5	60	100	180
MAR20	20	20	95	165	100
MAR20/10	20	10	95	165	100

Tab. 3 Résolutions (km) utilisées dans MAR et SISVAT pour chaque domaine, ainsi que le nombre de pixel du domaine utilisé. Le pas de temps (s) est également indiqué.

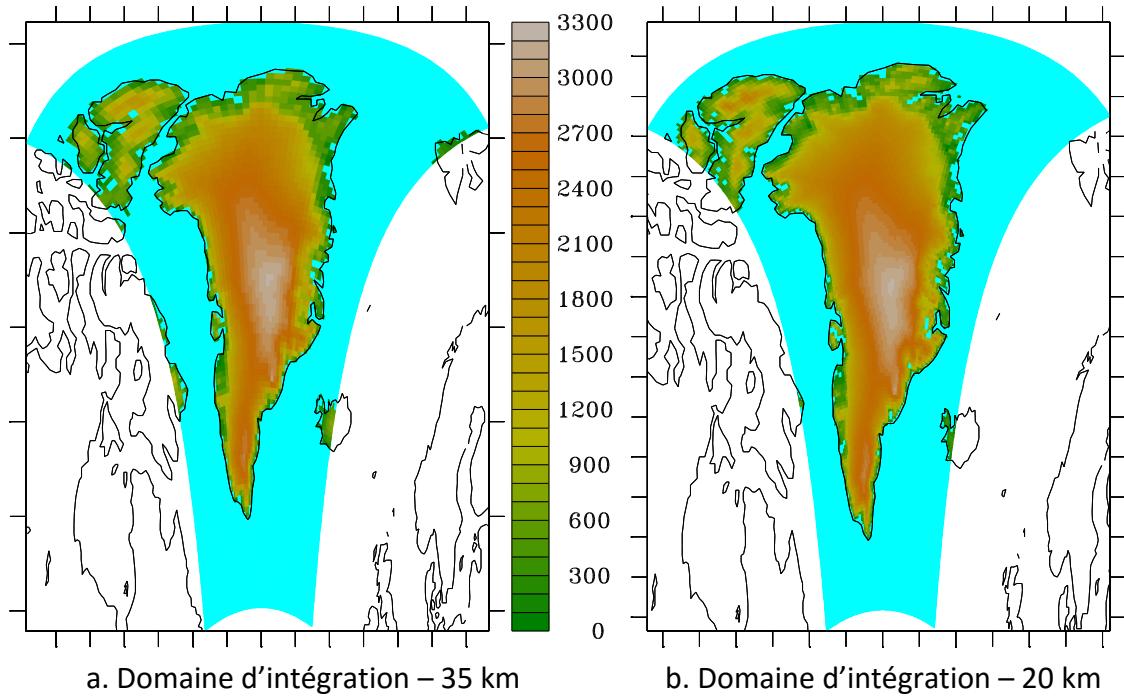


Fig. 8 Domaine d'intégration à 35km, utilisé pour les simulations dont la résolution horizontale du module atmosphérique est à 35km (MAR35 et MAR35/17.5) (a). b) Idem mais pour les simulations dont la résolution horizontale du module atmosphérique est à 20km (MAR20 et MAR20/10). La topographie (en mètre) est également représentée.

La topographie et le masque de glace sont interpolés à la résolution du MAR depuis Bamber *et al.* (2013). Pour les simulations avec régionalisation couplée (MAR35/17.5 et MAR20/10), la topographie du module atmosphérique correspond à la moyenne de l'altitude des 4 sous-mailles «glace» de SISVAT. Notons que la topographie de Bamber *et al.* (2013) est à haute résolution (1 km), mais l'incertitude sur l'élévation est la plus forte aux marges de l'inlandsis; soit là où l'on cherche à améliorer l'altitude dans SISVAT. Comme MAR ne comprend pas de modèle de calotte, le masque de glace permanente est fixé et ne peut donc varier lors des simulations. Il en va de même pour l'altitude de la calotte. La rétroaction associée à la variation de l'altitude due à un gain ou une perte de masse en surface est donc négligée. Enfin, le module de neige soufflée par le vent (érosion par le vent et formation de congères) a été désactivé puisque cette perte s'avère négligeable vis-à-vis du ruissellement (Fettweis *et al.*, 2013) et que les vents ne sont pas régionalisés.

Les différences d'altitude entre l'altitude à 20 km et 10 km de résolution (Fig. 9) sont très faibles au centre de l'inlandsis et sont souvent inférieures à 50 m. Elles ne deviennent significatives qu'aux marges de l'inlandsis à des altitudes inférieures à 1000 m. Une résolution de 10 km permet de mieux résoudre les fjords profonds comme à l'est du Groenland. À cet endroit, la différence d'altitude entre une résolution de 10 et 20 km peut approcher les 1000 m. Une telle différence d'altitude peut entraîner un biais de température jusqu'à 10°C (cas pour de l'air sec).

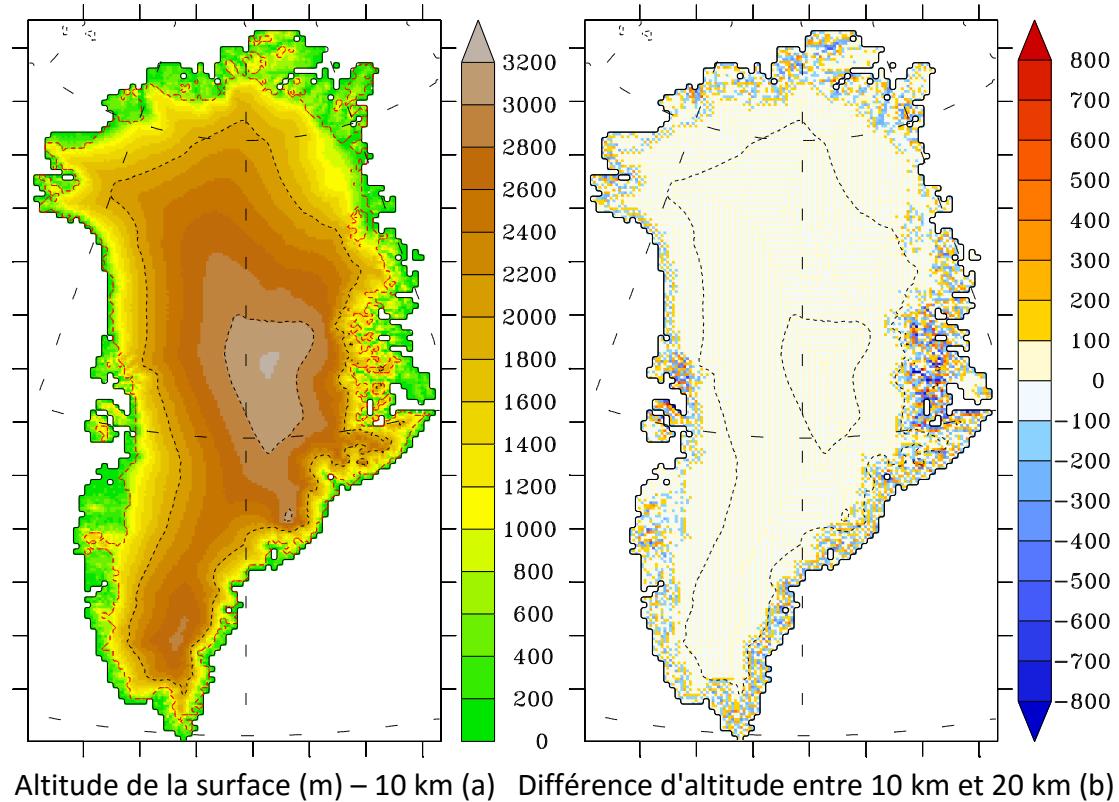


Fig. 9 a) Altitude de la surface (somme de l'altitude du socle rocheux et de l'épaisseur de l'inlandsis) à la résolution de 10km, ou autrement dit à la résolution utilisée dans SISVAT en mode régionalisation (simulations MAR20-10). b) Différence d'altitude entre la résolution de 10km et 20km sur la grille à 10km de SISVAT. L'altitude à 20km a été interpolée à 10km via la méthode du plus proche voisin. Cette différence d'altitude correspond à la différence d'altitude utilisée dans SISVAT pour corriger la température et l'humidité calculées par le MAR à 20km lors de la régionalisation couplée. Les courbes en tirets sont les lignes d'altitude à 2000m et 3000m. Le masque de glace permanente commun a également été représenté sur la figure de gauche (a) en rouge.

Quant aux différences entre 35 km et 17.5 km (Fig. 10), leur répartition spatiale est similaire à figure 9. Toutefois, les fjords profonds ou les vallées étroites ne sont pas résolus à une résolution de 17.5 km. Par conséquent, les différences à l'est du Groenland ne sont pas aussi prononcées. On retrouve par contre bien des écarts d'altitude aux marges de l'inlandsis qui s'étendent davantage vers le centre du Groenland. Bien qu'à chaque fois le gain de résolution soit double entre la basse et la haute résolution, le gain de MAR35/17.5 est plus important en valeur absolue que celui de MAR20/10. Les différences ne sont donc pas localisées juste aux pentes les plus fortes puisque la topographie de MAR35 est fortement lissée.

En ce qui concerne les masques de glace permanente définis sur base des données de Bamber *et al.* (2013) et utilisés dans SISVAT (Fig. 11 et Fig. 12), une résolution plus fine apporte une meilleure information aux marges. Le masque de glace à 10 km permet de mettre en évidence des glaciers individualisés (au nord du Groenland) dont une partie est également individualisée par les masques à 17.5 et 20 km. Par contre, le masque à 10 km est le seul à mettre en évidence quelques fines langues glacières à l'est de l'inlandsis. Ceci montre bien que les résolutions de l'ordre de 20 km utilisées par de nombreux RCM sont trop grossières et ne permettent pas

de résoudre les terminaisons glaciaires et petits glaciers. Par ailleurs, les masques de glace permanente à 20 km et 17.5 km sont très proches.

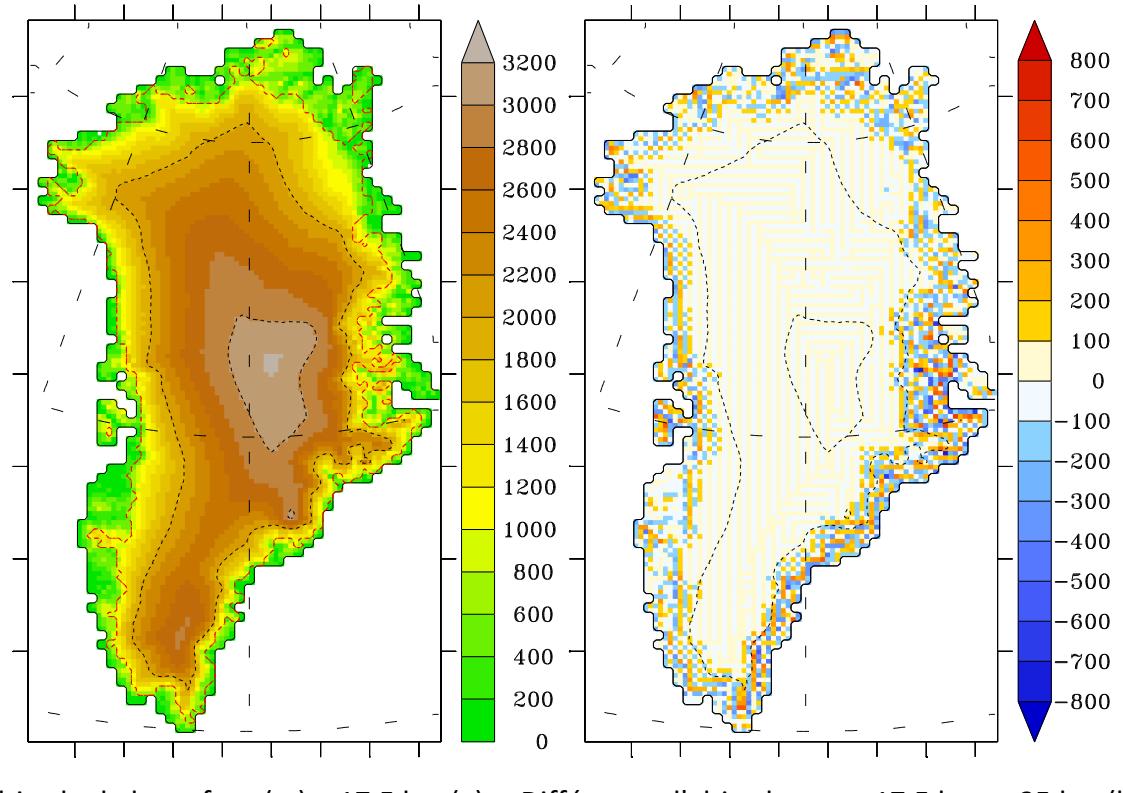


Fig. 10 Idem que Fig. 9 mais pour 35 et 17.5 km

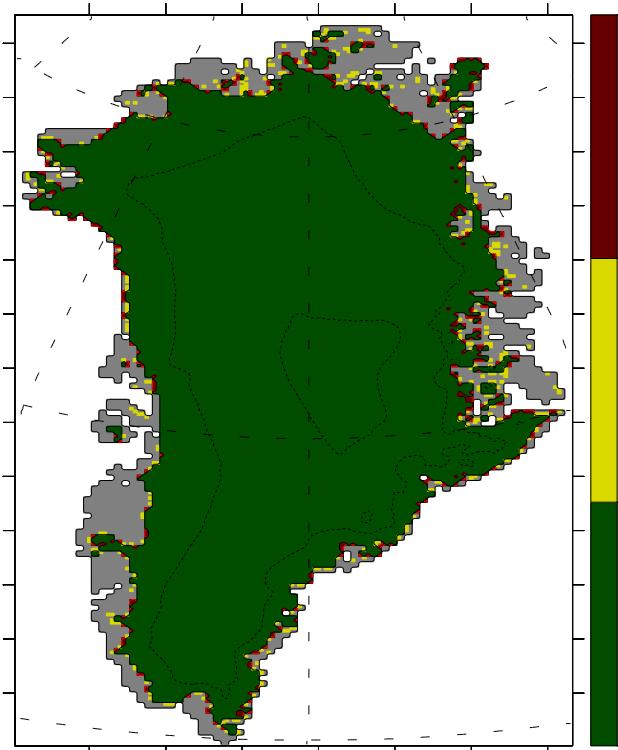


Fig. 11 Masques de glace permanente à 10 km. En vert, le masque commun à MAR20 et MAR20/10, en jaune le masque les pixels considérés comme recouvert de glace dans MAR20/10 uniquement et en rouge les pixels considérés comme glacé dans MAR20 uniquement.

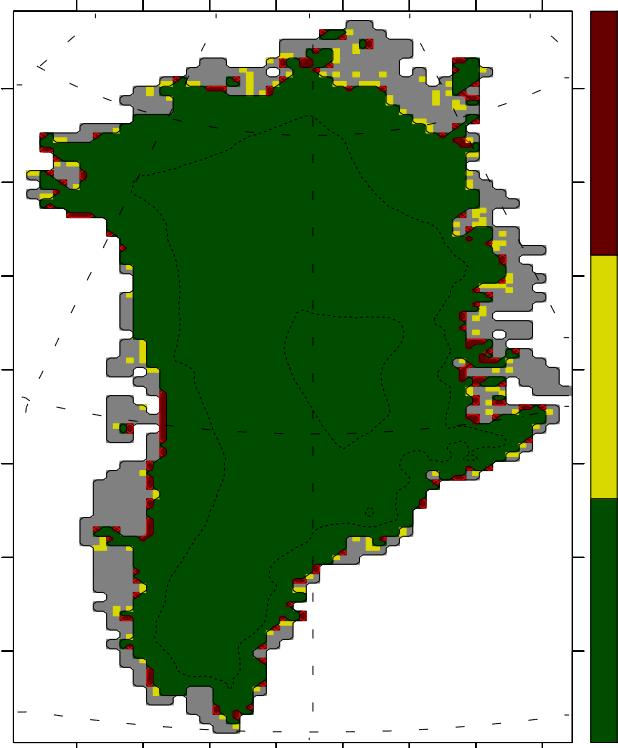


Fig. 12 idem que Fig. 11 mais pour MAR35 et MAR35/17.5.

4.2 Observations PROMICE

La base de données PROMICE (*Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet*) rassemble toutes les observations effectuées sur l'inlandsis du Groenland, que ce soit à l'aide de stations météorologiques automatiques ou à l'aide de sondages et de carottages. Ce programme financé par l'Agence de l'Energie Danoise (*Danish Energy Agency*) vise aussi à collecter de nouvelles données comme notamment l'ablation de la glace. Ces mesures sont désormais effectuées à l'aide de groupes de stations météorologiques automatiques placées sur plusieurs transects (pour représenter la transition zone d'ablation-percolation-accumulation) de l'inlandsis Ahlstrøm *et al.*, 2008; Van As *et al.*, 2011; Machguth *et al.*, 2016). Les conditions climatiques (températures très froides et le manque de rayonnement en hiver) compliquent fortement la collecte de données expliquant le peu de données par rapport à la taille de l'inlandsis (Mernild *et al.*, 2010).

Les mesures utilisées en zone d'ablation proviennent de Machguth *et al.* (2016) tandis qu'en zone d'accumulation, la description des données est effectuée dans Bales *et al.* (2001) et Bales *et al.* (2009). Seules les observations couvrant la période 1979-2014 et suffisamment proches du masque de glace utilisé dans MAR sont conservées. L'observation doit se trouver à moins de $1.5^{\circ}10$ km du pixel glacé le plus proche sur la grille de MAR20/10. On considère qu'un pixel est glacé si la fraction de glace qui le compose vaut au moins 50%. Ainsi, les mêmes observations seront utilisées pour tous les résultats, ce qui permettra de les comparer entre eux en conservant un maximum d'observations en zone d'ablation. Dès lors, 2115 observations, dont 261 carottages, ont été sélectionnées pour évaluer les résultats du bilan de masse en surface simulé par le MAR.

Afin d'éliminer le biais d'altitude entre l'altitude du pixel MAR et l'altitude du lieu de l'observation, les résultats du MAR sont corrigés à l'aide d'un gradient vertical lors de l'évaluation du bilan de masse en surface vis-à-vis de la base de données PROMICE. Cette méthode de correction est là même que la méthode d'interpolation de Franco *et al.* (2012) (cf. 4.3.1), si ce n'est que l'on n'interpolate pas les résultats du MAR sur une grille à plus haute résolution mais à l'échelle des observations et que l'on utilise uniquement les pixels inclus dans le masque de glace. Par ailleurs, pour les simulations avec régionalisation (MAR35/17.5 et MAR20/10), un critère supplémentaire a été imposé dans la recherche des pixels les plus proches pour éviter de sélectionner un pixel de la grille à haute résolution dont le pixel correspondant sur la grille à basse résolution représenterait trop l'état de la toundra. Ainsi, un pixel de ces simulations pour être sélectionné doit être inclus dans le masque de glace, mais en plus son pixel original sur la grille à basse résolution (ce qui revient à dire grille atmosphérique) doit également être considéré comme glacé. Cette condition est remplie si le total de la fraction de glace des sous-pixels (fraction allant de 0 à 25% pour chacun d'eux) le composant est d'au moins 50%.

4.3 Méthode a posteriori et comparaisons

4.3.1 Méthode a posteriori

Pour comparer l'apport d'une régionalisation couplée, les résultats à basse résolution (MAR35 et MAR20) ont été interpolés sur les grilles à haute résolution correspondantes (utilisées par MAR35/17.5 et MAR20/10 respectivement). Plusieurs méthodes d'interpolations peuvent être nécessaires pour déterminer les artefacts qu'elles produisent risquant d'influencer la distribution du BMS (Machguth *et al.*, 2009). En l'occurrence, l'interpolation au plus proche voisin permet de comparer directement les résultats de la régionalisation couplée aux résultats non régionalisés à plus basse résolution puisque les grilles sont parfaitement superposables et que les quatre sous-pixels de type glace correspondent à des divisions de la grille à basse résolution. Cependant, cette méthode d'interpolation introduit un biais «en escalier»: le BMS interpolé présente des changements abrupts. Dès lors, l'interpolation conservant le mieux la distribution est une interpolation avec une pondération inverse à la distance (PID); c'est-à-dire où on pondère les valeurs des quatre pixels les plus proches selon la distance entre le pixel à haute résolution et les quatre pixels à basse résolution. Le BMS interpolé est ainsi plus «lisse» et varie progressivement d'une valeur à la suivante. Comme pour la méthode du plus proche voisin, elle présente en plus l'avantage de donner des résultats qui restent compris entre le maximum et le minimum des valeurs initiales sans extrapolation des résultats (Machguth *et al.*, 2009). Toutefois, cette méthode ne tient pas compte des variations locales de topographie induites par le passage d'une basse résolution vers une meilleure résolution. Ces différences d'altitude sont responsables de modification du BMS et c'est pourquoi la méthode de régionalisation a posteriori de Franco *et al.* (2012) est également utilisée. On pourra ainsi comparer l'apport d'une régionalisation couplée par rapport à une régionalisation a posteriori.

La méthode de Franco *et al.* (2012) interpole d'abord les valeurs de la grille à basse résolution sur la grille à haute résolution via une méthode de pondération inverse à la distance. Ensuite, on recherche sur la grille à basse résolution les 9 pixels les plus proches du pixel de la grille à haute résolution dont on souhaite calculer la valeur. Cette étape permet de déterminer pour chacune des paires de pixels (pixel en cours et $n^{\text{ième}}$ pixel le plus proche) un gradient vertical de la variable à régionaliser par rapport à l'altitude. Le gradient final est obtenu en pondérant les gradients intermédiaires par leur différence d'altitude. Un lissage spatial est effectué afin d'éviter des valeurs aberrantes. Enfin, la valeur finale correspond à la variable interpolée à laquelle on ajoute le gradient multiplié par la différence entre la topographie réelle à haute résolution et la topographie interpolée à la première étape. Cette correction n'est effectuée que si la topographie interpolée et la topographie à haute résolution ont une différence d'au moins 20 m. Le bilan de masse en surface (BMS), le ruissellement de l'eau de fonte en surface (REFS) et la

sublimation (SU) sont les variables régionalisées *a posteriori*. Dans la suite de ce travail, l'acronyme RAP fera référence à régionalisation *a posteriori*.

En ce qui concerne les précipitations, elles seront interpolées par la méthode de pondération inverse à la distance uniquement et donc sans correction. Comme ces dernières ne présentent pas une corrélation significative avec l'altitude, il n'est pas possible de les régionaliser avec la méthode de Franco *et al.*, (2012), car suivant où l'on se situe sur l'inlandsis et le type de temps, les précipitations augmentent ou diminuent avec l'altitude.

4.3.2 Comparaison des méthodes

Plusieurs études (voir notamment Franco *et al.*, 2012; Vernon *et al.*, 2013) ont mentionné l'importance de comparer des résultats sur un masque commun. Néanmoins, cette comparaison tend à réduire la zone d'ablation, alors que ce sont aux marges de l'inlandsis que les modèles montrent le plus d'écart. En rétrécissant la zone d'ablation et la zone de fonte, on impacte particulièrement la quantité de ruissellement d'eau de fonte et le regel. Dès lors, les composantes du BMS seront intégrées sur tout l'inlandsis du Groenland depuis leur masque de glace original et le masque commun à chaque paire. Pour ce faire, le masque de glace permanente à basse résolution a été interpolé à haute résolution via la méthode du plus proche voisin, car cette méthode est la méthode utilisée pour reconstruire le masque continental des simulations avec régionalisation couplée. On pourra ainsi évaluer l'apport d'une méthode de régionalisation en zone d'ablation selon un masque de glace plus précis et selon un masque de glace équivalent mais réduit. Seules les différences bien marquées entre la fraction de glace permanente des simulations au sud-est appartiennent aux masques communs. Les fjords à l'est sont situés près de la limite tandis que les différences au nord et au sud-ouest sont hors du masque de glace commun. De façon générale, les différences les plus importantes sont situées hors du masque commun. Rappelons que l'on considère qu'un pixel appartient à l'inlandsis si sa part de glace est d'au moins 50%. En dessous de cette limite, la part de la toundra dans le pixel est plus importante que la part de glace, de sorte que les résultats reflètent davantage l'état de la toundra que l'état de la glace. Par exemple, cela se traduit par une température de surface agrégée à la sortie du module SISVAT (et donc en entrée atmosphérique dans le MAR) plus élevée qui entraîne donc plus de fonte et donc plus de ruissellement.

Les résultats de BMS interpolés sur la grille à haute résolution correspondante permettront une comparaison spatiale entre les deux méthodes de régionalisation. Une étude approfondie du BMS et de ses composantes sera également effectuée sur le K-transect (Van As *et al.*, 2011; Franco *et al.*, 2012, Machguth *et al.*, 2016). Par ailleurs, la simulation avec régionalisation MAR35/17.5 sera comparée à MAR20 qui correspond aux simulations références de MAR. Cette comparaison permet de confronter le résultat de la régionalisation avec des résultats de MAR dont la résolution native est proche. L'interpolation des résultats MAR35/17.5 sur la grille

MAR20 sera effectuée par une interpolation de type pondération inverse à la distance.

Quant aux différences de précipitations, puisque les couples MAR35-MAR35/17.5 et MAR20-MAR20/10 utilisent un même module atmosphérique, ce qui signifie qu'ils utilisent la même résolution, la comparaison sera effectuée sur la grille originale du module atmosphérique, c'est-à-dire à basse résolution afin d'évaluer les rétroactions engendrées sur l'atmosphère par la régionalisation couplée dans SISVAT.

Chapitre 5

Résultats

Ce chapitre présente les résultats des simulations et régionalisations décrites au chapitre 4. La première partie se concentre sur l'évaluation des résultats par rapport aux observations PROMICE (5.1). La deuxième partie est consacrée aux différences entre les résultats avec régionalisations et résultats standards interpolés *a posteriori*, sous la forme de bilans intégrés sur l'inlandsis et sous la forme de comparaisons spatiales (5.2). Ensuite, nous analysons les différences entre MAR à 20 km et MAR à 35 km avec régionalisation couplée dans SISVAT à 17.5 km, c'est-à-dire à résolution presqu'équivalente (5.3). Enfin, nous présentons un résumé des résultats obtenus en fin de chapitre (5.4).

5.1 Évaluation

Les résultats ont été comparés à 2115 observations *in situ* du BMS selon la méthode présentée en section 4.2. Ces observations sont réparties sur tout l'inlandsis (Fig. 13). Néanmoins, certaines zones souffrent d'un manque d'observation. Il en ressort que l'évaluation des résultats sur l'ensemble de la glace du Groenland n'est pas homogène. Ainsi, si la zone d'accumulation est bien couverte en son centre, ce n'est pas le cas pour les zones de grande accumulation aux marges et plus particulièrement au sud-est de l'inlandsis du Groenland. Quant à la zone d'ablation, elle est nettement moins bien couverte que la zone d'accumulation: peu d'observations se trouvent au sud-ouest et au nord-ouest du Groenland. L'évaluation est effectuée en deux étapes qui permettent d'évaluer les performances par rapport aux carottages en zone d'accumulation et par rapport aux observations de la base de données PROMICE situées majoritairement en zone d'ablation.

De façon générale, les comparaisons avec les observations sont bonnes (Tab. 4A et B). La corrélation est significative (>0.9) excepté pour MAR35 et MAR35/17.5 par rapport aux carottages. L'erreur quadratique moyenne (*Root Mean Square Error*, RMSE) de chaque simulation est inférieure à deux fois l'écart-type et est donc considérée comme non significative en climatologie. On peut donc en conclure que

les simulations reproduisent correctement le bilan de masse en surface et sa variabilité temporelle et spatiale au Groenland.

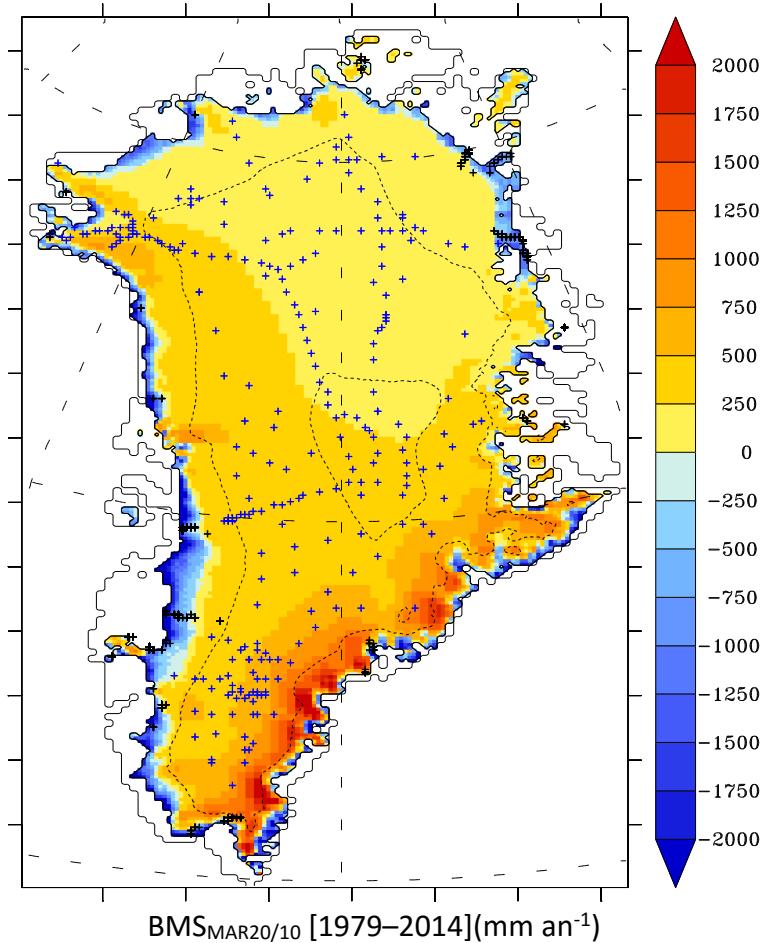


Fig. 13 Bilan de masse en surface (BMS) simulé par MAR20-10 pour la période de 1979–2014 (mm an⁻¹) et localisations des observations utilisées pour évaluer les résultats. Les croix bleues représentent le site des observations provenant de Bales *et al.* (2001) et Bales *et al.*, (2009) tandis que les croix noires représentent les observations décrites dans Machguth *et al.* (2016). Les lignes en tiercé noirs sont respectivement les lignes d'altitude de 2000 et 3000 m. Le bilan de masse est représenté à 10 km de résolution uniquement sur le masque commun de glace permanente aux simulations à 20 et 10 km.

En zone d'accumulation (Tab. 4A), l'évaluation des résultats par rapport aux carottages montre que les paires MAR35-MAR35/17.5 et MAR20-MAR20/10 sont équivalentes entre elles. En effet, au centre de l'inlandsis, les différences d'altitude entre un pixel de la grille à basse résolution et les sous-pixels correspondants dans la grille à haute résolution sont les plus faibles. SISVAT avec régionalisation couplée ne calcule donc pas de gradient, car les différences d'élévation sont inférieures à 100 m. Il n'y a donc aucune correction de température et d'humidité et les résultats régionalisés sont équivalents aux résultats non régionalisés. Dès lors, les résultats des simulations avec régionalisation couplée par rapport aux carottages dépendent de la capacité du module atmosphérique à bien résoudre les précipitations au centre de l'inlandsis. Ainsi, MAR35/17.5 présente des résultats moins bons que MAR20 parce que l'effet de barrière orographique n'est pas suffisamment bien représenté à une résolution spatiale de 35 km. Notons que toutes les simulations surestiment

l'accumulation, biais déjà identifié lors des analyses précédentes de MAR sur le Groenland (Tedesco *et al.*, 2013).

Quant aux observations de la base de données PROMICE qui sont situées aux marges de l'inlandsis (Tab. 4B), les résultats de MAR35 sont les moins bons à cause de leur résolution plus grossière. L'utilisation de SISVAT en mode régionalisation couplée (MAR35/17.5 et MAR20/10) améliore les résultats par rapport aux résultats de SISVAT standard (MAR35 et MAR20). Toutefois, MAR35/17.5 présente un gain nettement plus important par rapport à MAR20/10. Les biais moyens suggèrent que MAR35/17.5 surestime l'ablation alors que les autres simulations (et particulièrement MAR20/10) la sous-estiment.

A. n=261	Biais moyen (m.a ⁻¹)	Corrélation	RMSE (m.a ⁻¹)
MAR35	0.07	0.89	0.11
MAR35/17.5	0.07	0.89	0.11
MAR20	0.04	0.90	0.09
MAR20/10	0.04	0.90	0.09
Moyenne:	0.31		Ecart-type: 0.16

B. n=1854	Biais moyen (m.a ⁻¹)	Corrélation	RMSE (m.a ⁻¹)
MAR35	0.07	0.88	0.61
MAR35/17.5	-0.01	0.91	0.54
MAR20	0.06	0.92	0.50
MAR20/10	0.09	0.93	0.49
Moyenne:	-0.87		Ecart-type: 1.31

Tab. 4 A) Comparaison du BMS simulé par MAR aux mesures provenant de carottages. B) Comparaison du BMS simulé par MAR aux mesures de la base de données PROMICE. La moyenne et l'écart-type des observations sur tout l'inlandsis sont également indiqués. Les résultats MAR35 et MAR20 sont respectivement les résultats à 35 km et 20 km de résolution. MAR35/17.5 et MAR20/10 sont les résultats obtenus à l'aide d'une régionalisation couplée dans SISVAT permettant de passer à une résolution deux fois supérieure (respectivement de 35 à 17.5 km et de 20 à 10 km). L'unité du biais moyen, de la moyenne, de l'écart-type et de la RMSE est le m.a⁻¹.

En conclusion, il est intéressant de constater le gain apporté par les simulations utilisant une régionalisation couplée. MAR35/17.5, dont seul le module de surface utilise une résolution de 17.5 km, permet d'obtenir des résultats proches de MAR20 pour lequel la résolution de tous les modules est de 20 km.

5.2 Apport de la régionalisation couplée par rapport aux résultats standards

5.2.1 Comparaisons intégrées sur l'inlandsis

Les résultats ont été intégrés sur l'inlandsis de façon annuelle. Les masques utilisés sont les masques originaux, impliquant une superficie différente pour la glace en fonction de la résolution (Tab. 5). Puisque les précipitations sont calculées sur la grille à basse résolution dans les simulations avec régionalisation couplée, la

valeur du masque a été calculée en agrégeant la valeur du masque de glace à haute résolution, c'est-à-dire en sommant la valeur des quatre sous-pixels. Comme les masques sont différents, la superficie de l'inlandsis, et plus exactement de sa zone d'ablation varie selon la résolution utilisée, ce qui entraîne des écarts artificiels lors de la comparaison. Cela se traduit par une diminution du bilan de masse en surface et une augmentation du ruissellement de l'eau de fonte en surface lorsque la superficie prise en compte augmente. Pour ce qui est du temps de calcul des simulations, il grandit selon la résolution employée. Il est intéressant de constater que MAR35/17.5 ne demande que 39% du temps de calcul nécessaire à MAR20 pour des résultats semblables. L'utilisation d'une méthode de régionalisation couplée dans MAR vis-à-vis de MAR dans sa version classique demande entre 19 et 30% de temps supplémentaire sur le Groenland (comparable avec l'estimation de Lang (2015) pour le Svalbard à savoir ~20%).

	Temps de calcul	Superficie du masque de glace (10^3 km^2)	BMS (Gt an $^{-1}$)	REFS (Gt an $^{-1}$)	PN (Gt an $^{-1}$)
MAR20/10	119%	1800	399±122	319±111	717±54
MAR20	100%	1797	418±117	292±105	712±53
MAR35/17.5	39%	1791	419±121	316±109	733±54
MAR35	30%	1793	428±118	303±104	734±56

Tab. 5 Bilan de Masse en Surface (BMS), ruissellement de l'eau de fonte en surface (REFS) et précipitations sous forme de neige (PN) moyens intégrés annuellement [1979-2014] pour tout l'inlandsis du Groenland simulés par MAR à 20 et 35 km résolution et avec régionalisation couplée à respectivement 10 et 17.5 km dans le module de surface (unités : Gt an $^{-1}$). Le temps de calcul est indiqué avec comme référence le temps de simulation nécessaire à une résolution complète de 20 km. La superficie du masque de glace permanente utilisé pour l'intégration du BMS et REFS est également mentionnée (unités : 10^3 km^2)

Nous avons également comparé les résultats des différentes simulations sur un masque de glace commun. La comparaison des précipitations (Tab. 6) se fera sur le masque commun à la résolution du module atmosphérique (35 et 20 km). Pour ce qui est du BMS et du REFS (Tab. 7), les résultats de MAR35 et de MAR20 ont été interpolés sur la grille à haute résolution des simulations avec régionalisation couplée (respectivement MAR35/17.5 et MAR20/10) à l'aide d'une méthode d'interpolation qui pondère la valeur des quatre plus proches voisins selon la distance (PID) et à l'aide de la méthode de régionalisation a posteriori (RAP) de Franco *et al.* (2012). Rappelons que la méthode PID sert simplement à interpoler les variables sur la grille à plus haute résolution afin de pouvoir comparer directement leurs résultats tandis que la méthode RAP effectue des corrections de ces variables selon la différence d'altitude entre les deux grilles et constitue donc une méthode de régionalisation, destinée à améliorer la qualité de la représentation du BMS (cf. 4.3.1).

Le total moyen annuel et la variabilité interannuelle des précipitations neigeuses et sous forme de pluie simulées ne montrent pas de différences significatives (différences inférieures à 0.25%) pour un même module atmosphérique malgré

l'emploi d'un module de surface différent sur l'inlandsis (Tab. 6). Dès lors, les écarts de BMS simulés ne s'expliquent pas par des différences de précipitations. L'explication des différences de BMS se trouve donc uniquement dans l'ablation calculée par le module de surface. De plus, ces résultats suggèrent que les rétroactions induites par l'utilisation d'un module de surface à plus haute résolution dans SISVAT sur l'atmosphère sont négligeables au-dessus de l'inlandsis du Groenland.

Les résultats de MAR35 et MAR20 interpolés sur les grilles à haute résolution (Tab. 7), ne montrent pas de différences statistiquement significatives, selon un test de Student ($\alpha=5\%$), avec les résultats obtenus par régionalisation couplée.

	Superficie (10^3 km^2)	PN (Gt an^{-1})	PP (Gt an^{-1})
MAR20/10	1761	700 ± 52	35 ± 9
MAR20	1761	700 ± 52	35 ± 9
MAR35/17.5	1737	715 ± 54	37 ± 9
MAR35	1737	715 ± 54	37 ± 9

Tab. 6 Précipitations neigeuses (PN) et sous forme de pluie (PP) moyennes annuelles sur l'inlandsis du Groenland (à l'aide d'un masque commun) dont la superficie est également indiquée. Les résultats sont calculés sur les grilles à basse résolution des simulations pour la période de 1979-2014.

	Superficie (10^3 km^2)	BMS (Gt an^{-1})	REFS (Gt an^{-1})
MAR20/10	1762	430 ± 112	277 ± 100
MAR20-PID	1762	406 ± 116	296 ± 104
MAR20-RAP	1762	421 ± 113	286 ± 101
MAR35/17.5	1743	453 ± 111	271 ± 97
MAR35-PID	1743	415 ± 115	304 ± 102
MAR35-RAP	1743	440 ± 111	286 ± 97

Tab. 7 Bilan de masse en surface (BMS) et ruissellement de l'eau de fonte en surface (REFS) annuels moyens intégrés sur l'inlandsis du Groenland pour la période de 1979-2014 (Gt an^{-1}). Les totaux ont été calculés sur les grilles à haute résolution (10 km et 17.5 km). Les résultats à basse résolution (MAR20 et MAR35) ont été interpolés à l'aide d'une méthode de pondération inverse à la distance (PID) ou d'une méthode de régionalisation a posteriori (RAP) sur les grilles à haute résolution (à 10 et 17.5 km). La superficie de l'inlandsis prise en compte dans le calcul est également indiquée (10^3 km^2).

Bien que les différences ne soient pas significatives, l'interpolation par PID produit le BMS annuel le plus bas tandis que les résultats issus de la régionalisation couplée donnent systématiquement un bilan annuel plus haut (Fig. 14). Par ailleurs, les biais annuels les plus prononcés entre la régionalisation couplée et l'interpolation PID correspondent aux années où le ruissellement de l'eau de fonte en surface est le plus fort. A l'inverse, une année avec un faible ruissellement est associée à de plus faibles différences, comme en 1992. Les différences entre interpolation PID et régionalisation couplée à 17.5 km (Fig. 14) et 10 km (Ann. 1) montrent une tendance positive significative - selon la méthode de Snedecor et Cochran (1991) à alpha égal 5% - sur la période d'étude que l'on peut attribuer à

l'augmentation du ruissellement de l'eau de fonte. Par contre, il n'y a pas de tendance significative pour le biais annuel entre les estimations du BMS issues de régionalisations couplées et a posteriori (Fig. 15 pour 17.5 km et Ann. 2 pour 10km), même si la méthode par régionalisation couplée donne toujours les valeurs de BMS les plus élevées. Il est important de noter que ces différences sont proches de l'instabilité numérique du MAR (X. Fettweis, 2016; *comm. pers.*) et peuvent donc être en grande partie dues à du bruit des méthodes et du MAR.

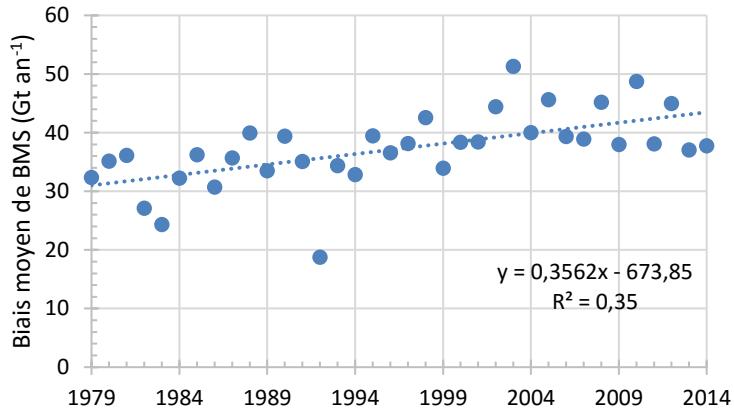


Fig. 14 Evolution du biais annuel entre le BMS simulé par MAR35/17.5 et le BMS simulé par MAR35-PID.

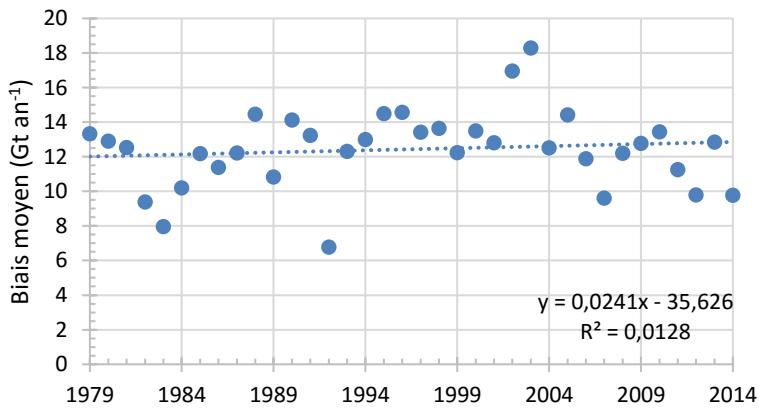


Fig. 15 Evolution du biais annuel entre le BMS simulé par MAR35/17.5 et le BMS simulé par MAR35-RAP

5.2.2 Comparaisons spatiales

La comparaison de MAR35/17.5 à MAR35 interpolé avec une pondération inverse à la distance ne montre que peu de différences significatives pour les BMS annuels moyens (Fig. 16b, les différences sont jugées significatives si l'anomalie est deux fois plus grande que l'écart-type). Au centre de l'inlandsis, MAR35/17.5 ne corrige pas la température et l'humidité, car les différences d'altitude sont très faibles entre les deux résolutions. Le BMS de MAR35/17.5 est donc égal au BMS à basse résolution. Par contre, les différences sont importantes en zone d'ablation et plus encore en bordure du masque de glace, mais restent négligeables comparées à la variabilité interannuelle. Partant du centre de l'inlandsis vers les marges, on

distingue une aire où MAR35-PID simule un BMS plus petit. En bordure de zone d'ablation, ou autrement dit à la limite entre la glace permanente et la toundra, MAR35/17.5 simule plus d'ablation que MAR35-PID. Ce schéma spatial se reproduit chaque année. Dans les fjords profonds des côtes du sud-est (n°3 sur la Fig. 16a) qui ne sont représentés qu'à 17.5 km, la basse résolution (35 km) ne permet pas de résoudre la zone d'ablation.

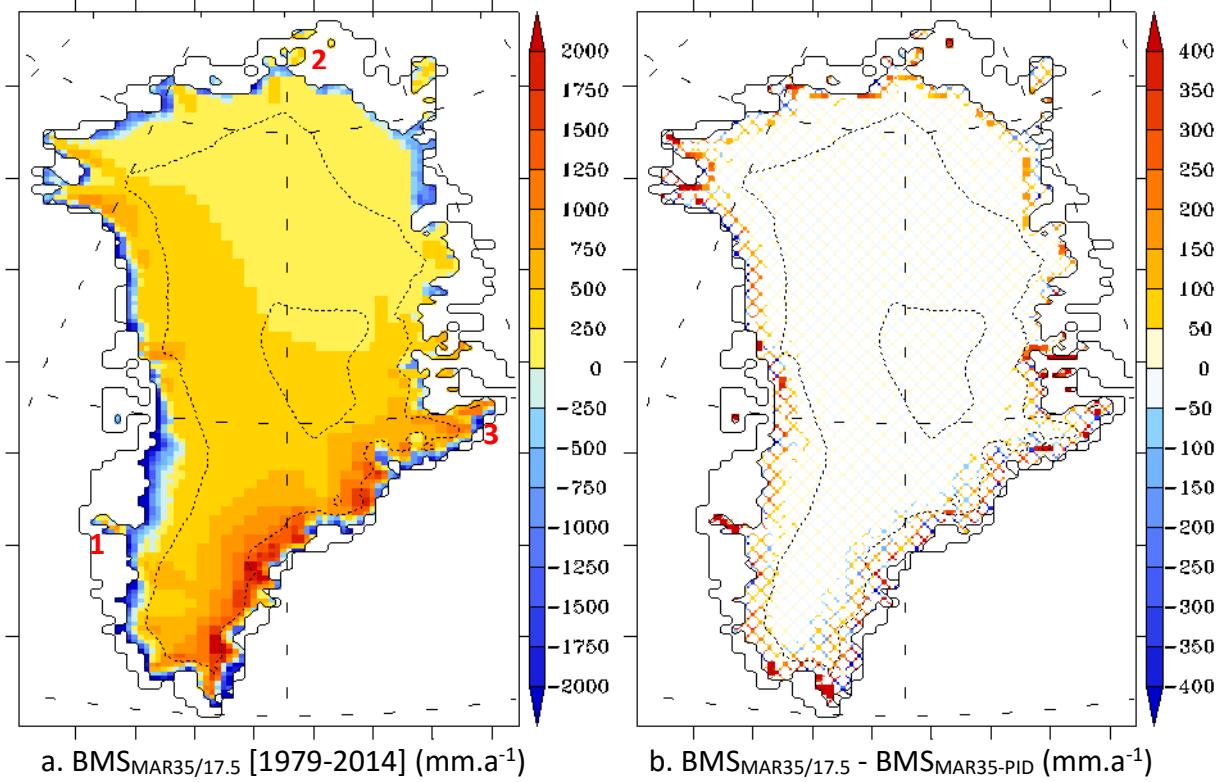


Fig. 16 a) Bilan de masse en surface annuel moyen simulé par MAR35/17.5 à 17.5 km de résolution pour la période 1979-2014 (mm.an^{-1}). Les chiffres 1,2 et 3 localisent respectivement le glacier de Maniitsoq, les calottes indépendantes au nord de l'inlandsis et les fjords profonds au sud-est. b) Différence de bilan de masse en surface annuel moyen entre MAR35/17.5 et MAR35 à 17.5 km de résolution pour la période 1979-2014 (mm.a^{-1}). MAR35 a été interpolé au moyen d'une interpolation avec pondération inverse à la distance (MAR35-PID). Les différences inférieures à deux fois la variabilité interannuelle sont jugées non significatives et sont représentées en tiercé.

Plusieurs exceptions existent au niveau des calottes et glaciers indépendants de l'inlandsis dont l'exemple le plus marquant se trouve près de Maniitsoq (sud-ouest de l'inlandsis, $66^{\circ}13'N$ et $52^{\circ}11'W$, n°1 sur la Fig. 16a) ou ceux du nord de l'inlandsis (n°2 sur la Fig. 16a). A ces endroits, bien que proches de la limite entre la glace et la toundra, MAR35/17.5 simule plus d'accumulation, car la résolution trop grossière de MAR35 entraîne une sous-estimation de l'altitude et donc une surestimation de la fonte.

Lorsqu'on compare MAR35/17.5 à MAR35 régionalisé à posteriori (MAR35-RAP) (Fig. 17), le même schéma spatial de différences peut être remarqué. Néanmoins, le nombre de pixels présentant des différences significatives est légèrement diminué, car l'utilisation de la méthode de Franco *et al.* (2012) a permis de corriger les biais dus à la méthode PID (voir par exemple la calotte de Maniitsoq).

De plus, les différences des pixels significatifs restants sont réduites. Rappelons que la distribution spatiale du BMS est dépendante de l'altitude. Ainsi, le SMB diminue de façon exponentielle vers les marges. Une interpolation classique comme la méthode PID ne permet pas de reproduire correctement ces variations spatiales. Par exemple, l'interpolation de l'altitude par cette méthode donne une décroissance trop lissée vers les marges alors que le profil réel est plus incurvé (Fig. 18). La variation spatiale du BMS est également faussée à cause d'un lissage similaire (Fig. 19). On peut constater en comparant les résultats du MAR avec les observations du K-Transect (Fig. 18, voir Ann. 3 pour sa localisation) que l'altitude à 17.5 km est plus proche des observations que celle dérivée de 35 km par méthode PID. Il en va de même pour le BMS. En outre, le profil montre que MAR35/17.5 et MAR35-RAP ont des valeurs de BMS similaires.

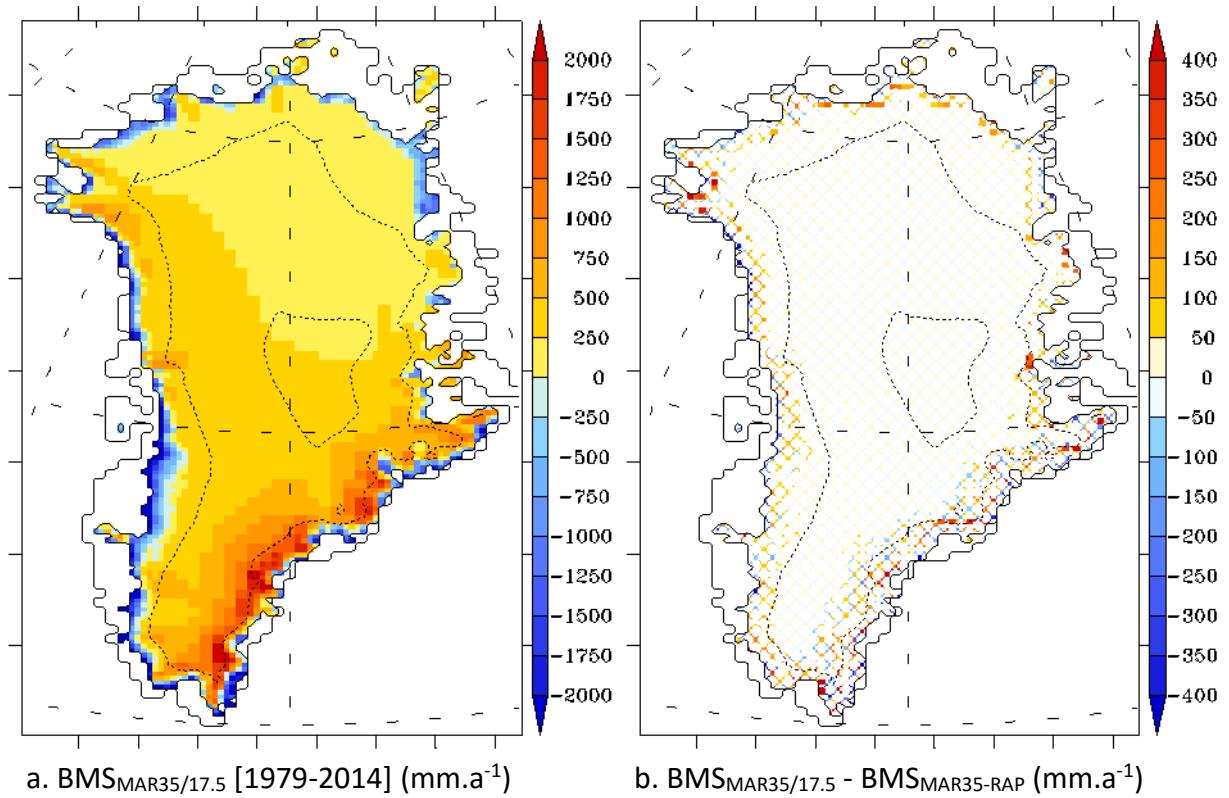


Fig. 17 Idem que Fig. 16 mais pour la comparaison entre MAR35/17.5 et MAR35-RAP (soit MAR35 interpolé par la méthode de Franco *et al.*(2012)).

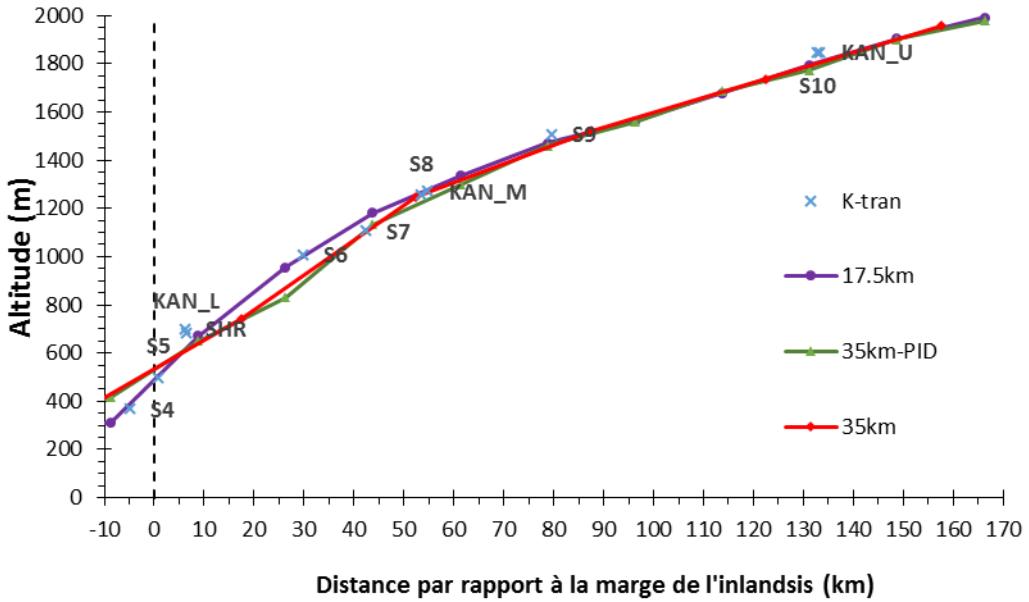


Fig. 18 Profil d'altitude le long du K-Transect. Les lieux d'observations représentés par des croix bleues sont décrits dans Van de Wal *et al.*(2012) et Machguth *et al.*(2016). La distance à la marge a été calculée par rapport au masque commun à 17.5 km.

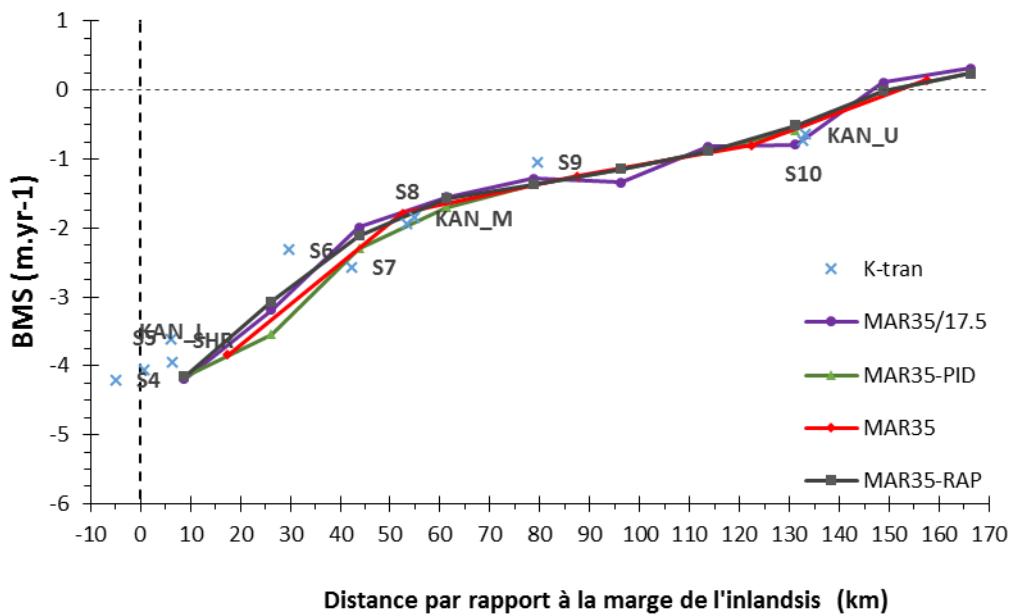


Fig. 19 Profil de Bilan de Masse en Surface le long du K-Transect en 2012. Les observations représentées par des croix bleues sont décrites dans Van de Wal *et al.*(2012) et Machguth *et al.*(2016).

L'utilisation d'une résolution plus fine (10 km contre 17.5 km) dans SISVAT régionalisé permet de mieux mettre en évidence des vallées profondes et de mieux cerner les langues glaciaires et les calottes indépendantes les plus importantes (Fig. 20a). Le BMS présente des valeurs plus extrêmes dans ces lieux à topographie complexe. La résolution impacte également directement le nombre de pixels sur lequel se fait la transition entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. Le caractère progressif de la transition est ainsi mieux représenté.

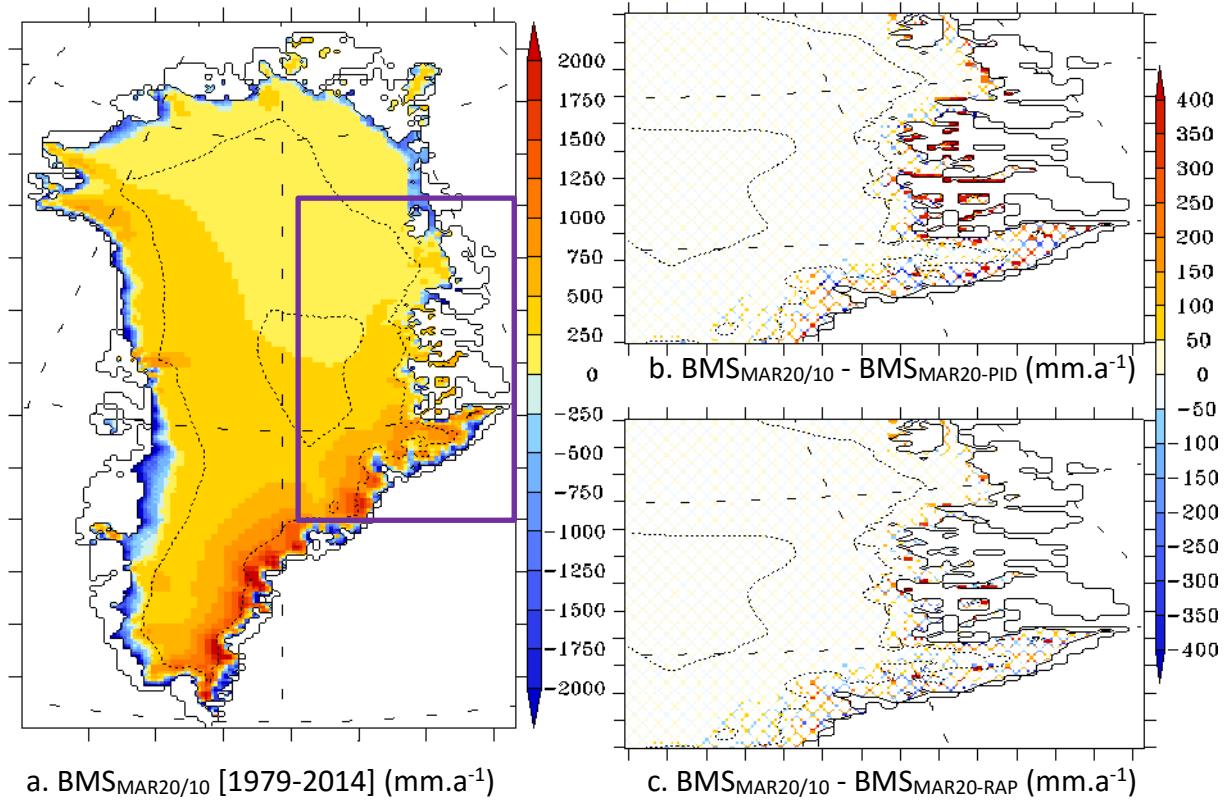


Fig. 20 a) Bilan de masse en surface annuel moyen simulé par MAR20/10 à 10 km de résolution pour la période 1979-2014 (mm.an^{-1}). Le cadre mauve localise la figure de droite. b) Biais moyen entre MAR20/10 et MAR20-PID à l'est de l'inlandsis, les différences non significatives sont représentées en tiercé. c) idem que b mais entre MAR20/10 et MAR20-RAP

Par ailleurs, l'effet de barrière orographique est mieux représenté à haute résolution, car le lissage de la topographie est moindre à 20 km qu'à 35 km. Cela entraîne une réduction des précipitations au centre de l'inlandsis, car l'humidité est bloquée par la chaîne de montagne à l'est de l'inlandsis. Par exemple, l'accumulation au centre-sud de l'inlandsis dans MAR20/10 par rapport à MAR35/17.5 est moins importante. La zone de grande accumulation au sud-est est ainsi davantage restreinte aux marges où les précipitations sont plus abondantes. Pour ce qui est des différences entre les méthodes d'interpolation (Ann. 4 et Ann. 5), les mêmes constats peuvent être faits qu'à 17.5 km. Comme la topographie et le masque commun de glace sont plus précis, les vallées profondes et les terminaisons glacières ne sont mises en évidence qu'à 10 km, de sorte que l'interpolation simple des résultats à basse résolution (MAR20-PID) entraîne de nombreux biais dans la région des fjords à l'est de l'inlandsis. MAR20-RAP diminue les écarts avec MAR20/10, mais des différences significatives sont toujours présentes. En effet, MAR20-RAP sous-estime l'accumulation à ces endroits (Fig. 20c). Les profils des résultats par rapport au K-Transect à 10 km ont été placés en annexe (Ann. 6 et Ann. 7) à titre d'information, car ils illustrent le même schéma qu'à 17.5 km où plus la résolution augmente, plus les valeurs sont proches des observations. On notera que l'altitude à une résolution de 20 km résout déjà très bien les pentes de l'inlandsis le long du K-Transect et que l'information supplémentaire apportée par la grille à haute résolution (10 km) est très faible. De façon plus générale, cela explique

également que les écarts les plus importants entre les méthodes sont davantage encore localisés aux marges de l'inlandsis.

5.2.3 Importance du regel

Les comparaisons spatiales ont montré les mêmes différences significatives entre les BMS, que ce soit à 17.5 ou à 10 km. Les quelques lieux présentant des pixels avec des différences significatives se trouvent principalement dans la partie est de l'inlandsis près de la ligne d'équilibre, notamment dans la zone de percolation et dans la zone de neige mouillée. Rappelons qu'à ces endroits, l'eau fondu en surface peut s'infiltre dans la neige ou le névé et y regeler, ce qui ne l'empêche pas de refondre plus tard pendant l'année (Fettweis, 2006; Chu, 2014).

Comme la quantité d'eau qui règle dépend de la quantité d'eau fondu (et des précipitations liquides), l'utilisation d'une meilleure résolution entraîne une augmentation de la fonte si le nouveau pixel est situé à une altitude plus basse, et peut donc également entraîner une augmentation de la part d'eau qui règle. De plus, la quantité d'eau pouvant regeler dépend du volume disponible dans les pores de la neige et du névé (Reijmer *et al.*, 2012). Seules les simulations avec régionalisation couplée peuvent tenir compte de ce phénomène, car dans SISVAT, l'eau fondu durant les heures les plus chaudes de la journée peut regeler durant la nuit. En ce qui concerne les régionalisations *a posteriori*, l'eau présente à la surface provenant soit des précipitations soit de la fonte accentuée à cause du changement de résolution ne peut pas regeler. Le regel est donc implicitement pris en compte par la différence entre l'augmentation de la fonte et l'augmentation du ruissellement. On suppose que si l'augmentation de la fonte est moins importante que l'augmentation du ruissellement, davantage d'eau a contribué au ruissellement plutôt qu'au regel. Les simulations avec régionalisation couplée sont comparées aux résultats interpolés par la méthode de Franco *et al.* (2012), car elle supprime le biais de l'altitude dans l'interpolation et permet donc de diminuer au maximum les différences qui ne sont pas dues au regel.

La quantité d'eau qui règle a donc été calculée annuellement de la façon suivante :

$$RG = F + PP - REFS$$

Eq. 4 Quantité d'eau en surface qui règle avec RG la quantité d'eau qui règle, F la quantité d'eau de fonte en surface, PP la quantité de précipitations pluvieuses et REFS la quantité de ruissellement de l'eau de fonte en surface.

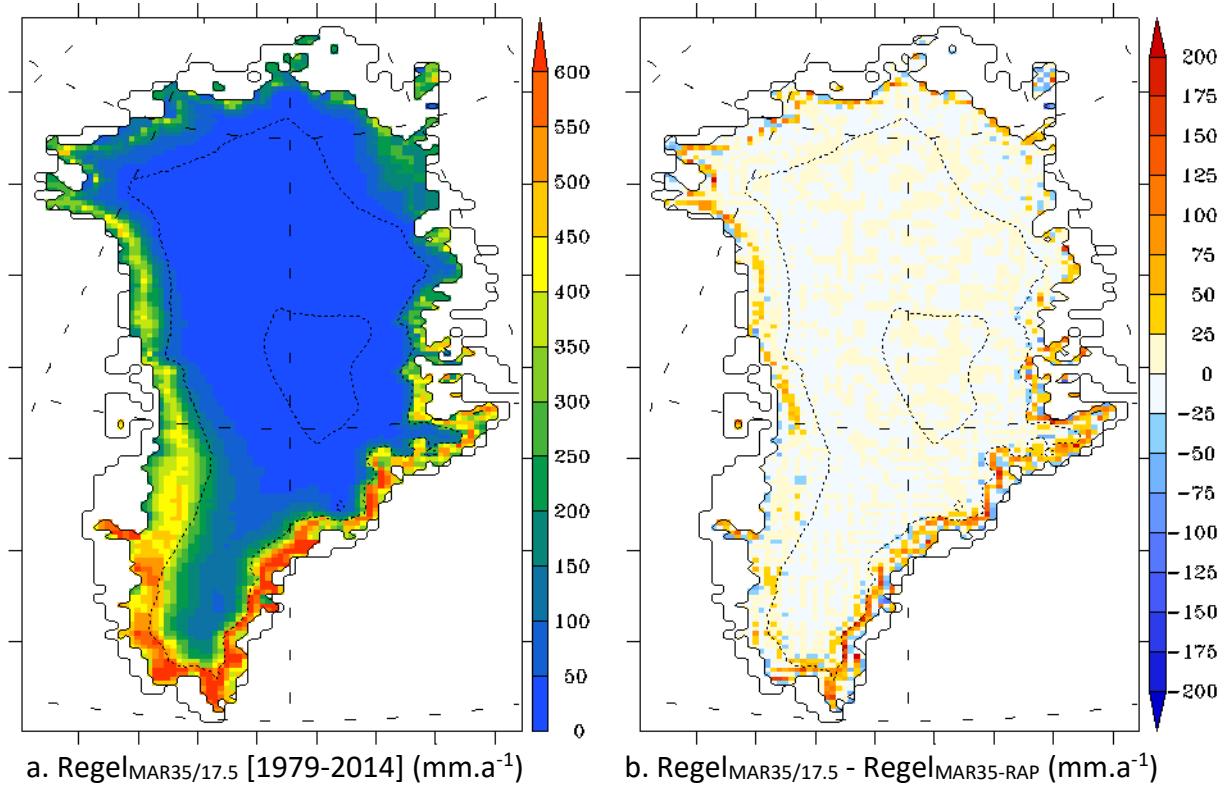


Fig. 21 a) Quantité annuelle moyenne d'eau qui régèle simulée par MAR35/17.5 pour la période de 1979-2014. b) Biais moyen entre le regel simulé par MAR35/17.5 et le regel estimé dans MAR35-RAP.

Les différences dans la part d'eau liquide en surface qui règle sont majoritairement situées au sud-est de l'inlandsis tandis qu'elles sont négligeables dans la large zone d'ablation à l'ouest correspondant aux maxima et minima de regel (Fig. 21 ; voir Ann. 8 pour la comparaison à 10 km). A cet endroit, la capacité du manteau neigeux à absorber l'eau fondu est réduite, car le manteau neigeux de l'hiver fond rapidement. En revanche au sud-est, la quantité de neige fond moins rapidement permettant davantage à l'eau de s'infiltrer et de regeler (Reijmer *et al.*, 2012). De façon générale, les différences significatives de BMS simulés par les méthodes sont localisées à des endroits où le BMS est proche de l'équilibre et où la variabilité interannuelle du BMS est relativement plus faible. Elles correspondent aux zones de regel maximal.

En plus de diminuer directement le ruissellement de l'eau de fonte, le processus de regel est important, car il retarde l'exposition de la glace nue, diminuant par la même action la rétroaction de l'albédo de la neige, ce qui diminuera également la fonte par la suite. Dès lors, le regel augmente l'accumulation autour de la ligne d'équilibre et dans la zone de percolation (Reijmer *et al.*, 2012). Par ailleurs, le regel et ses rétroactions peuvent expliquer en partie pourquoi les différences de SMB entre la régionalisation couplée et la régionalisation a posteriori ont tendance à être faibles quand il y a peu de ruissellement (et peu de fonte) comme en 1992 et plus importante quand la fonte est importante impliquant une grande quantité d'eau disponible pour ce processus (année 2003). En ce qui concerne l'année 2012, le regel a été plus limité, car d'une part le manteau hivernal n'était pas très conséquent et a

vite fondu (Tedesco *et al.*, 2013) et d'autre part parce que la fonte a été tellement importante que les pores ont rapidement été saturés. Ceci montre également que les incertitudes liées au regel sont importantes, comme cela a déjà été mis en avant par Bougamont *et al.* (2007) et Reijmer *et al.* (2012).

5.2.4 Evolution journalière

La confrontation des méthodes s'est faite sur des résultats annuels et a montré des différences importantes aux marges de l'inlandsis, mais toutefois peu significatives face à la variabilité interannuelle. Néanmoins, on ne peut exclure la présence d'extrêmes différents selon les saisons réduisant les différences annuelles. Dès lors, la prochaine analyse sera portée sur l'évolution journalière du BMS. Dans ce but, l'année 2012 a été choisie, car c'est une année record pour le Groenland à laquelle sont associées une fonte et une superficie de fonte très importantes (Tedesco *et al.*, 2013) et qui pourrait être représentative d'années futures de fonte extrême. D'autre part, il s'agit d'une des années montrant les biais les plus importants entre les méthodes de régionalisation couplée et d'interpolation par PID.

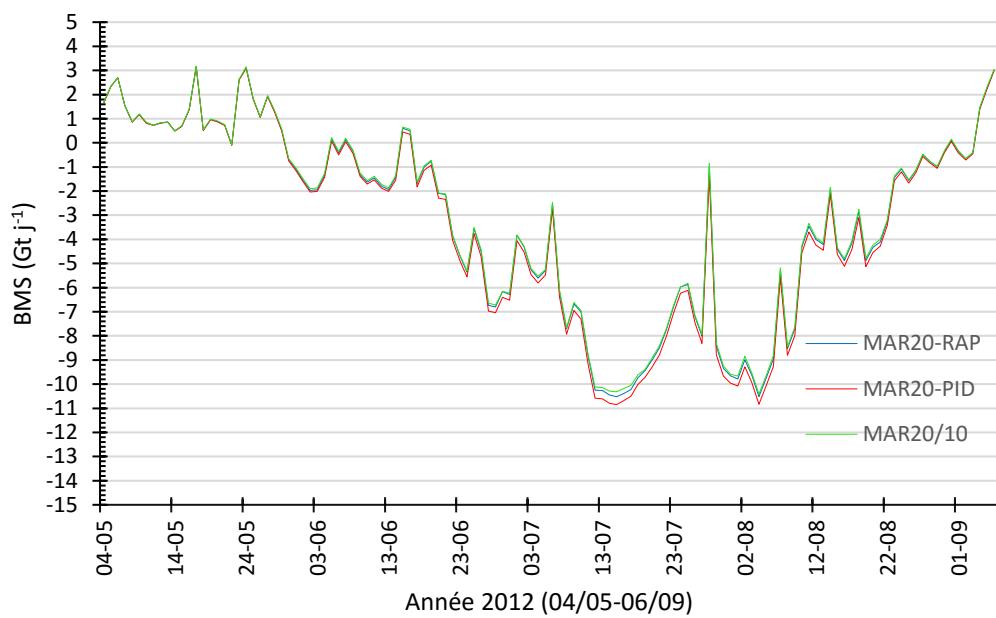


Fig. 22 Evolution journalière du bilan de masse en surface (BMS) intégré sur l'inlandsis du Groenland durant la saison de fonte de 2012.

Le BMS journalier intégré sur l'inlandsis sur le masque de glace commun est très similaire pour l'hiver lors des phases d'accumulation (cf. Ann. 9 pour les résultats à 10km sur toute l'année et Ann. 10 et Ann. 11 pour les résultats à 35 km). C'est pourquoi nous concentrons notre analyse sur la période de fonte. Celle-ci est définie par nos simulations pour l'année 2012 comme allant ainsi du 4 mai ou 6 septembre (soit du 125^{ème} jour au 250^{ème} jour de l'année)³. La figure 22, qui représente le BMS journalier à 10 km, montre que l'écart s'accroît entre les méthodes à mesure que le BMS diminue. Un écart maximal se trouve ainsi aux

³ La période a été légèrement augmentée de quelques jours pour permettre une mise en contexte de la situation.

environ du 15 juillet lorsque la fonte est la plus intense mais reste toutefois non significatif par rapport à la variabilité intra-annuelle. La tendance des résultats interpolés par PID à sous-estimer le BMS au Groenland est également confirmée.

5.3 Régionalisation couplée vis-à-vis de MAR à résolution équivalente

Jusqu'à présent, il a essentiellement été question d'évaluer le gain de la régionalisation couplée de Lang (2015) implémentée dans la nouvelle version de SISVAT par rapport aux résultats de SISVAT dans sa configuration standard. La différence entre ces deux configurations réside uniquement dans le fait que la première utilise une résolution deux fois plus haute que la seconde. La physique est donc la même pour les deux configurations. Confrontées aux observations, les simulations régionalisées donnent de meilleurs résultats que les simulations sans régionalisation. Par ailleurs, l'évaluation suggère que MAR35/17.5 donne des résultats proches de MAR20. Cela signifie qu'à l'aide d'un module de surface utilisant une résolution de 17.5 km et d'un module atmosphérique à une résolution de 35 km, il est possible d'avoir des résultats proches de ceux obtenus avec un modèle utilisant entièrement une résolution de 20 km tout en utilisant bien moins de temps de calcul.

Dès lors, il est intéressant de comparer les biais entraînés par la régionalisation par rapport aux résultats du modèle MAR utilisant une résolution équivalente, mais pour un coût en temps de calcul supérieur. La référence choisie est MAR sans régionalisation puisqu'il s'agit des résultats que l'on aimerait atteindre sans devoir utiliser un module atmosphérique à la même haute résolution que celle employée dans SISVAT. Les résultats de MAR35/17.5 ont donc été interpolés sur la grille de MAR20 à l'aide d'une interpolation par pondération inverse à la distance sachant que cette interpolation ré-échantillonne sur la grille de destination la population d'origine sans introduire de discontinuité comme l'interpolation au plus proche voisin. L'utilisation de MAR à 40 km avec SISVAT à 20 km aurait permis une comparaison directe sans utiliser d'interpolation, mais les précipitations ne sont pas suffisamment bien simulées à une résolution de 40km dans MAR.⁴

5.3.1 Comparaison intégrée

Le bilan de masse en surface (BMS) et le ruissellement de l'eau de fonte en surface (REFS) de MAR20 et MAR35/17.5 ont été intégrés sur l'ensemble de l'inlandsis sur le masque commun aux deux simulations selon les mêmes critères que précédemment (cf. Tab. 5 pour la comparaison sur les masques de glace originaux). Les résultats (Tab. 8) montrent que MAR35/17.5 et MAR20 présentent des différences négligeables par rapport à la variabilité interannuelle. La différence

⁴ Le temps de calcul à une résolution de 10 km étant très important, les simulations à 10 km sont encore en cours. La suite de ce travail devra comparer MAR20/10 aux résultats MAR à 10 km faisant référence.

du ruissellement de l'eau de fonte en surface est toutefois plus importante sans toutefois être significative.

	Superficie (10^3 km^2)	PN (Gt an $^{-1}$)	BMS (Gt an $^{-1}$)	REFS (Gt an $^{-1}$)
MAR35/17.5	1763	711 ± 54	424 ± 117	302 ± 103
MAR20	1763	699 ± 52	432 ± 110	267 ± 98

Tab. 8 Bilan de masse en surface (BMS) et ruissellement de l'eau de fonte en surface (REFS) moyens [1979-2014] intégrés à l'aide d'un masque commun sur la grille de MAR à 20 km.

5.3.2 Comparaison spatiale

Une nouvelle fois, les différences significatives sont peu nombreuses et sont situées aux bords de l'inlandsis (Fig. 23). Puisque les valeurs n'ont pas été corrigées selon le biais d'altitude entre les deux grilles (Fig. 24), une grande partie des différences significatives s'expliquent notamment par ce biais. Néanmoins, certains pixels significatifs ne montrent qu'un biais d'altitude très faible. De plus, l'analyse sur le K-Transect montre des différences de BMS bien que l'élévation soit très similaire dans les deux cas, nous permettant tout de même de tirer certaines conclusions sur les performances de la régionalisation couplée.

De façon générale sans tenir compte de la significativité, les écarts les plus importants ne sont pas situés uniquement aux marges contrairement aux comparaisons précédentes. En effet, MAR35/17.5 surestime le bilan de masse en surface jusqu'à 10 à 30% par rapport à MAR20 en zone d'accumulation et particulièrement au sud-est de l'inlandsis. Ceci provient essentiellement de la résolution dans les modules atmosphériques. Comme le montre la figure 25 qui représente l'altitude du MAR sur le K-transect, la pente à 35 km en zone d'ablation est trop faible. Il en résulte que l'effet de barrière orographique est mal représenté entraînant une surestimation des précipitations au centre de l'inlandsis et une sous-estimation aux marges (Franco *et al.*, 2012). En bordure d'inlandsis, MAR35/17.5 surestime l'ablation, ce qui s'explique d'une part par un manque de précipitations neigeuses (Fig. 28) et d'autre part par un ruissellement de l'eau de fonte en surface trop important (Fig. 27).

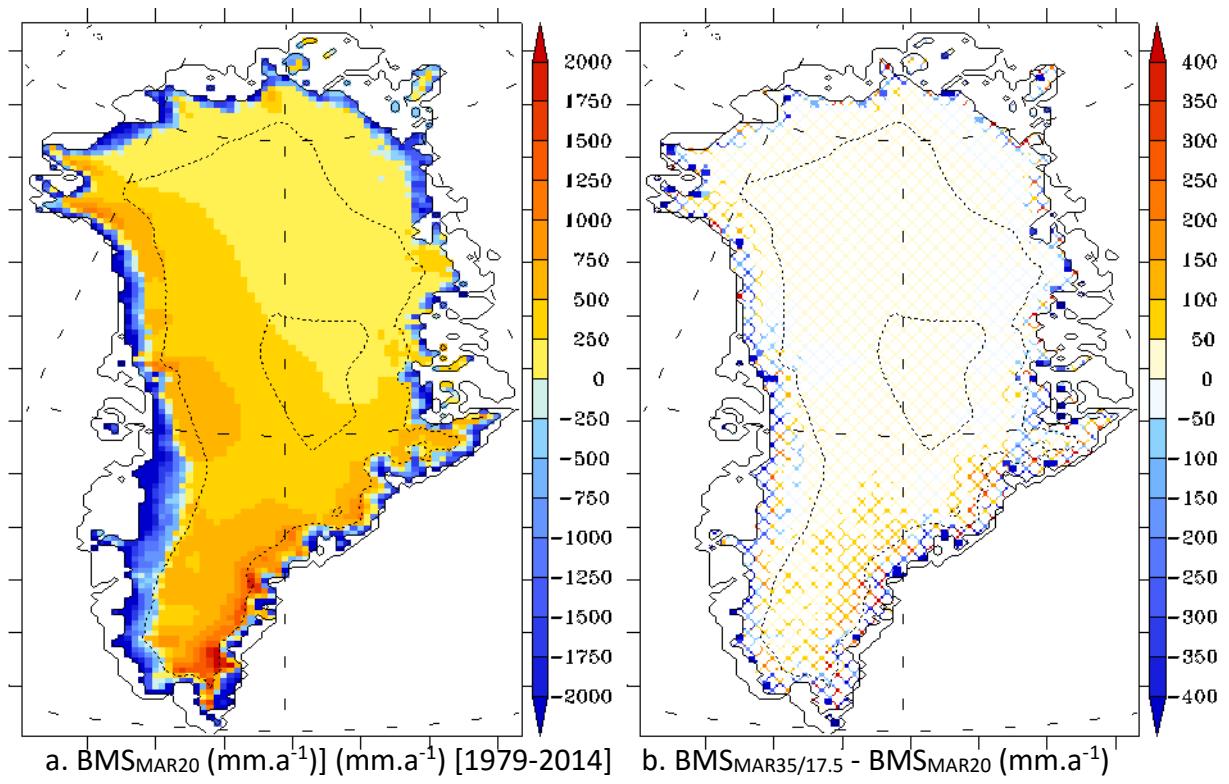


Fig. 23 a) Bilan de masse en surface annuel moyen simulé par MAR20 pour la période 1979-2014 (mm.an^{-1}). b) Biais moyen entre MAR35/17.5 et MAR20, les différences non significatives sont représentées en tiercé.

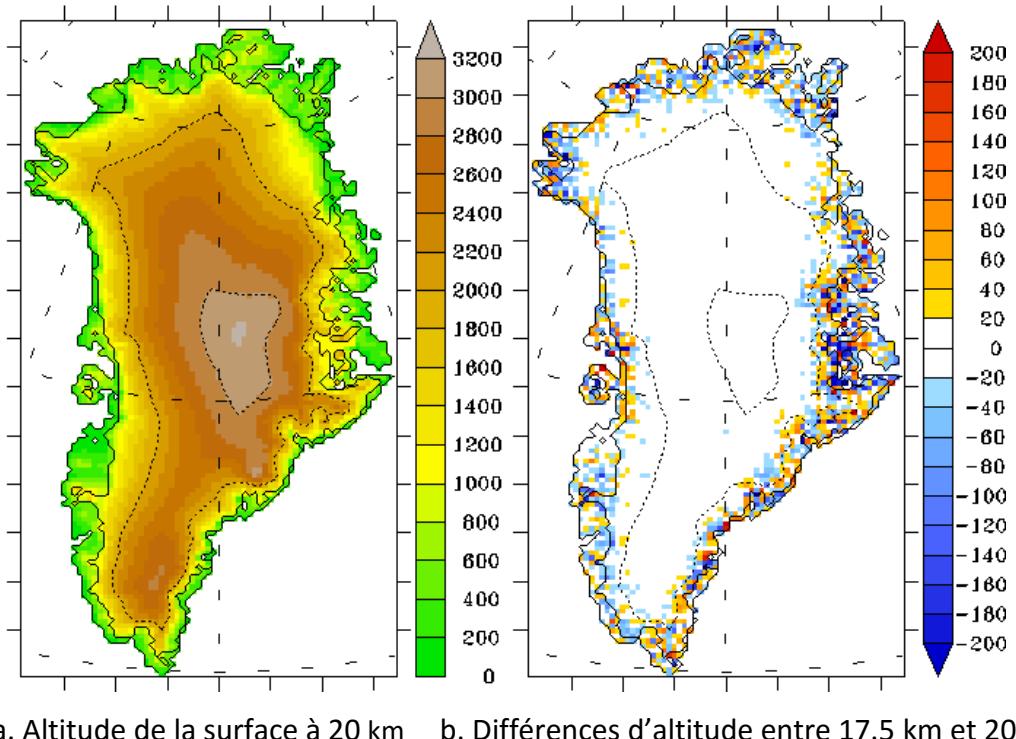


Fig. 24 a) Altitude de la surface à 20 km de résolution (mètre). b) Différence d'altitude entre l'altitude interpolée à 17.5 km et l'altitude de MAR à 20 km.

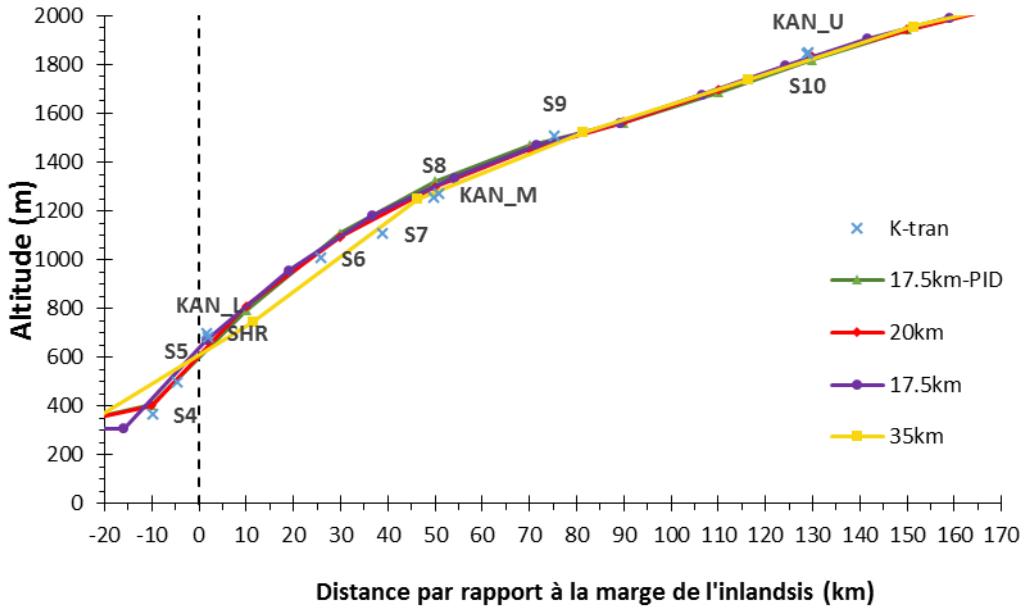


Fig. 25 Profil d'altitude le long du K-Transect. Les lieux d'observations représentés par des croix bleues sont décrits dans Van de Wal *et al.*(2012) et Machguth *et al.*(2016). La distance à la marge a été calculée par rapport au masque commun à 20 km. La valeur originale à 17.5 km a été placée afin de pouvoir estimer les biais induits par l'interpolation des résultats à 17.5 km sur la grille à 20 km de résolution

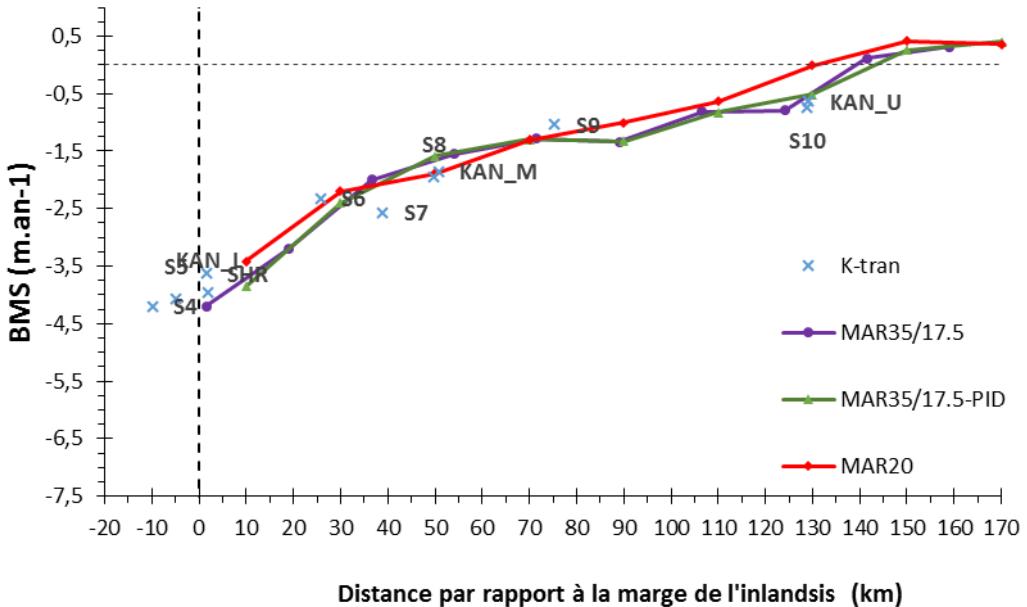


Fig. 26 Profil de Bilan de Masse en Surface le long du K-Transect en 2012.

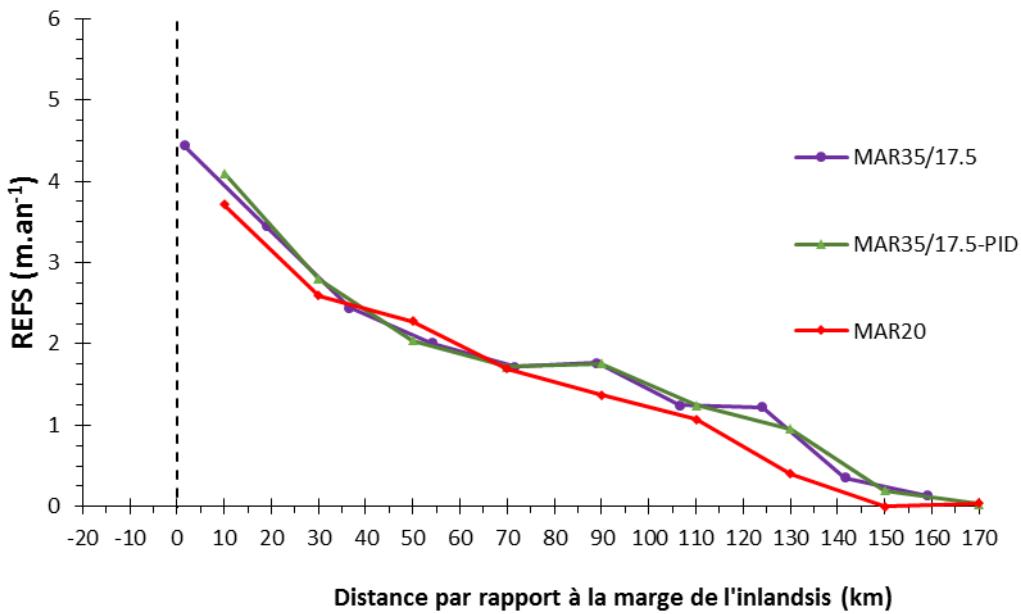


Fig. 27 Profil de Ruissellement de l'Eau de Fonte en Surface le long du K-Transect en 2012

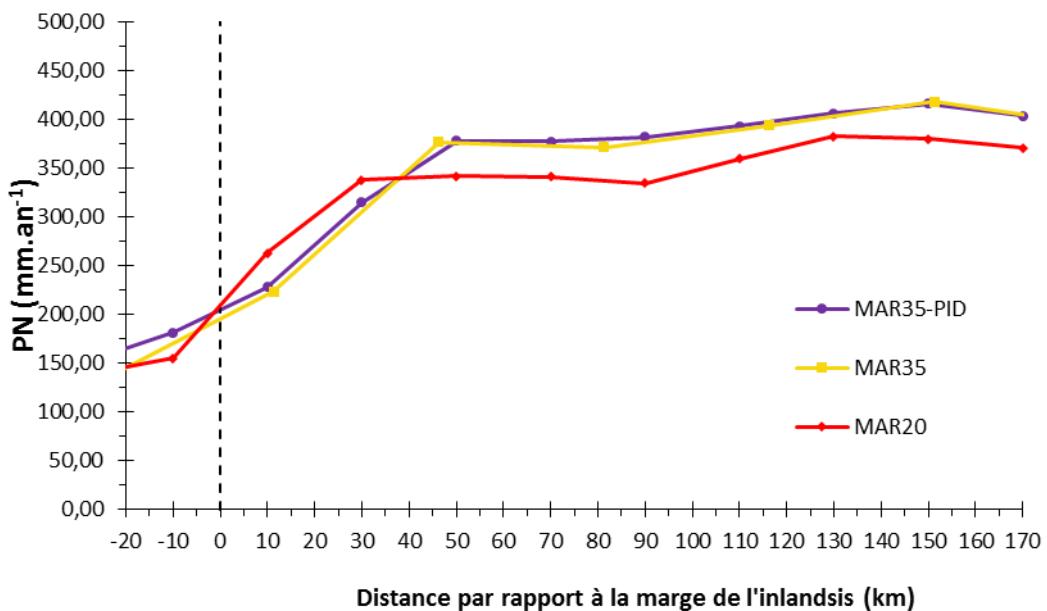


Fig. 28. Profil de Précipitations Neigeuses le long du K-Transect en 2012. A noter l'unité différente par rapport aux figures précédentes selon l'usage pour les précipitations (mm an^{-1})

La sous-estimation des précipitations neigeuses en zone d'ablation diminue l'accumulation en hiver, mais renforce également d'autres processus pendant la saison de fonte. En effet, le manteau de neige dans MAR35/17.5 n'est pas aussi conséquent que dans MAR20, ce qui l'amène à fondre trop rapidement induisant une diminution de l'albédo en zone d'ablation, renforçant donc encore la fonte. En plus de la rétroaction de l'albédo de la neige sur la fonte et le ruissellement, un second biais, décrit ci-après, dû à la régionalisation couplée augmente le ruissellement en bordure de masque.

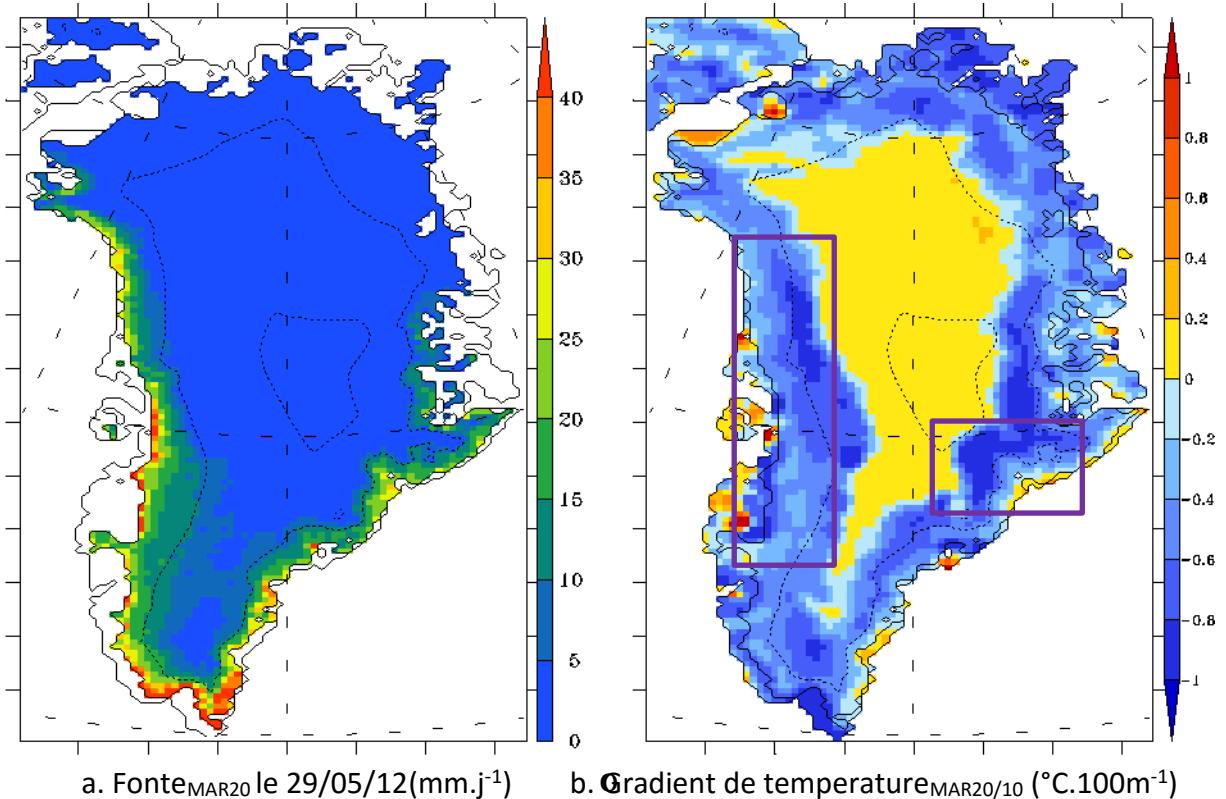


Fig. 29 a) Quantité de fonte en surface le 29 mai 2012 simulée par MAR20 (mm.j⁻¹). b) Gradient local de température dans MAR20/10 utilisé pour corriger la température de l'air proche de la surface avant de forcer SISVAT (°C.100m⁻¹).

Rappelons rapidement que dans les simulations avec régionalisation couplée, le gradient qui permet de corriger l'humidité et la température est calculé à l'aide des pixels voisins, sans distinction qu'ils soient glacés ou non (Lang, 2015 ; cf. 4.1.2). Or, la toundra et ensuite les marges se réchauffent plus rapidement que l'inlandsis (van den Broeck *et al.*, 2008). L'écart est accentué par la rétroaction de la fonte de la neige sur de l'albédo. En effet, la température de l'air proche de la surface est réchauffée ou refroidie par la surface et tant que la neige est présente, la température de la surface reste bloquée au point de fusion; l'excédent d'énergie servant à faire fondre la neige plutôt qu'à réchauffer la surface. L'air au-dessus de la surface reste donc également proche de cette température. Une fois que la neige a fondu sur la toundra, les écarts d'une part entre l'albédo et d'autre part entre la température, de la toundra et de l'inlandsis deviennent donc plus importants. Il en va de même pour l'albédo sur l'inlandsis lorsque la neige disparaît à plus basse altitude y faisant apparaître la glace nue tandis qu'il reste encore une partie de neige à plus haute altitude. Dès lors, ce phénomène implique des gradients de température très importants en bordure de zone de fonte comme le montre la figure Fig. 29.⁵ Bien que le gradient de température dépende des conditions atmosphériques, la situation du 29 mai 2012 permet d'illustrer ce phénomène. A ce moment de l'année, la glace vive commence à apparaître en zone d'ablation et la neige a déjà entièrement fondu

⁵ Les illustrations se font à l'aide des simulations à 20 km (10 km), car la résolution permet de mieux montrer les gradients. Néanmoins, le même phénomène se passe dans MAR35/17.5

sur la toundra qui peut donc se réchauffer davantage. On retrouve ainsi des gradients locaux de température importants notamment aux marges au sud ou encore à l'ouest (cadres mauves sur la Fig. 29). Le centre de l'inlandsis présente un gradient égal à zéro parce que les différences d'altitude sont trop faibles et qu'il n'est donc pas calculé.

En conséquence, lorsqu'on corrige la température et l'humidité des sous-pixels proche de la limite du masque de glace, on utilise un gradient de température trop fort. En outre, si un seul des sous-pixels appartient au masque de glace, cela signifie qu'au moins 75% du pixel original représente la toundra ce qui se traduit par des variables atmosphériques représentant davantage la toundra que la glace causant donc plus de fonte. Ceci est donc d'autant plus vrai selon la part de glace que représentent l'ensemble des sous-pixels. Ce biais dû à la régionalisation couplée explique pourquoi MAR20/10 et MAR35/17.5 surestiment généralement l'ablation en bordure d'inlandsis dans toutes les comparaisons.

En conclusion, les différences significatives de BMS entre MAR35/17.5 et MAR20 sont expliquées par les différences d'altitude entre les deux grilles mais aussi par le biais de précipitations qu'induit l'utilisation d'un module atmosphérique à basse résolution et par des corrections de température trop importantes en marge de l'inlandsis. MAR35/17.5 surestime la fonte aux marges, ce qui se traduit par une quantité de ruissellement de l'eau de fonte en surface plus importante, mais compense cette ablation par une suraccumulation au centre impliquant un BMS moyen annuel similaire à celui de MAR20.

5.4 Résumé

L'évaluation des résultats par rapport aux observations de la base de données PROMICE montrent que l'ensemble des résultats sont bons et que l'utilisation d'une résolution plus fine permet d'obtenir de meilleures statistiques. En outre, MAR35/17.5 permet d'améliorer significativement les résultats par rapport aux simulations entièrement à 35 km de résolution. MAR35/17.5 est également proche de MAR20 vis-à-vis des observations. L'utilisation d'un module de surface à 10 km (MAR20/10) améliore également les résultats. Ce gain se fait uniquement vis-à-vis des observations situées les moins au centre de l'inlandsis. Néanmoins, cette étape a souligné le manque d'observation dans la zone d'ablation de l'inlandsis.

L'intégration des valeurs totales annuelles sur le masque commun de la grille à haute résolution a montré que les résultats obtenus via la méthode d'interpolation par pondération selon la distance inverse et, dans une moindre mesure, via la régionalisation *a posteriori* de Franco *et al.* (2012) donnent une estimation du bilan de masse en surface annuel moyen plus bas que celui obtenu par la régionalisation couplée. Ces différences, non significatives, peuvent en grande partie être attribuée à l'instabilité numérique du modèle et être dues au bruit, mais également au règlement plus important et aux rétroactions qu'il entraîne dans les simulations avec

régionalisation couplée. Par ailleurs, il a été démontré que le module de surface à haute résolution n'engendre pas de rétroactions supplémentaires sur l'atmosphère autres que celles déjà engendrées par le module de surface à basse résolution.

Lorsqu'on part du centre de l'inlandsis vers les marges, on retrouve aux environs de la ligne d'équilibre une zone où les résultats interpolés par pondération inverse à la distance sous-estiment le bilan de masse en surface tandis qu'en bordure de calotte, MAR20/10 et MAR35/17.5 simulent plus de fonte par rapport aux résultats interpolés par PID. La méthode de régionalisation a posteriori permet de réduire les écarts entre les deux méthodes citées précédemment. Les différences significatives aux environs de la ligne d'équilibre correspondent aux différences de regel, ce qui suggère la nécessité de donner à l'eau fondue supplémentaire engendrée par l'utilisation d'une plus haute résolution, la possibilité de regeler entièrement pendant la nuit et de réduire par la suite le ruissellement comme c'est le cas dans MAR20/10 et MAR35/17.5.

Enfin, les résultats issus de MAR avec régionalisation à 17.5 km ont été comparés avec MAR utilisant entièrement une résolution de 20 km, c'est-à-dire à résolution presqu'équivalente. Les bilans de masse simulés sont similaires tandis que le ruissellement de l'eau de fonte en surface est plus important pour MAR35/17.5. Les différences spatiales présentent le même schéma que précédemment à savoir plus d'ablation dans MAR35/17.5 à la limite du masque commun si ce n'est que des différences apparaissent également au centre de l'inlandsis où MAR35/17.5 surestime l'accumulation conformément à l'évaluation face aux carottages. Au centre de l'inlandsis, MAR35/17.5 surestime les précipitations en raison de la résolution trop faible du module atmosphérique à 35 km. En outre, ce module est aussi responsable de la sous-estimation des précipitations en zone d'ablation, ce qui renforce le ruissellement par la rétroaction de l'albédo de la neige sur la température. De plus, l'analyse des gradients qui permettent de passer de la basse à la haute résolution dans le module de surface suggère que ceux-ci sont trop importants aux marges de l'inlandsis, particulièrement quand la toundra se réchauffe tandis que la température reste proche du point de fusion de l'eau sur l'inlandsis où il reste de la neige et de la glace permanente. En outre, l'utilisation d'un masque de glace permanente plus précis induit que certains pixels à haute résolution considérés comme glacés appartiennent à un pixel représentant plutôt la toundra dans le module atmosphérique à base résolution conduisant à une fonte excessive.

Chapitre 6

Discussion

Ce chapitre est divisé en deux parties, la première présentant les limites et les intérêts de la régionalisation couplée (6.1) tandis que la seconde est consacrée aux limites de la méthodologie mise en place dans ce travail (6.2).

6.1 Limites et intérêts de la régionalisation couplée

L'utilisation d'une méthode de régionalisation couplée, permettant de calculer les variables en surface à une plus haute résolution dans le module SISVAT, donne de meilleurs résultats par rapport aux observations que ceux obtenus à l'aide du modèle MAR dans sa version standard. De plus, MAR35/17.5 donne des résultats pratiquement équivalents à MAR20 en ne demandant que 39% du temps de simulation nécessaire au MAR à 20km de résolution. Toutefois, le gain apporté par MAR20/10 *versus* MAR20 est moins important que celui apporté par MAR35/17.5 *versus* MAR35. Il a également été montré qu'il n'y a que peu de différences significatives entre la régionalisation couplée et la régionalisation a posteriori qui demande très peu de temps de calcul.

6.1.1 Limites

Précipitations La quantité de masse qui s'accumule dépend directement de la capacité du module atmosphérique, à basse résolution, à résoudre correctement la variabilité spatio-temporelle des précipitations puisque la méthode de régionalisation couplée ne corrige que les variables de surface. En outre, de nombreuses rétroactions peuvent modifier la fonte et le ruissellement de l'eau de fonte en surface selon la quantité de précipitations. Par exemple, l'accumulation neigeuse peut influencer la fonte via la rétroaction de l'albédo de la neige. On citera également la capacité du manteau à retenir l'eau fondu, qui dépend de son épaisseur et de sa persistance durant l'été. Par ailleurs, lors du forçage de SISVAT, si la température de l'air proche de la surface est inférieure à 0°C, la pluie est

convertie en neige. Néanmoins, il n'existe pas de correction transformant la neige en pluie si la température du sous-pixel après correction exclut la possibilité d'avoir de la neige. L'absence de régionalisation des précipitations constitue donc la limite principale de la méthode de régionalisation couplée.

Vents Comme les vents ne sont également pas régionalisés, il n'est pas possible de prendre en compte l'érosion du vent et la formation de congères (sastrugis) à haute résolution. En effet, on ne tient pas compte de la modification de la direction et de l'intensité du vent due à une topographie différente. De plus, les vents catabatiques influencent également l'humidité et la température (van den Broeke *et al.*, 2008). Actuellement, l'influence de ces vents est implicitement prise en compte dans le calcul des gradients correctifs. Néanmoins, il serait intéressant de tenir compte d'un écoulement différent imposé par la topographie à haute résolution. Les vents permettront également de mieux représenter des sites d'abris plus secs, car protégés par un versant au vent, et donc d'améliorer la répartition des précipitations.

Albédo Les sous-pixels de SISVAT sont ré-agrégés en tenant compte de l'importance de chacun d'eux sur base de la fraction qu'ils représentent dans le pixel original. L'influence d'un sous-pixel, seul représentant de la toundra ou de la glace dans le masque de glace à haute résolution, est donc réduite. Par extension, la ré-agrégation diminue la rétroaction de l'albédo de la neige dans les simulations avec régionalisation couplée. D'une part, cela réduit les différences par rapport aux simulations en version standard dont le module atmosphérique a la même résolution. La figure 30 montre ainsi l'albédo moyen journalier sur le masque commun de MAR35 et MAR35/17.5 à basse résolution pendant la saison de fonte de 2012. Les différences sont négligeables alors que c'est à 35 km qu'elles sont les plus fortes et que 2012 fut une année marquée par une rétroaction importante de l'albédo de la neige sur la fonte (Tedesco *et al.*, 2013). Le même test a été effectué avec un masque de glace commun étendu et a montré également des différences négligeables. L'utilisation d'une meilleure résolution devrait permettre de mieux tenir compte des variations d'albédo et ainsi de mieux tenir compte de cette rétroaction. D'autre part, puisque l'albédo ré-agrégré ne permet pas de tenir compte de l'ajout d'informations dues à l'utilisation d'une meilleure résolution, les résultats de MAR avec régionalisation couplée dans SISVAT présentent un biais supplémentaire par rapport à MAR entièrement à haute résolution équivalente.

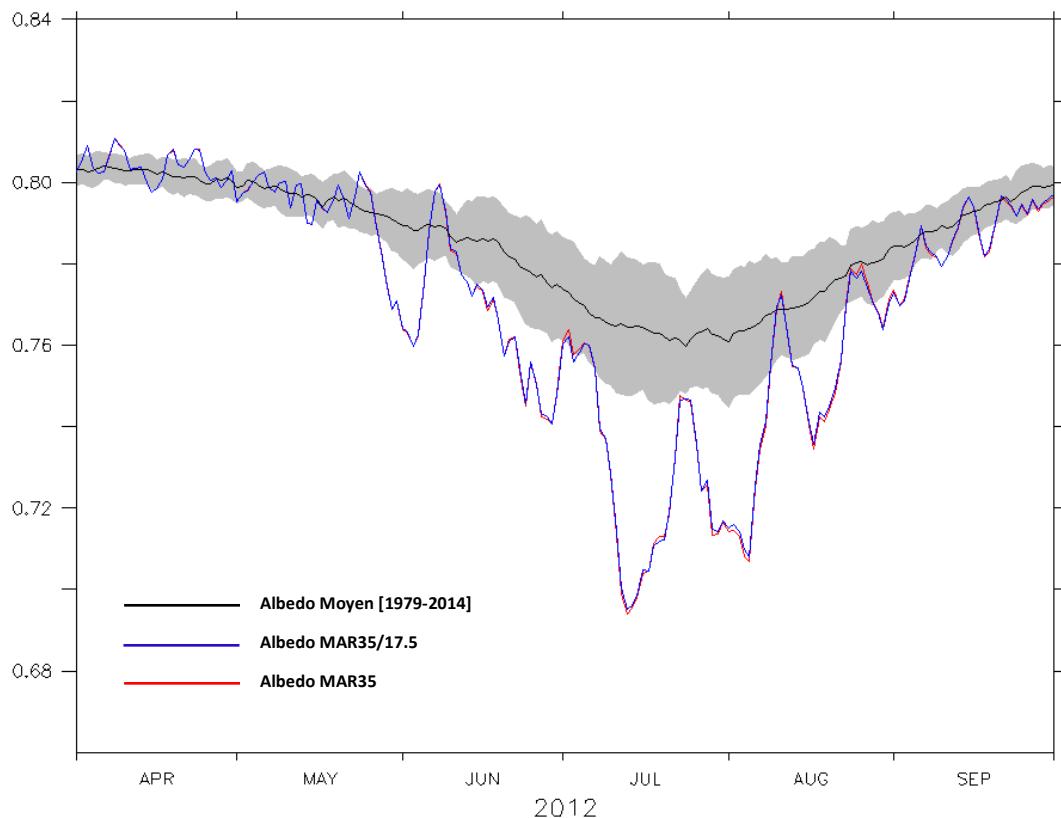


Fig. 30 Albedo moyen journalier ré-agrégé à 35 km pour MAR35 et MAR35/17.5 sur l'inlandsis du Groenland pendant la saison de fonte en 2012. La valeur a été intégrée sur le masque commun à basse résolution, c'est-à-dire que la fraction totale des sous pixels doit être supérieure ou égale à 50% dans MAR35/17.5 et que la part de glace dans MAR35 doit aussi être supérieure ou égale à 35 km. L'albédo moyen ainsi que la variabilité interannuelle ont été également représentés.

Gradients Ce travail a également montré la sensibilité de la régionalisation couplée au gradient de température. En effet, comme la température proche de la surface de la toundra augmente plus rapidement alors qu'elle reste proche de la température du point de fusion de l'eau sur l'inlandsis, le gradient de température est trop important. En conséquence, les sous-pixels de glace en bordure de masque ont une température trop chaude, ce qui implique trop de fonte.

6.1.2 Intérêts

Gradients Néanmoins, éviter des gradients trop forts de température (et d'humidité) à une échelle journalière est plus simple à réaliser que d'imposer des gradients maximaux et minimaux de BMS pour lesquels on ne dispose que de très peu d'observations à cette échelle temporelle, et qui sont souvent erronées. On peut constater que le gradient dans Franco *et al.* (2012) est sensible à la quantité de fonte puisqu'elle augmente exponentiellement vers les marges. Simplifions l'analyse à l'aide d'un transect conceptuel avec un pixel courant b_z , b_{z+1} le pixel situé au-dessus, b_{z-1} le pixel en contrebas à basse résolution, et un pixel correspondant à b_z sur la grille à haute résolution h_z . Le pixel b_z est corrigé après avoir été interpolé sur la grille à haute résolution via le gradient obtenu grâce à toutes les paires b_z , b_{z+1} et b_{z-1} .

1. A basse résolution et particulièrement en début et fin de saison de fonte, b_z et b_{z+1} ne présentent aucune fonte alors que la fonte est déjà forte en b_{z-1} à cause de la rétroaction de l'albédo de la neige. Dans le cas à haute résolution, de la fonte aurait pu être observée sur le pixel h_z et dans ce cas, le gradient correctif est trop faible (Franco *et al.*, 2016). Le cas inverse est également possible avec un gradient trop fort. Ceci montre la sensibilité de cette méthode aux valeurs originales à basse résolution. De ce fait, la méthode de régionalisation *a posteriori* de Franco *et al.* (2012) est plus robuste à une échelle de temps mensuelle et annuelle lorsque les gradients sont mieux définis.

Regel Les simulations avec régionalisation couplée ont également montré l'importance de tenir compte de la capacité du manteau neigeux à influencer la fonte, le ruissellement et le regel. Toute la fonte qui se produit lors des heures les plus chaudes de la journée induite par l'utilisation d'une meilleure résolution a la possibilité de s'infiltrer dans le manteau neigeux et de regeler durant la nuit. Le regel dans la méthode *a posteriori* n'est qu'implicitement pris en compte et dépend entièrement des variables à basse résolution.

Calottes annexe L'utilisation d'une meilleure résolution dans SISVAT permet d'estimer le BMS sur un masque de glace plus précis permettant de mieux définir les marges de l'inlandsis et de tenir compte des glaciers et calottes indépendants. Seule la méthode de régionalisation couplée permet de résoudre le BMS des calottes indépendantes. En effet, la méthode de régionalisation *a posteriori* nécessite qu'elles soient déjà correctement résolues à basse résolution pour pouvoir correctement interpoler le BMS, car sinon leur altitude est trop basse et le BMS est dominé par le signal d'ablation.

6.2 Limites de la méthodologie

Masque commun Toutes les analyses et comparaisons ont été effectuées sur un masque commun. Bien que ce masque permette de comparer le BMS et ses composantes sur une superficie équivalente, il rétrécit la zone d'ablation alors qu'il s'agit du lieu où les différences entre les simulations doivent être les plus importantes. De plus, les fractions de glace de chaque pixel diffèrent le plus en dehors de ce masque. Néanmoins, comme il est établi sur base de résolutions ayant seulement un facteur deux d'écart, la réduction reste faible (cf. Fig. 11 et Fig. 12) si elle est comparée à la réduction faite au masque commun dans Franco *et al.* (2012).

Résolution équivalente En outre, on regrettera de n'avoir pu directement comparer les résultats de la régionalisation couplée aux résultats de MAR à résolution équivalente sans devoir les interpoler (ex : comparaison de MAR20/10 avec MAR entièrement à 10 km). Comparer MAR35/17.5 sur la grille de MAR20 a entraîné une modification du BMS suite à l'interpolation. De plus, l'altitude de MAR35/17.5 et MAR20 n'est pas équivalente, induisant donc une différence pour les variables dépendantes de l'altitude comme le BMS. Cependant, l'analyse de ces

variables le long d'un transect a permis de tirer certaines conclusions quant aux performances de la régionalisation et de mettre en évidence ses défauts présentés ci-dessus.

Chapitre 7

Conclusion

7.1 Synthèse

Simuler le bilan de masse en surface de l'inlandsis du Groenland demande de résoudre correctement la zone d'ablation et, de façon plus large la zone où la fonte se produit, car de nombreux processus importants, comme le regel de l'eau de fonte et la rétroaction de l'albédo de la neige, y ont lieu. De plus, c'est également aux marges de l'inlandsis que les variations de la topographie sont les plus fortes. Afin de répondre à ces caractéristiques, une régionalisation couplée a été implémentée dans le module de surface du modèle MAR, permettant d'obtenir des résultats à haute résolution sans demander une augmentation significative du temps de calcul. Comme cette méthode a montré de bons résultats sur le Svalbard (Lang, 2015), l'objectif de ce travail consistait à évaluer les gains qu'elle apporte sur le Groenland. Deux jeux de simulations (avec et sans la méthode de régionalisation) ont ainsi été utilisés à deux résolutions différentes (35 et 20 km) pour d'une part, comparer les gains par rapport à la version standard, et d'autre part exclure tous les biais dus à un effet de résolution.

Lors de l'évaluation des résultats face aux observations in situ de la base de données PROMICE, il a été démontré que l'utilisation d'un module de régionalisation couplée dans le module de surface SISVAT permet d'améliorer l'estimation du bilan de masse en surface au Groenland. L'amélioration est, par ailleurs, plus importante lorsque la résolution des résultats passe de 35 km en version standard à 17.5 km en version avec régionalisation couplée que lorsque l'on passe de 20 à 10 km. De plus, il apparaît que les résultats obtenus à 17.5 km à l'aide de la régionalisation couplée sont proches des résultats à 20 km de MAR dans sa version standard.

En ce qui concerne la comparaison entre une méthode *a posteriori* et une méthode de régionalisation couplée, les résultats ont révélé peu de différences significatives face à la variabilité interannuelle du bilan de masse en surface, que ce soit spatialement ou intégré sur tout l'inlandsis annuellement. Les lieux significatifs sont situés près de la ligne d'équilibre de l'inlandsis et correspondent aux endroits

où le regel est le plus fort. En effet, seule la méthode de régionalisation couplée donne entièrement la possibilité à l'eau fondu, suite au passage à une meilleure résolution, de s'infilttrer et de regeler entièrement. Le regel n'est qu'implicitement pris en compte dans la méthode de régionalisation *a posteriori*. Ces comparaisons ont également permis de mettre en évidence la nécessité de déjà résoudre une partie de la zone d'ablation (ou d'accumulation) à basse résolution avant d'utiliser la méthode *a posteriori*.

Pour ce qui est de la comparaison entre version standard et régionalisation couplée à résolution native (presqu') équivalente, elle a permis de souligner l'importance de résoudre les précipitations à basse résolution. En effet, même si les résultats à 17.5 km sont proches de ceux de MAR standard à 20km, on note une surestimation importante de l'accumulation au centre de l'inlandsis et une surestimation de l'ablation dans les résultats régionalisés dans SISVAT. Comme le manteau neigeux n'est pas assez épais, il fond trop vite entraînant plus de fonte à cause de la rétroaction de l'albédo de la neige.

En quelques mots, ce travail aura donc permis de mettre en évidence l'amélioration des résultats par rapport aux observations lorsque l'on utilise un module de surface à haute résolution, ce type de simulations permettant d'obtenir des résultats proches de ceux obtenus avec un modèle entièrement à haute résolution. Cependant, les différences entre les résultats d'une simulation avec régionalisation couplée et une méthode de régionalisation *a posteriori* ne sont pas significatives, de sorte que l'utilisation de la méthode couplée peut représenter une perte de temps.

7.2 Perspectives

Les perspectives de ce travail sont nombreuses. Tout d'abord, de façon immédiate, il s'agira de compléter la comparaison avec des résultats à 10km pour obtenir une comparaison entièrement à grille équivalente sans introduire de biais par une interpolation supplémentaire.

A l'heure actuelle, le MAR entièrement à haute résolution reste la référence pour obtenir des résultats à l'échelle journalière même si de telles simulations demandent un temps de calcul considérable. La régionalisation couplée ne permet pas encore d'obtenir des résultats équivalents surtout quand on s'approche d'une très haute résolution. A ce moment-là, il s'avère nécessaire de prendre en compte plus d'effets à haute résolution comme les précipitations et les vents. Il s'agira dans un premier temps d'améliorer le calcul du gradient pour corriger la température des pixels considérés comme couvert de glace avec un gradient de température défini au-dessus de la glace. Une condition supplémentaire pourrait donc être ajoutée en ne prenant en compte que les voisins dont la fraction totale des sous-pixels de la grille à haute résolution est supérieure à 50% pour corriger les variables en surface des sous-pixels glacés. De la même façon, si l'on s'intéresse à la toundra, un gradient

spécifique représentatif de celle-ci uniquement pourrait être utilisé. De plus, il s'agira de corriger les précipitations. D'une part, cela passera par l'ajout d'une condition pour tenir compte du réchauffement que subissent certains sous-pixels afin de transformer la neige en pluie. D'autre part et essentiellement, il sera nécessaire de régionaliser entièrement les précipitations et par conséquent implémenter une méthode de régionalisation dans le module responsable des hydrométéores. Une piste pourrait consister à tenir compte de la pente calculée sur base de la topographie à haute résolution permettant de mieux représenter l'effet de barrière orographique tout en propageant la masse d'air asséchée.

Puisque la base de données PROMICE vise également à rassembler des observations journalières du bilan de masse en surface, une méthode de régionalisation couplée améliorée permettant de corriger les biais cités ci-dessus pourrait devenir intéressante. Néanmoins, se pose la question de connaître la résolution nécessaire pour résoudre le réseau d'observations. Le gain apporté par les résultats régionalisés à 10 km par rapport aux résultats standard à 20km est moins important que celui des résultats régionalisés à 17.5 km par rapport aux résultats standards à 35 km. Peu d'observations sont situés en zone d'ablation et bien qu'elles puissent être proches l'une de l'autre, montrent quand même une variabilité qu'il ne paraît possible d'expliquer que par un effet de site très prononcé. Dès lors, est-il réellement nécessaire d'utiliser des résolutions très fines couteuses en temps de calcul ?

En ce qui concerne le couplage des modèles de dynamique glaciaire avec le modèle MAR (comme dans Wyard, 2014), la méthode *a posteriori* s'avère toujours suffisante. En effet, ce couplage se fait annuellement et à cette échelle temporelle, la méthode *a posteriori* donne de très bons résultats. De plus, il est possible d'imposer des gradients maximums sur base des observations afin d'éviter l'utilisation de gradients aberrants. Enfin, l'utilisation de la méthode *a posteriori* (Franco *et al.*, 2012) représente un gain de temps qui n'est pas (encore) compensé par de meilleurs résultats dans la méthode couplée.

Enfin, l'utilisation de la méthode de régionalisation couplée restera intéressante pour toutes les situations où la zone d'étude correspond à un glacier à extension très limitée qu'il n'est possible de résoudre qu'à l'aide d'une résolution plus fine que 5 km, et ce tant que le modèle MAR sera basé sur l'approximation hydrostatique. Ainsi, la méthode de régionalisation couplée permettra de représenter le glacier dans le module de surface tout en respectant les conditions d'application de cette approximation.

Références

- Agosta C. 2012. *Évolution du bilan de masse de surface Antarctique par régionalisation physique et conséquences sur les variations du niveau des mers.* Thèse de doctorat. Université Joseph Fournier, Grenoble, France.
- Agosta C., Favier V., Krinner G., Gallée H., Fettwei, X., & Genthon C. 2013. High-resolution modelling of the Antarctic surface mass balance, application for the twentieth, twenty first and twenty second centuries. *Climate Dynamics*, 41, 3247–3260. doi:10.1007/s00382-013-1903-9
- Ahlstrøm A. P., Gravesen P., Andersen S. B., van As D., Citterio M., Fausto R. S., Nielsen S., Jepsen H.F., Kristensen S. S., Christensen E.L., Stenseng L., Forsberg R., Hanson S. Petersen D. 2008. A new programme for monitoring the mass loss of the Greenland ice sheet. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 15, 61–64.
- Bacon S. 2002. A freshwater jet on the east Greenland shelf. *Journal of Geophysical Research*, 107, 3068. doi:10.1029/2001JC000935
- Bales R. C., Guo Q., Shen D., McConnell J. R., Du G., Burkhart J. F., Spikes V.B, Hanna E., Cappelen J. 2009. Annual accumulation for Greenland updated using ice core data developed during 2000-2006 and analysis of daily coastal meteorological data. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114. doi:10.1029/2008JD011208
- Bales R. C., McConnell R., Mosley-Thompson E., & Csatho B. 2001. Accumulation over the Greenland ice sheet from historical and recent records. *Journal of Geophysical Research*, 106(D24), 33813–33825.
- Bamber J. L., Griggs J. A., Hurkmans R. T. W. L., Dowdeswell J.A., Gogineni S. P., Howat I., Mouginot J., Paden J., Palmer S., Rignot E., Steinhage D. 2013. A new bed elevation dataset for Greenland. *Cryosphere*, 7, 499–510. doi:10.5194/tc-7-499-2013
- Bechtold P., Bazile E., Guichard F., Mascart P., & Richard E. 2001. A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573), 869–886.
- Bhattacharya I., Jezek K. C., Wang L., & Liu H. 2009. Surface melt area variability of the Greenland ice sheet: 1979-2008. *Geophysical Research Letters*, 36(L20502), 1–6. doi:10.1029/2009GL039798

Bougamont M., Bamber J. L., Ridley J. K., Gladstone R. M., Greuell W., Hanna E, Payne J.A. & Rutt I. 2007. Impact of model physics on estimating the surface mass balance of the Greenland ice sheet. *Geophysical Research Letters*, 34, 1–5. doi:10.1029/2007GL030700

Box J. E. 2013. Greenland Ice Sheet Mass Balance Reconstruction. Part II: Surface Mass Balance (1840–2010). *Journal of Climate*, 26, 6974–6989. doi:10.1175/JCLI-D-12-00518.1

Box J. E., Yang L., Bromwich D. H., & Bai L.-S. 2009. Greenland Ice Sheet Surface Air Temperature Variability: 1840–2007. *Journal of Climate*, 22, 4029–4049. doi:10.1175/2009jcli2816.1

Box J. E., Fettweis X., Stroeve J. C., Tedesco M., Hall D. K., & Steffen K. 2012. Greenland ice sheet albedo feedback: Thermodynamics and atmospheric drivers. *Cryosphere*, 6, 821–839. doi:10.5194/tc-6-821-2012

Brasseur O., Gallée H., Creutin J., Lebel T., & Marbaix P. 2001. High resolution simulations of precipitation over the Alps with the perspective of coupling to hydrological. *Advance in Global Change Research*, 10, 75–99.

Bromwich D. H., Chen Q., Li Y., & Cullather R. I. 1999. Precipitation over Greenland and its relation to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 104(18), 103–115.

Brun E., David P., Subul M., & Brunot G. 1992. A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128), 13–22.

Burgess E. W., Forster R. R., Box J. E., Mosley-Thompson E., Bromwich D. H., Bales R. C., & Smith L. C. 2010. A spatially calibrated model of annual accumulation rate on the Greenland Ice Sheet (1958–2007). *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 115, 1–14. doi:10.1029/2009JF001293

Cazenave A. 2006. Atmosphere. How fast are the ice sheets melting? *Science*, 314, 1250–1252. doi:10.1126/science.1133325

Cazenave A., Dominh K., Guinehut S., Berthier E., Llovel W., Ramillien G., Ablain M., Larnicol G. 2009. Sea level budget over 2003–2008: A reevaluation from GRACE space gravimetry, satellite altimetry and Argo. *Global and Planetary Change*, 65(1–2), 83–88. doi:10.1016/j.gloplacha.2008.10.004

Chen Q. S., Bromwich D. H., & Bai L. 1997. Precipitation over Greenland retrieved by a dynamic method and its relation to cyclonic activity. *Journal of Climate*, 10(1984), 839–870. doi:10.1175/1520-0442(1997)010<0839:POGRBA>2.0.CO;2

Chen J. L., Wilson C. R., & Tapley B. D. 2006. Satellite gravity measurements confirm accelerated melting of Greenland ice sheet. *Science*, 313, 1958–1960.

Christensen O. B., Drews M., Christensen J. H., Dethloff K., Ketelsen K., Hebestadt I. & Rinke A. 2006. The HIRHAM regional climate model, version 5, Tech. Rep. 06-17, Dan. Meteorol. Inst., Copenhagen.

Chu V. W. 2014. Greenland ice sheet hydrology: A review. *Progress in Physical Geography*, 38, 19–54 doi:10.1177/0309133313507075

Cogley J. G. 2004. Greenland accumulation: An error model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 109, 1–15. doi:10.1029/2003JD004449

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 No. 86, IACS Contribution No. 2, UNESCO-IHP, Paris.

De Ridder K., & Schayes G. 1997. The IAGL Land Surface Model. *Journal of Applied Meteorology*, 36, 167–182. doi:10.1086/451461

De Ridder K., & Gallée H. 1998. Land surface-induce regional climate change in Southern Israel. *Journal of Applied Meteorology*, 37, 1470–1485.

Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrea U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van den Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E. V, Isaksen L., Källberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K, Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.N., Vitart, F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597. doi:10.1002/qj.828

Dimri A. P. 2009. Impact of subgrid scale scheme on topography and landuse for better regional scale simulation of meteorological variables over the western Himalayas. *Climate Dynamics*, 32, 565–574. doi:10.1007/s00382-008-0453-z

Dimri A. P., & Niyogi, D. 2013. Regional climate model application at subgrid scale on Indian winter monsoon over the western Himalayas. *International Journal of Climatology*, 33, 2185–2205. doi:10.1002/joc.3584

Edwards T. L., Fettweis X., Gagliardini O., Gillet-Chaulet F., Goelzer H., Gregory J. M. Hoffman M., Huybrechts P., Payne A.J., Perego M., Price S., Quiquet A., Ritz C. 2014a. Effect of uncertainty in surface mass balance-elevation feedback on projections of the future sea level contribution of the Greenland ice sheet. *Cryosphere*, 8, 195–208. doi:10.5194/tc-8-195-2014

Edwards T. L., Fettweis X., Gagliardini O., Gillet-Chaulet F., Goelzer H., Gregory J. M. Hoffman M., Huybrechts P., Payne A.J., Perego M., Price S., Quiquet A., Ritz C. 2014b. Probabilistic parameterisation of the surface mass balance-elevation feedback in regional climate model simulations of the Greenland ice sheet. *Cryosphere*, 8, 181–194. doi:10.5194/tc-8-181-2014

Ettema J., van den Broeke M. R., Van Meijgaard E., & van de Berg W. J. 2010. Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate model - Part 2: Near-surface climate and energy balance. *Cryosphere*, 4, 529–544. doi:10.5194/tc-4-529-2010

Ettema J., van den Broeke M. R., van Meijgaard E., van de Berg, W. J., Bamber J. L., Box J. E., & Bales R. C. 2009. Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling. *Geophysical Research Letters*, 36(L12501), 1–5. doi:10.1029/2009GL038110

Ettema J., van de Broeke M. R., Van Meijgaard E., van de Berg W. J., Box J. E., & Steffen K. 2010. Climate of the Greenland ice sheet using a high-resolution climate model - Part 1: Evaluation. *Cryosphere*, 4, 511–527. doi:10.5194/tc-4-511-2010

Fettweis X. 2006. *Reconstruction of the 1979–2005 Greenland ice sheet surface mass balance using satellite data and the regional climate model MAR*. Thèse de doctorat. Université Catholique de Louvain, Louvain, Belgique.

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. doi:10.5194/tc-1-21-2007

Fettweis X. 2015. Estimation de l'évolution du bilan de masse en surface au Groenland de 1900 à 2014 à l'aide du modèle MAR. In M. Erpicum (Ed.), *XXVIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie* (pp. 37–42). Liège.

Fettweis X., Tedesco M., van den Broeke M., & Ettema J. 2011a. Melting trends over the Greenland ice sheet (1958-2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *Cryosphere*, 5, 359–375. doi:10.5194/tc-5-359-2011

Fettweis X., Mabille G., Erpicum M., Nicolay S., & van den Broeke, M. 2011b. The 1958-2009 Greenland ice sheet surface melt and the mid-tropospheric atmospheric circulation. *Climate Dynamics*, 36, 139–159. doi:10.1007/s00382-010-0772-8

Fettweis X., Franco B., Tedesco M., van Angelen J. H., Lenaerts J. T. M., van den Broeke M. R., & Gallée H. 2013a. Estimating Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR. *The Cryosphere*, 7, 469–489. doi:10.5194/tcd-6-3101-2012

Fettweis X., Hanna E., Lang C., Belleflamme A., Erpicum M., & Gallée H. 2013b. Brief communication: Important role of the mid-tropospheric atmospheric circulation in the recent surface melt increase over the Greenland ice sheet. *Cryosphere*, 7, 241–248. doi:10.5194/tc-7-241-2013

Franco B., Fettweis X., Lang C., & Erpicum M. 2012. Impact of spatial resolution on the modelling of the Greenland ice sheet surface mass balance between 1990–2010, using the regional climate model MAR. *The Cryosphere*, 6, 695–711. doi:10.5194/tc-6-695-2012

Franco B., Fettweis X., & Erpicum M. 2013. Future projections of the Greenland ice sheet energy balance driving the surface melt. *Cryosphere*, 7, 1–18. doi:10.5194/tc-7-1-2013

Funk C., & Michaelsen J. 2004. A Simplified Diagnostic Model of Orographic Rainfall for Enhancing Satellite-Based Rainfall Estimates in Data-Poor Regions. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 1366–1378. doi:10.1175/JAM2138.1

Gallée H. 1995. Simulation of the Mesocyclonic Activity in the Ross Sea, Antarctica. *Monthly Weather Review*, 123, 2051–2069 doi:10.1175/1520-0493(1995)123<2051:SOTMAI>2.0.CO;2

Gallée H., & Schayes G. 1994. Development of a Three-Dimensional Meso-γ Primitive Equation Model: Katabatic Winds Simulation in the Area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Monthly Weather Review*. doi:10.1175/1520-0493(1994)122<0671:DOATDM>2.0.CO;2

Gallée H., & Duynkerke P. G. 1997. Air-snow interactions and the surface energy and mass balance over the melting zone of west Greenland during the Greenland Ice Margin Experiment. *Journal of Ge*, 102(D12), 13813–13824.

Gallée H., Guyomarc'h G., & Brun E. 2001. Impact of snow drift on the antarctic ice sheet surface mass balance: Possible sensitivity to snow-surface properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 1–19. doi:10.1023/A:1018776422809

Gallée H., Agosta C., Gentil L., Favier V., & Krinner G. 2011. A Downscaling Approach Toward High-Resolution Surface Mass Balance Over Antarctica. *Surveys in Geophysics*, 32, 507–518. doi:10.1007/s10712-011-9125-3

Gallée H., Trouvilliez A., Agosta C., Genthon C., Favier V., & Naaim-Bouvet, F. 2013. Transport of Snow by the Wind: A Comparison Between Observations in Adélie Land, Antarctica, and Simulations Made with the Regional Climate Model MAR. *Boundary-Layer Meteorology*, 146, 133–147. doi:10.1007/s10546-012-9764-z

Gallée H., Preunkert S., Argentini S., Frey M. M., Genthon C., Jourdain B., Pietroni I., Casasanta G., Barral H., Vignon E., Amory C., & Legrand, M. 2015. Characterization of the boundary layer at Dome C (East Antarctica) during the OPALE summer campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 6225–6236. doi:10.5194/acp-15-6225-2015

Giorgi, F., & Avissar R. 1997. Representation of heterogeneity in Earth system modelling: Experience from land surface modeling. *American Geophysical Union*, 35(97), 413–438.

Giorgi F., Francisco R., & Pal J. 2003. Effects of a subgrid-scale topography and land use scheme on the simulation of surface climate and hydrology. Part I: effects of temperature and water vapor disaggregation. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 317–333. doi:10.1175/1525-7541(2003)4<317:EOASTA>2.0.CO;2

Goelzer H., Huybrechts P., Fürst J. J., Nick F. M., Andersen M. L., Edwards T. L., Fettweis X., Payne A.J., & Shannon S. 2013. Sensitivity of Greenland ice sheet projections to model formulations. *Journal of Glaciology*, 59(216), 733–749. doi:10.3189/2013JoG12J182

Hakuba M. Z., Folini D., Wild M., & Schär, C. 2012. Impact of Greenland's topographic height on precipitation and snow accumulation in idealized simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117, 1–15. doi:10.1029/2011JD017052

Hanna E., & Cappelen J. 2003. Recent cooling in coastal southern Greenland and relation with the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 30(3), 30–32. doi:10.1029/2002GL015797

Hanna E., Huybrechts P., Janssens I., Cappelen J., Steffen K., & Stenhens A. 2005. Runoff and mass balance of the Greenland ice sheet: 1958–2003. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110, 1–16. doi:10.1029/2004JD005641

Hanna E., Huybrechts P., Steffen K., Cappelen J., Huff R., Shuman C., Irvinne-Fynn T., Wise S., & Griffiths, M. 2008. Increased runoff from melt from the Greenland Ice Sheet: A response to global warming. *Journal of Climate*, 21, 331–341. doi:10.1175/2007JCLI1964.1

Hanna E., Huybrechts P., Cappelen J., Steffen K., Bales R. C., Burgess E., McConnel J.R., Steffensen J.P., van den Broeke M., Wake. L., Bigg G, Griffiths M., & Savas D. 2011. Greenland Ice Sheet surface mass balance 1870 to 2010 based on Twentieth Century Reanalysis, and links with global climate forcing. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D24121), 1–20. doi:10.1029/2011JD016387

Hanna E., Mernild S. H., Cappelen J., & Steffen K. 2012. Recent warming in Greenland in a long-term instrumental (1881–2012) climatic context: I. Evaluation of surface air temperature records. *Environmental Research Letters*, 7, 1–15. doi:10.1088/1748-9326/7/4/045404

Hanna E., Jones J. M., Cappelen J., Mernild S. H., Wood L. Steffen, K., & Huybrechts P. 2013. The influence of North Atlantic atmospheric and oceanic forcing effects on 1900–2010 Greenland summer climate and ice melt/runoff. *International Journal of Climatology*, 33(March 2012), 862–880. doi:10.1002/joc.3475

Helsen M. M., Van De Wal R. S. W., van den Broeke M. R., Van De Berg W. J., & Oerlemans, J. 2012. Coupling of climate models and ice sheet models by surface mass balance gradients: Application to the Greenland Ice Sheet. *Cryosphere*, 6, 255–272. doi:10.5194/tc-6-255-2012

Huybrechts P., Gregory J., Janssens I., & Wild, M. 2004. Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations. *Global and Planetary Change*, 42, 83–105. doi:10.1016/j.gloplacha.2003.11.011

Karstensen J., Schlosser P., Wallace D. W. R., Bullister J. L., & Blindheim J. 2005. Water mass transformation in the Greenland Sea during the 1990s. *Journal of Geophysical Research C: Oceans*, 110, 1–18. doi:10.1029/2004JC002510

Lang C. 2015. *High resolution present and future climate and surface mass balance of Svalbard modelled by the regional climate model MAR*. Thèse de doctorat, Université de Liège, Belgique.

Lang C., Fettweis X., & Erpicum, M. 2015. Stable climate and surface mass balance in Svalbard over 1979–2013 despite the Arctic warming. *Cryosphere*, 9(1990), 83–101. doi:10.5194/tc-9-83-2015

Lefebre F., Gallée H., vanYpersele J., & Greuell W. 2003. Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland): A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research*, 108, 4231. doi:10.1029/2001JD001160

Lefebre F., Fettweis X., Gallée H., Van Ypersele J. P., Marbaix P., Greuell W., & Calanca P. 2005. Evaluation of a high-resolution regional climate simulation over Greenland. *Climate Dynamics*, 25, 99–116. doi:10.1007/s00382-005-0005-8

Le Parisien. (2016, Août 5). Groenland : une base secrète américaine pourrait réapparaître avec la fonte des glaces. <http://www.leparisien.fr/environnement/nature/groenland-une-base-secrete-americaine-pourrait-reapparaitre-avec-la-fonte-des-glaces-05-08-2016-6017575.php>, consulté le 20 août 2016.

Le Monde (2013, Octobre 25). Le Groenland ouvre l'exploitation de ses mines de fer et d'uranium. http://www.lemonde.fr/europe/article/2013/10/25/le-groenland-ouvre-l-exploitation-de-ses-mines-de-fer-et-d-uranium_3502686_3214.html, consulté le 20 août 2016

Lucas-Picher P., Wulff-Nielsen M., Christensen J. H., Adalgeirsdóttir G., Mottram R. H., & Simonsen S. B. 2012. Very high resolution regional climate model simulations over Greenland: Identifying added value. *Journal of Geophysical Research*, 117, 2108. doi:10.1029/2011JD016267

Machguth H., Paul F., Kotlarski S., & Hoelzle M. 2009. Calculating distributed glacier mass balance for the Swiss Alps from regional climate model output: A methodical description and interpretation of the results. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114, 1–19. doi:10.1029/2009JD011775

Machguth H., Rastner P., Bolch T., Mölg N., Sørensen L. S., Aðalgeirsdóttir G., van Angelen J.H, van den Broeke M.R., & Fettweis, X. 2013. The future sea-level rise contribution of Greenland's glaciers and ice caps. *Environmental Research Letters*, 8, 025005. doi:10.1088/1748-9326/8/2/025005

Machguth H., Thomsen H. H., Weidick A., Ahlstrøm A. P., Abermann J., Andersen M. L. Andersen S.B. Bjørk A. A., Box J.E., Braithwaite R.J., Bøggild C.E., Citterio M., Clement P., Colgan W., Fausto R.S., Gleie K., Gubler S., Hasholt B., Hynek B., Knudsen N.T., Larsen S.H., Mernild S.H., Oerlemans J., Oerter H., Olesen O.B., Smeets P.C.J.Po, Steffen K., Stober M., Sugiyama S., van As D., van den Broeke M.R., & Van De Wal, R. S. W. 2016. Greenland surface mass-balance observations from the ice-sheet ablation area and local glaciers. *Journal of Glaciology*, 1–27. doi:10.1017/jog.2016.75

Marbaix P., Gallée H., Brasseur O., & van Ypersele J.-P. 2003. Lateral boundary conditions in regional climate models: A detailed study of the relaxation

procedure. *Monthly Weather Review*, 131, 461–479. doi:10.1175/1520-0493(2003)131<0461:LBCIRC>2.0.CO;2

Meijgaard E.V., Ulft L. H, Bosveld F. C., Lenderink G., & Siebesma A.P. 2008. The KNMI regional atmospheric climate model RACMO version 2.1. *Technical Report; TR - 302*, 43.

Mernild S. H., & Liston, G. E. 2012. Greenland freshwater runoff. Part II: Distribution and trends, 1960–2010. *Journal of Climate*, 25, 6015–6035. doi:10.1175/JCLI-D-11-00592.1

Mernild S. H., Liston G. E., Hiemstra C.A., & Christensen J. H. 2010. Greenland Ice Sheet Surface Mass-Balance Modeling in a 131-Yr Perspective, 1950–2080. *Journal of Hydrometeorology*, 11, 3–25. doi:10.1175/2009JHM1140.1

Morcrette J.-J. 2002. Assessment of the ECMWF Model Cloudiness and Surface Radiation Fields at the ARM SGP Site. *Monthly Weather Review*, 130, 257–277. doi:10.1175/1520-0493(2002)130<0257:AOTEMC>2.0.CO;2

Mote T. L. 2007. Greenland surface melt trends 1973–2007: Evidence of a large increase in 2007. *Geophysical Research Letters*, 34(L22507), 1–5. doi:10.1029/2007GL031976

Noël B., van de Berg W. J., Machguth H., Lhermitte S., Howat I., Fettweis X., & van den Broeke M. R. 2016. A daily, 1-km resolution dataset of downscaled Greenland ice sheet surface mass balance (1958–2015), *The Cryosphere Discuss.*, doi:10.5194/tc-2016-145, in review.

Rae J., Adalgeirsdóttir G, Edwards T. L., Fettweis X., Gregory J. M., Hewitt H. T., Lowe J.A., Lucas-Picher P., Mottram R.H., Payne A.J., Ridley J.K., Shannon S.R., van de Berg W.J., van de Wal R.S.W., & van den Broeke, M. R. 2012. Greenland ice sheet surface mass balance: Evaluating simulations and making projections with regional climate models. *Cryosphere*, 6, 1275–1294. doi:10.5194/tc-6-1275-2012

Reijmer C. H., van den Broeke M. R., Fettweis X., Ettema J., & Stap L. B. 2012. Refreezing on the Greenland ice sheet: A comparison of parameterizations. *Cryosphere*, 6, 743–762. doi:10.5194/tc-6-743-2012

Sen Z. 2010. Critical Assessment of Downscaling Procedures in Climate Change. *International Journal of Ocean and Climate Systems*, 1(2), 85–98.

Shepherd A., Ivins E. R., Geruo A., Barletta V.R., Bentley M.J., Bettadpur S., Briggs K.H., Bromwich D.H., Forsberg R., Galin N., Horwath M., Jacobs S., Joughin I., King M.A., Lenaerts J.T.M., Li J., Ligtenberg S.R.M., Luckman A., Luthcke S.,

McMillan M., Meister R., Milne G., Mouginot J., Muir A., Nicolas J.P., Paden J., Payne A.J., Pritchard H., Rignot E., Rott H., Sorensen L.S., Scambos T.A., Scheul B., Schram E.J.O., Smith B., Sundal A.V., van Angelen J.H., van de Berg W.J., van den Broeke M., Vaughan D., Velicogna I., Wahr, J., Whitehouse P.L., Wingham D.J., Yi D., Young D., & Zwally, H. J. 2012. A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338, 1183–1189. doi:10.1126/science.1228102

Sinclair M. R. 1994. A Diagnostic Model for Estimating Orographic Precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1163-1175 doi:10.1175/1520-0450(1994)033<1163:ADMFEO>2.0.CO;2

Steffen K., & Box J. 2001. Surface climatology of the Greenland ice sheet: Greenland Climate Network 1995-1999. *Journal of Geophysical Research*, 106(D24), 33951–33964. doi:10.1029/2001JD900161

Snedecor G.W., & Cochran. W. G. 1971. *Méthodes statistiques*, Original Title: Statistical Methods 6th edition by The Iowa State University Press, Ames, Iowa, USA, 67-21577, traduit par: Boelle, H. et Camhaji, E., Association de Coordination Technique Agricole, Paris, 649 pp

Tedesco M., Fettweis X., Mote T., Wahr J., Alexander P., Box J. E., & Wouters B. 2013. Evidence and analysis of 2012 Greenland records from spaceborne observations, a regional climate model and reanalysis data. *The Cryosphere*, 7, 615–630. doi:10.5194/tc-7-615-2013

Tedesco M., Doherty S., Fettweis X., Alexander P., Jeyaratnam J., Noble E., & Stroeve J. 2016. The darkening of the Greenland ice sheet: trends, drivers and projections (1981-2100). *The Cryosphere*, 10, 477–496. doi:10.5194/tcd-10-477-2016

Thackeray C. W., & Fletcher C. G. 2016. Snow albedo feedback: Current knowledge, importance, outstanding issues and future directions. *Progress in Physical Geography*, 0309133315620999-. doi:10.1177/0309133315620999

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., Van De Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Jassen P.A.E.M., 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. doi:10.1256/qj.04.176

Van As D., Fausto R. S., Ahlstrøm A. P., Andersen S. B., Andersen M. L., Citterio M., Edelvang K., Gravesen P., Machguth H., Nick F.M., Nielsen S., & Weidick A. 2011 Programme for Monitoring of the Greenland Ice Sheet (PROMICE): first temperature and ablation records. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 23, 73–76.

Van de Wal, R. S. W., Boot, W., Smeets, C. J. P. P., Snellen, H., van den Broeke, M. R., & Oerlemans, J. 2012. Twenty-one years of mass balance observations along the K-transect, West Greenland. *Earth System Science Data*, 4, 31–35. doi:10.5194/essd-4-31-2012

Van den Broeke M. R., Bamber J. L., Ettema J., Rignot E. J., Schrama E. J., van de Berg W., van Meijgaard E., Velicogna I., & Wouters B. 2009. Partitioning recent Greenland mass loss. *Science*, 326, 984–986.

Van den Broeke M.R., Smeets P., Ettema J., & Munneke P. K. 2008. Surface radiation balance in the ablation zone of the west Greenland ice sheet. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 113, 1–14. doi:10.1029/2007JD009283

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 and New York, NY, USA.

Vernon C. L., Bamber J. L., Box J. E., van den Broeke M. R., Fettweis X., Hanna E., & Huybrechts P. 2013. Surface mass balance model intercomparison for the Greenland ice sheet. *The Cryosphere*, 7, 599–614. doi:10.5194/tc-7-599-2013

Vizcaíno M., Mikolajewicz U., Jungclaus J., & Schurgers G. 2010. Climate modification by future ice sheet changes and consequences for ice sheet mass balance. *Climate Dynamics*, 34, 301–324. doi:10.1007/s00382-009-0591-y

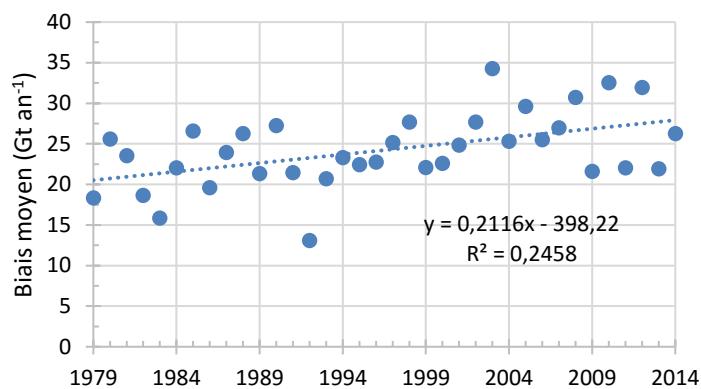
Wouters B., Chambers D., & Schrama E. J. O. 2008. GRACE observes small-scale mass loss in Greenland. *Geophysical Research Letters*, 35(L20501), 1–5. doi:10.1029/2008GL034816

Wyard, C. 2014. *Evaluation de la pertinence du couplage MAR-GRISLI sur le Groenland*. Mémoire de fin d'études, Université de Liège, Liège, Belgique.

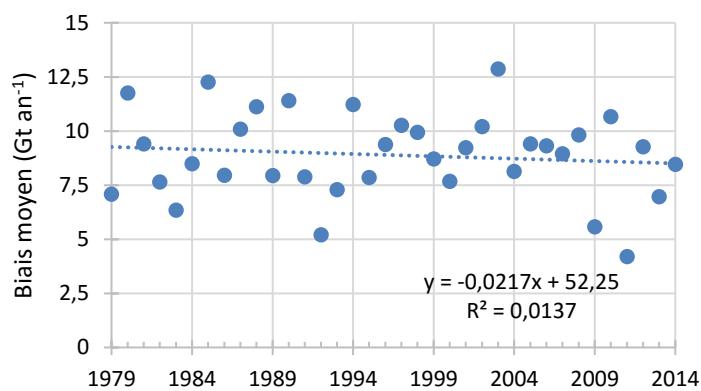
Yamaguchi S., & Fujita K. 2013. Modeling glacier behavior under different precipitation seasonalities. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 45(1), 143–152.

Zwally H., Li J., Brenner A. C., Beckley M., Cornejo H. G., Dimarzio J., Giovinetto M.B., Neumann T.A., Robbins J., Saba J.L., Yi D., & Wang, W. 2011. Greenland ice sheet mass balance : distribution of increased mass loss with climate warming ; 2003 – 07 versus 1992 – 2002. *Journal of Glaciology*, 57(201), 88–102. doi:10.3189/002214311795306682

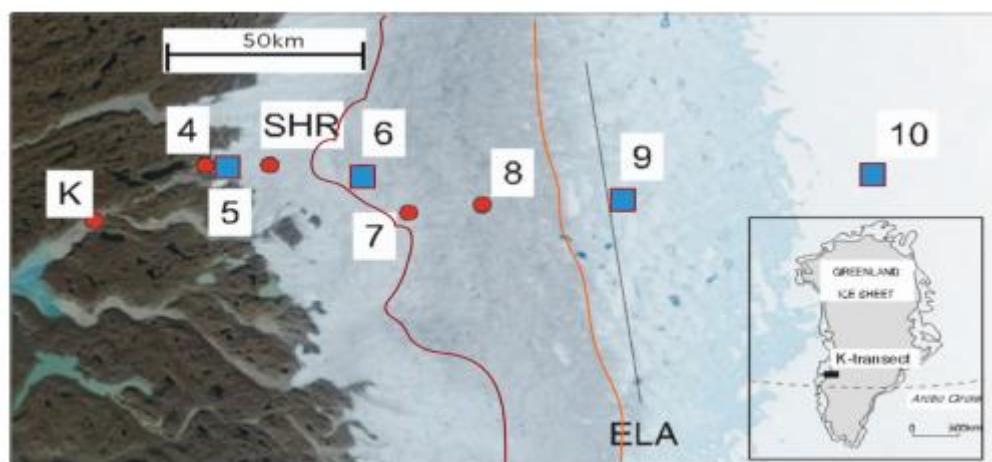
Annexes



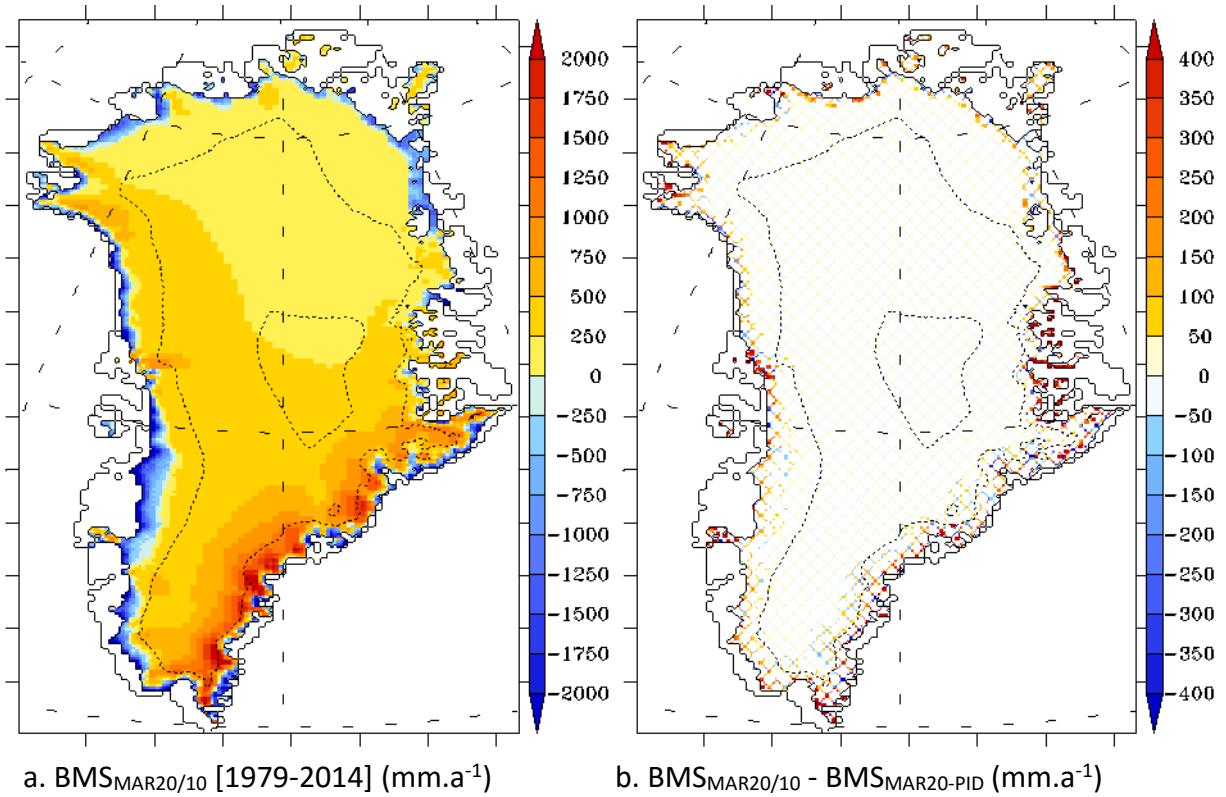
Ann. 1 Evolution du biais annuel entre le BMS simulé par MAR20/10 et le BMS simulé par MAR20-PID.



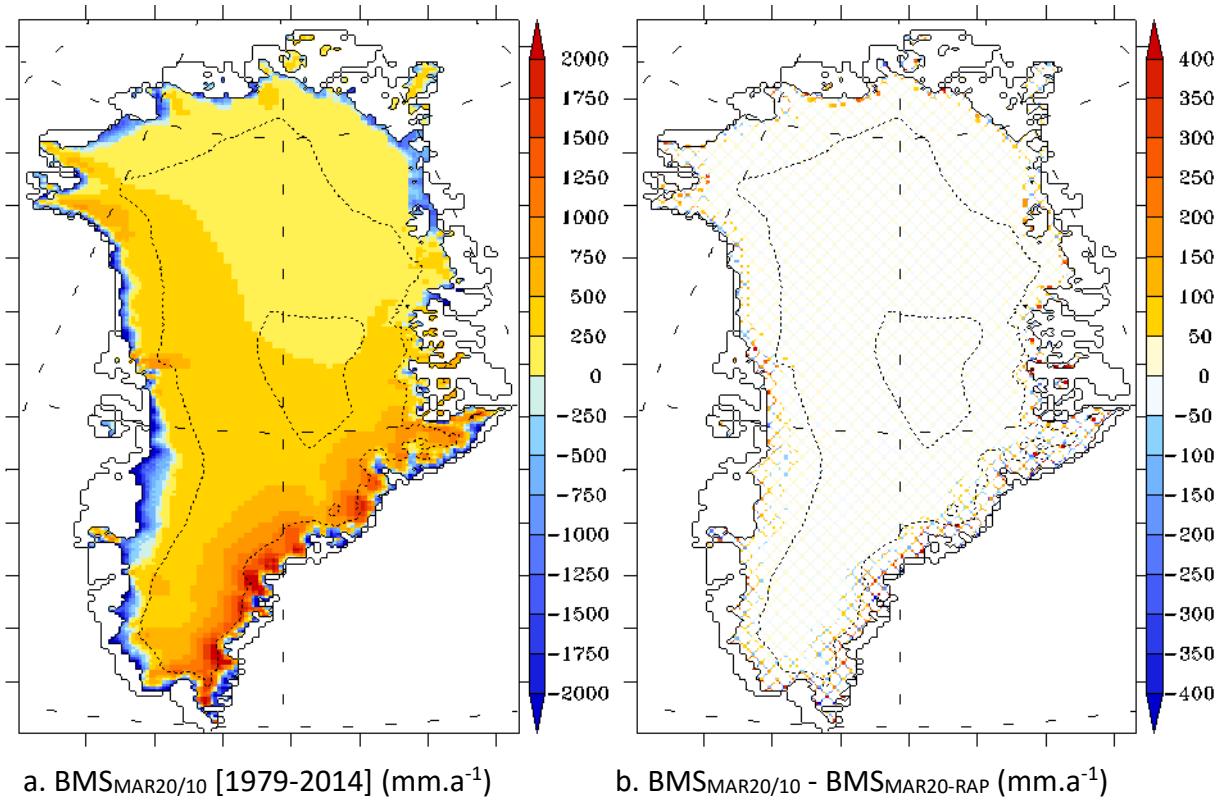
Ann. 2 Evolution du biais annuel entre le BMS simulé par MAR20/10 et le BMS simulé par MAR20-RAP



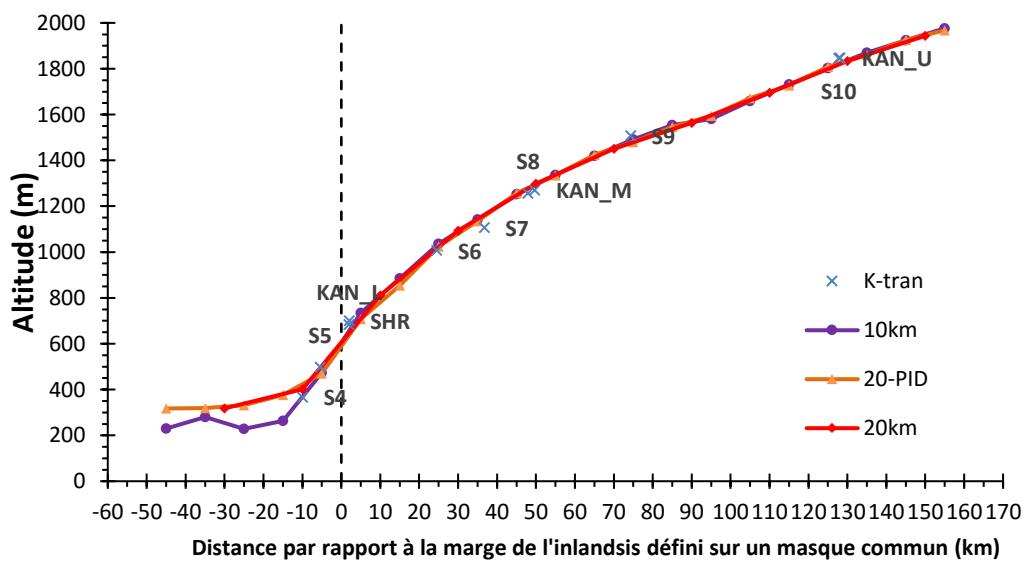
Ann. 3 Localisation des stations sur le K-Transect. K représente Kangerlussuaq tandis que 4, 5, SHR, 6, 7, 8, 9 et 10 représentent les sites d'observation. (Extrait de van de Wal *et al.*, 2012)



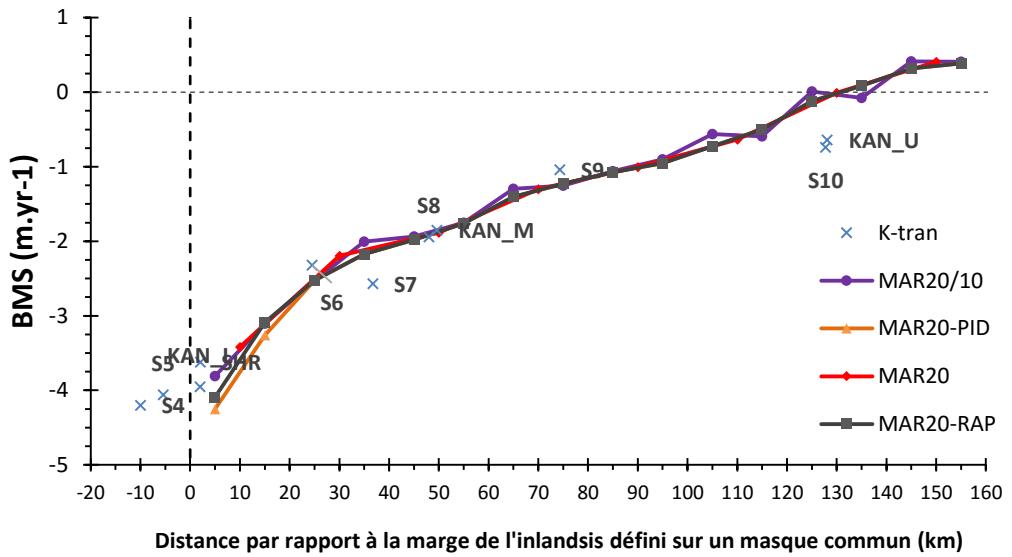
Ann. 4 a) Bilan de masse en surface annuel moyen simulé par MAR20/10 à 10 km de résolution pour la période 1979-2014 ($mm.an^{-1}$). b) Différence de bilan de masse en surface annuel moyen entre MAR20/10 et MAR20 à 10 km de résolution pour la période 1979-2014 ($mm.a^{-1}$). MAR20 a été interpolé au moyen d'une interpolation avec pondération inverse à la distance (MAR20-PID). Les différences inférieures à deux fois la variabilité interannuelle sont jugées non significatives et sont représentées en tiercé.



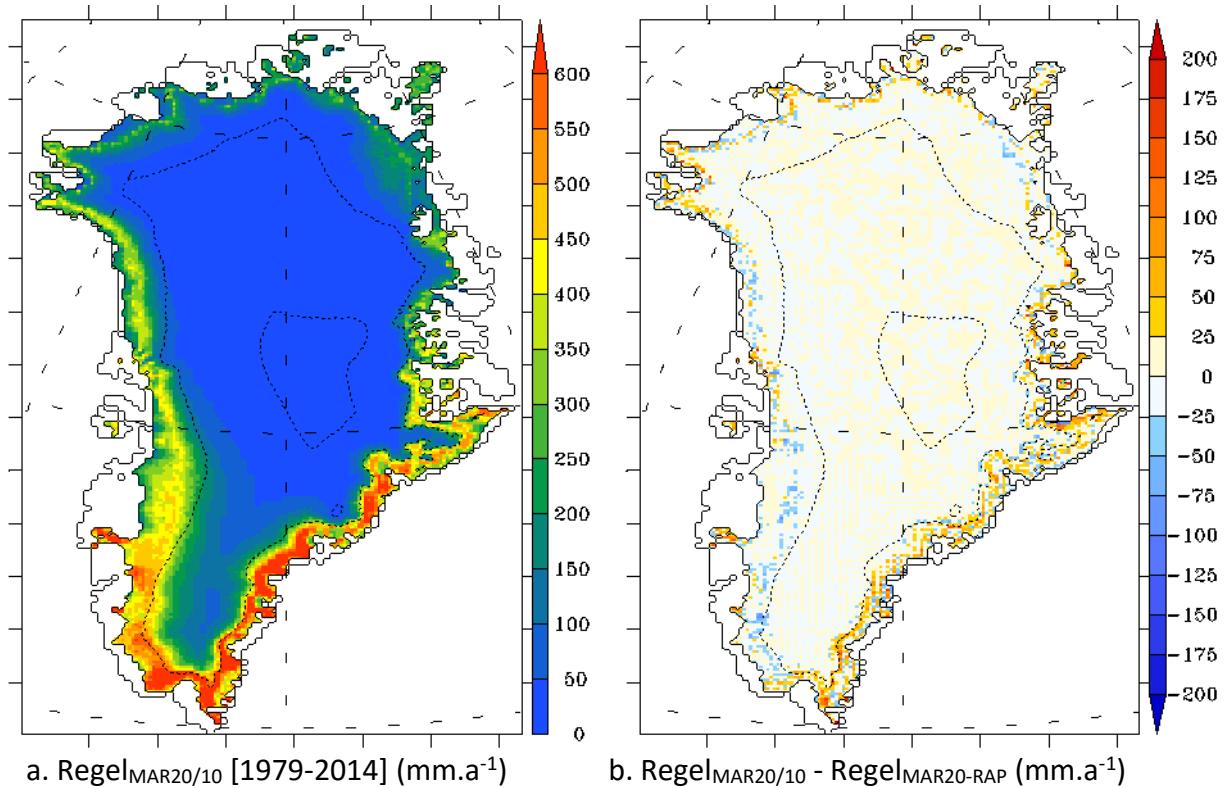
Ann. 5 Idem que Ann. 4 mais pour MAR20/10 et MAR20-RAP



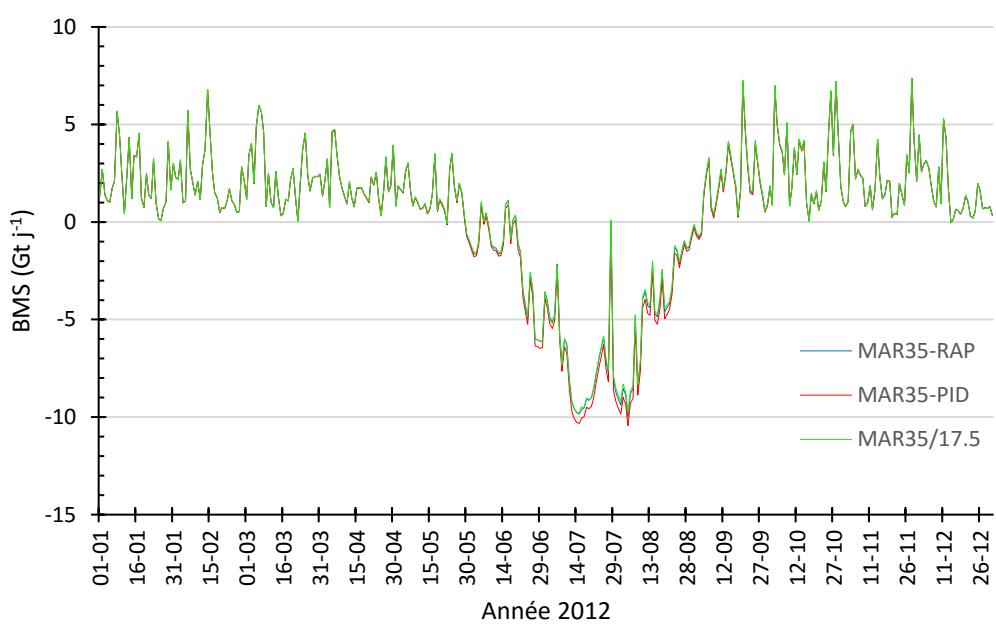
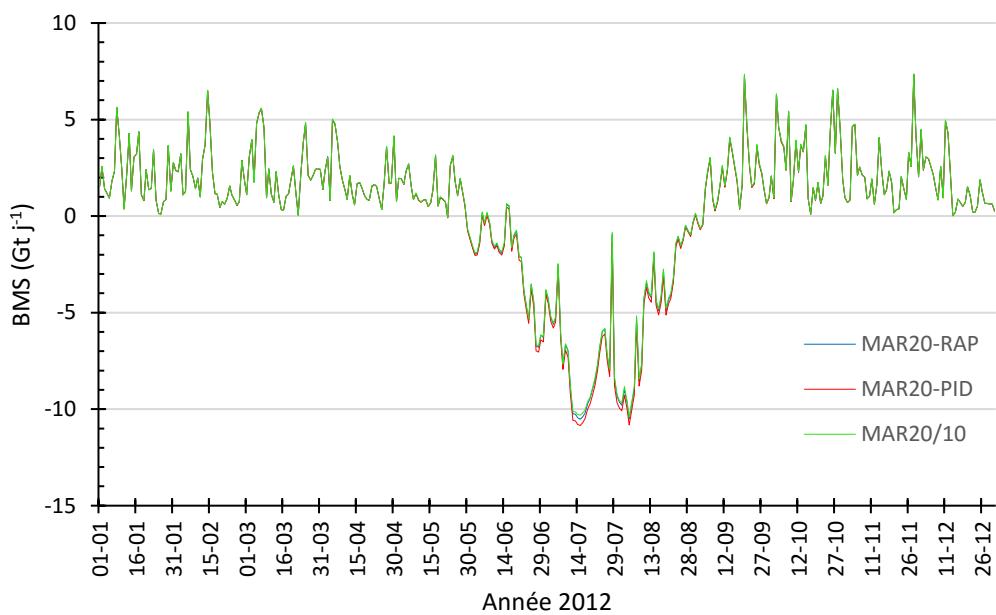
Ann. 6 Profil d'altitude le long du K-Transect. Les lieux d'observations représentés par des croix bleues sont décrits dans Van de Wal *et al.*(2012) et Machguth *et al.*(2016). La distance à la marge a été calculée par rapport au masque commun à 10 km.

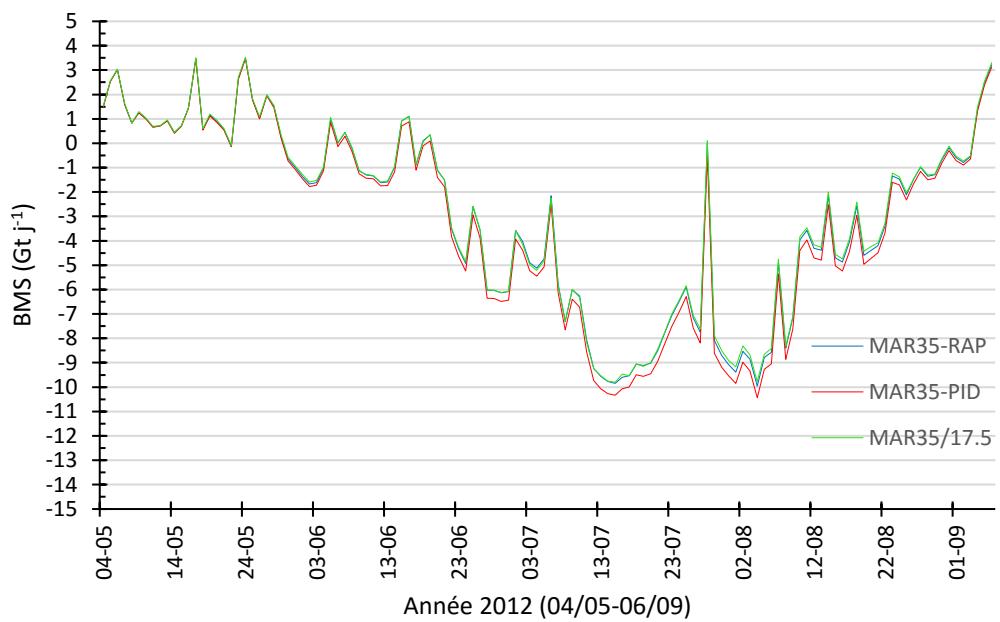


Ann. 7 Idem que Ann. 6 mais pour le BMS.



Ann. 8 a) Quantité annuelle moyenne d'eau qui régule simulée par MAR20/10 pour la période de 1979-2014. b) Biais moyen entre le regel simulé par MAR20/10 et le regel estimé dans MAR20-RAP.





Ann. 11 Idem que Ann. 9 mais seulement sur la période de fonte de l'année 2012.