



Université
de Liège



FACULTÉ DES SCIENCES
DÉPARTEMENT DE GÉOGRAPHIE

Evaluation de la pertinence du couplage MAR-GRISLI sur le Groenland

Mémoire présenté par

Coraline WYARD

en vue de l'obtention du grade de

**Master en sciences géographiques, orientation climatologie, à
finalité approfondie**

PROMOTEUR : Xavier FETTWEIS

Année académique 2013-2014

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes qui ont permis à ce mémoire de voir le jour.

Plus particulièrement, je remercie Cécile Agosta, Alexandre Belleflamme et Sébastien Doutreloup pour leurs remarques constructives et leurs suggestions. Je remercie également Catherine Ritz pour son aide et Michel Erpicum pour son soutien, son aide et ses conseils avisés.

Je tiens aussi à remercier ma famille et mes amis pour leur soutien inconditionnel et leurs encouragements.

Mais surtout, je remercie mon promoteur, Xavier Fettweis, de m'avoir proposé ce sujet de mémoire. Je le remercie également pour son aide, ses conseils, sa disponibilité et sa patience à toute épreuve.

Abstract

During the two last decades, the Greenland ice sheet (GrIs) contribution to the global mean sea level (GMSL) rise has significantly increased. In the future, difficulties remain to assess the GrIs contribution to GMSL rise because of large uncertainties linked to the feedback between the surface mass balance (SMB) and the elevation of the GrIs. In 2013, Xavier Fettweis, my promoter, has coupled a regional climate model (RCM), the model MAR, with an ice sheet model (ISM), the model GRISLI, in order to account of this feedback and, in this way, to improve the assessment of the future GrIs contribution to the GMSL rise. The aim of this study is to assess the pertinence of the MAR–GRISLI coupling which requires long computation time. Nine simulations were carried out with GRISLI. Six of these simulations consisted in forcing GRISLI with several present days MAR outputs (SMB and surface temperature) in order to identify the GRISLI biases. The three last simulations consisted in forcing GRISLI until 2100 with future non-coupled, coupled and modified non-coupled MAR outputs in order to find a technique to avoid the coupling. The results show that initial conditions need to be improved and that the ice flow velocities required recalibration because an abnormal present-day thickening of the GrIs margins. Ice calving only depends on ice sheet extension because of constant ice flow velocities. The MAR–GRISLI coupling can be avoided until the middle of the 2080s. Beyond these years, the SMB correction is too large so that the thinning of the GrIs margins is overestimated. In a further study, the SMB correction could be reduced to avoid the MAR–GRISLI coupling over longer periods. GRISLI could be improved or replaced by a more complex ISM with dynamic ice flow velocities to enhance the results.

Résumé

La contribution à la hausse du NGMM de l'inlandsis du Groenland a fortement augmenté au cours de ces vingt dernières années et sa contribution future est entachée de grandes incertitudes notamment liées à la rétroaction liant le BMS et l'altitude de l'inlandsis. Au cours de l'année 2013, Xavier Fettweis, mon promoteur, a couplé un MCR, le modèle MAR, à un MCG, le modèle GRISLI, afin de prendre en compte ces rétroactions et d'ainsi améliorer l'évaluation de la contribution de l'inlandsis du Groenland à la hausse future du NGMM. Le but de cette recherche est d'évaluer la pertinence de ce couplage très gourmand en temps de calculs. Pour cela, neuf simulations ont été réalisées avec GRISLI. Pour les six premières simulations, GRISLI a été forcé par diverses sorties du MAR sur le climat présent dans le but d'identifier les biais de GRISLI. Pour les trois dernières simulations, GRISLI a été forcé jusqu'en 2100 avec des sorties de MAR non-couplé, MAR couplé et MAR non-couplé mais modifiées, l'objectif étant de trouver une technique pour éviter le couplage. D'après les résultats, les conditions initiales de GRISLI devraient être améliorées et les vitesses d'écoulement devraient être recalibrées en raison d'un épaissement anormal des bords de la calotte. La masse perdue par vêlage d'icebergs ne dépend que de l'extension de la calotte car les vitesses d'écoulement sont constantes dans GRISLI. Le couplage MAR-GRISLI peut être évité jusqu'au milieu des années 2080 car au-delà, la correction appliquée aux BMS de forçages sur les bords de la calotte est trop grande, entraînant un amincissement trop important des marges glaciaires. Dans un travail ultérieur, il faudrait réduire la correction du BMS sur les bords de la calotte afin d'éviter le couplage MAR-GRISLI plus longtemps. GRISLI pourrait être amélioré ou remplacé par un MCG plus sophistiqué pour obtenir de meilleurs résultats.

Table des matières

1. Introduction.....	10
1.1. Motivations et contexte de recherche	10
1.1.1. L'inlandsis du Groenland : un facteur clé de la hausse du NGMM.....	10
1.1.2. Bilan de masse, dynamique glaciaire et état d'équilibre : mécanismes régissant le gain ou la perte de masse de l'inlandsis du Groenland.....	11
1.1.3. Perte de masse de l'inlandsis du Groenland : rétroactions influençant le BMS	12
1.1.4. La modélisation climatique comme outil d'évaluation de la contribution de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM	13
1.2. But de la recherche	15
1.3. Plan de la recherche	16
2. Etat de l'art	17
2.1. Facteurs influençant le niveau des mers à l'échelle globale	17
2.1.1. Facteurs climatiques.....	17
2.1.2. Facteurs géophysiques	18
2.2. Evolution du niveau global moyen des mers et rôle de l'inlandsis du Groenland	19
2.2.1. Variations présentes du NGMM.....	19
2.2.2. Projections futures du NGMM	22
2.2.2.1. Contribution du BMS de l'inlandsis du Groenland	26
2.2.2.2. Contribution de la dynamique de l'inlandsis du Groenland	30
2.3. But de cette recherche	33
3. Hypothèse et méthodologie.....	35
3.1. Le MAR	35
3.2. GRISLI.....	37
3.3. Le forçage de GRISLI par les sorties du MAR.....	39
3.4. Le couplage MAR-GRISLI.....	40
3.5. Interpolations	41
3.5.1. Interpolation basse résolution vers haute résolution classique	42
3.5.2. Interpolation basse résolution vers haute résolution de Franco <i>et al.</i> (2012).....	42
3.5.3. Interpolation haute résolution vers basse résolution classique	44

3.6.	Hypothèse	45
3.7.	Simulations réalisées avec GRISLI.....	46
3.7.1.	Simulations sur le climat présent	46
3.7.1.1.	Simulations 1 – 2 – 3 – 4.....	46
3.7.1.2.	Simulation 5.....	49
3.7.1.3.	Simulation 6.....	49
3.7.2.	Simulations jusqu'en 2100	50
3.7.2.1.	Simulation 7.....	51
3.7.2.2.	Simulation 8.....	51
3.7.2.3.	Simulation 9.....	51
4.	Résultats	55
4.1.	Climat présent	55
4.1.1.	État stationnaire et résolution du MAR-GRISLI	55
4.1.2.	Biais de GRISLI avec la calotte observée	61
4.1.3.	Impact du type d'interpolation des forçages	66
4.1.4.	Réanalyses vs MIROC5.....	70
4.1.5.	Résumé.....	71
4.2.	Climat futur	73
4.2.1.	Evolution de la calotte et de son BMT.....	73
4.2.2.	Contribution à la hausse du NGMM	80
4.2.3.	Perte de masse supplémentaire associée à la rétroaction positive BMS-altitude.....	81
4.2.4.	Résumé.....	82
5.	Conclusion	84
5.1.	Synthèse	84
5.2.	Pertinence du couplage MAR-GRISLI.....	86
5.3.	Perspectives.....	87
	Références.....	88

Liste des figures

2.1. : Taux d'augmentation du NGMM [mm/an] (Source : Masson-Delmotte et al., 2013).....	21
2.2. : Contributions (valeurs médianes) au taux d'augmentation annuel du NGMM pour la période 1971-2010 et pour la période 1993-2010 (Source : Church et al., 2013).....	22
2.3. : Contributions (valeurs médianes) à la hausse totale du NGMM à l'horizon 2081-2100 par rapport au NGMM de 1986-2005 pour les scénarios RCP 2.6 et RCP 8.5. (Source : Church et al., 2013).	25
2.4. : Contribution à la hausse du niveau des mers (en m) suivant le réchauffement des températures par rapport à la période pré-industrielle (en °C). (Source : Church et al., 2013).	30
3.1.: Schéma des simulations MAR-GRISLI sans couplage	39
3.2. : Schéma du couplage MAR-GRISLI.	41
3.3. : Schéma de la technique d'interpolation de Franco et al. (2012).	43
3.4. : Topographie du socle rocheux du Groenland : différence entre GRISLI et Bamber et al. (2013).....	48
3.5. : Altitude du Groenland et épaisseur de la calotte glaciaire du Groenland selon Bamber et al. (2013) en m.	49
3.6. : Schéma du fonctionnement de GRISLI avec le module d'interpolation.....	52
4.1. : Evolution de la RMSE moyenne de l'épaisseur de la calotte glaciaire du Groenland durant les simulations 1, 2 ,3 et 4 par rapport à l'épaisseur de Bamber et al. (2013) et évolution de l'épaisseur de glace moyenne durant les simulations 1, 2, 3 et 4, et épaisseur moyenne de la calotte observée par Bamber et al. (2013).	57
4.2. : Evolution du volume de la calotte glaciaire du Groenland au cours des simulations 1, 2, 3 et 4	58
4.3. : Evolution du BMT de la calotte glaciaire du Groenland au cours des simulations 1, 2, 3 et 4.....	58
4.4. : Evolution de la différence d'épaisseurs de glace (en m) calculées par la simulation 1 par rapport aux épaisseurs de glace initiales après 500, 1000, 1500 et 1960 ans de simulation stationnaire.....	60
4.5. : Vitesses d'écoulement (m/an) issues d'observations (Source : Joughin et al., 2010) et calibrées dans GRISLI.	61

4.6. : Différence en 2012 entre épaisseurs de glace simulées et épaisseurs de glace observées de Bamber et al. (2013) des simulations 1, 2, 3 et 4.	63
4.7. : BMS total et décharge d'icebergs totale simulés par GRISLI (simulation 4).....	65
4.8. : BMS total et décharge d'icebergs totale observés au Groenland entre 1992 et 2010. (Source : Rignot et al., 2011)	65
4.9. : Evolution de la RMSE moyenne de l'épaisseur de la calotte glaciaire du Groenland durant les simulations 1et 5 par rapport à l'épaisseur de Bamber et al. (2013), et évolution de l'épaisseur de glace moyenne durant les simulations 1 et 5, ainsi que l'épaisseur moyenne (~700 m) de la calotte observée par Bamber et al. (2013).	67
4.10. : Différence en 2012 entre les épaisseurs de glace (EG) en m calculées par les simulations 1 et 5 et celles observées par Bamber et al. (2013).	68
4.11. : Différences en 2012 d'épaisseurs de glace calculées par les simulations 2, 3, 4 et 5, par rapport à celles calculées par la simulation 1.	69
4.12. : Différence d'épaisseur de glace (EG)et de BMS à l'état d'équilibre entre la simulation 6 et la simulation 4.....	70
4.13. : Evolution du volume de la calotte glaciaire du Groenland au cours du XXIe siècle simulé par les simulations 7, 8 et 9 en km ³ de glace.....	75
4.14. : Anomalies de l'épaisseur de glace et de BMS (en m) des simulations 7, 8 et 9 en 2100 par rapport à la période 1986-2005	76
4.15. : Evolution du BMS de la calotte glaciaire du Groenland prévu par les simulations 7,8, et 9, au cours du XXIe siècle.	77
4.16. : Evolution du BMT de la calotte glaciaire du Groenland au cours du XXIe siècle simulé par les simulations 7, 8 et 9 en Gt/an.....	77
4.17. : Evolution de la décharge d'icebergs simulée par les simulations 7, 8 et 9 en Gt/an.	78
4.18. : Evolution au cours du XXIe siècle de la superficie totale de la calotte glaciaire de Groenland simulée par les simulations 7, 8 et 9, en km ²	78
4.19. : Différence d'épaisseurs de glace et de BMS (en m) en 2100 des simulations 7 et 9 par rapport à la simulation 8.....	79

Liste des tableaux

2.1. : Caractéristiques des RCP (Source : Moss et al., 2010)	23
2.2. : Contributions à la hausse du NGMM dans le futur selon les scénarios A1B, et les quatre RCP. Les contributions sont en [m] et les taux d'augmentation sont en [mm/an]. (Source : Church et al., 2013)	23
2.3. : Évaluation de la contribution du BMS du Groenland à la hausse du NGMM dans le futur (Source : Church et al., 2013).....	27
2.4. : Contributions clés à la hausse du NGMM estimée pour l'horizon 2081-2100 selon le RCP 2.6 et le RCP 8.5 (Source : Church et al., 2013).	32
3.1. : Synthèse des simulations réalisées avec GRISLI non couplé.	54
4.1. : Élévation du niveau des mers en 2100 par rapport au NGMM de 1986-2005 issus des résultats des simulations 7, 8 et 9, et évaluations fournies par le GIEC dans son 5e rapport d'évaluation (AR5) par rapport au NGMM de 1986-2005 pour 2081-2100 (Church et al. 2013) . Les valeurs sont en m.	81
4.2. : Perte de volume en km ³ et de masse en Gt en 2100 par rapport à 1986-2005 de la calotte glaciaire du Groenland simulée par les simulations 7, 8 et 9. Perte de masse supplémentaire due à la rétroaction BMS-altitude en Gt et en mmWE (mm « Water Equivalent » (équivalent eau)) en 2100 par rapport à 1986-2005.....	82

Liste des abréviations

BMS	Bilan de Masse en Surface
BMT	Bilan de Masse Total
CMIP	« Coupled Model Intercomparison Project »
CPU	« Central Processing Unity », en français « Unité Centrale de Traitement »
EG	Epaisseur de Glace
GIEC	« Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat »
GRISLI	« GRenoble Ice Sheet and Land Ice model »
LGGE	« Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement »
MAR	« Modèle Atmosphérique Régional »
MBE	Modèle de Balance Energétique
MCG	Modèle de Calotte Glaciaire
MCGAO	Modèle de Circulation Générale couplé Atmosphère-Océan
MCR	Modèle Climatique Régional ou Modèle de Circulation Régionale
MIROC5	« Model for Interdisciplinary Research on Climate »
NGMM	Niveau Global Moyen des Mers
SISVAT	« Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer »
ST	Température de Surface
ULg	« Université de Liège »

1. Introduction

1.1. Motivations et contexte de recherche

1.1.1. L'inlandsis du Groenland : un facteur clé de la hausse du NGMM

Le réchauffement climatique que nous subissons actuellement s'effectue à des vitesses encore jamais atteintes dans toute l'histoire de la Terre. Entre 1880 et 2012, la température moyenne de la Terre s'est élevée de $0,85^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ (Hartmann *et al.*, 2013) avec des conséquences telles que la hausse du niveau global moyen des mers (NGMM). Celle-ci a été de $0,19 \text{ m} \pm 0,02 \text{ m}$ entre 1901 et 2010, principalement par dilatation thermique des océans et par fonte des glaces continentales telles que les glaciers des Alpes, d'Himalaya, d'Alaska, ou encore les inlandsis (d'Antarctique et du Groenland) (Church *et al.*, 2013). Depuis le début des années 90, une augmentation de la contribution des inlandsis à la hausse du NGMM a été observée, dont plus de la moitié de cette contribution est due à la seule fonte de la calotte glaciaire du Groenland (Shepherd *et al.*, 2012). Au cours de la première décennie du XXI^e siècle, 3/4 de la contribution des inlandsis à la hausse du NGMM provenait même de la fonte de la calotte du Groenland (Shepherd *et al.*, 2012). Le Groenland, de par sa localisation aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, abrite le second plus grand inlandsis ; le premier étant celui de l'Antarctique au pôle Sud. Avec une superficie approximative de 1,8 millions de km^2 recouvrant 80 % du Groenland (Rastner *et al.*, 2012) et un volume de 2,96 millions de km^3 , l'inlandsis du Groenland, s'il venait à fondre intégralement, causerait une hausse du NGMM de 7,36 m (Bamber *et al.*, 2013).

Face à la menace que représente cette élévation du niveau des mers pour les populations côtières, des prévisions ont été réalisées. D'ici la fin de notre siècle, pour le scénario d'évolution des concentrations en gaz à effet de serre le plus optimiste (appelé RCP 2.6), le GIEC (« Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat ») prévoit une élévation du niveau des mers comprise entre 0,26 m et 0,55 m par rapport au niveau moyen de 1986-2005. Pour le scénario le plus pessimiste (RCP 8.5), le GIEC prévoit une élévation comprise entre 0,52 m et 0,98 m (Church *et al.*, 2013). Cependant, l'estimation de cette hausse est entachée de grandes incertitudes dont les principales sont dues aux incertitudes concernant l'augmentation future des températures des océans et la contribution des inlandsis.

1.1.2. Bilan de masse, dynamique glaciaire et état d'équilibre : mécanismes régissant le gain ou la perte de masse de l'inlandsis du Groenland

En 2007, lors de son quatrième rapport d'évaluation, le GIEC avait identifié la dynamique glaciaire et le bilan de masse en surface (BMS) comme sources principales des incertitudes liées à la contribution de l'inlandsis du Groenland à la prévision de la hausse du NGMM (Meehl *et al.*, 2007).

La calotte du Groenland perd en effet de la masse via son BMS et via la décharge d'icebergs. Le BMS est la différence entre l'accumulation via les précipitations neigeuses, et l'ablation via la fonte en surface et dans une moindre mesure, la sublimation. On distingue ainsi trois zones sur la calotte. La zone d'accumulation au centre de la calotte où le BMS est positif. La ligne d'équilibre où le BMS est nul. La zone d'ablation, située sur les bords de la calotte où le BMS est négatif, c'est-à-dire là où il y a plus de fonte en surface que d'accumulation. Les marges glaciaires sont en effet dominées en grande partie par un climat de toundra (le centre étant dominé par un climat d'inlandsis) de sorte que la température moyenne mensuelle en été peut y dépasser les 10°C permettant ainsi à la glace de fondre en surface.

Lorsque les glaciers n'atteignent pas la mer, leur bilan de masse total (BMT) se résume à leur BMS. Cependant, lorsque qu'ils atteignent la mer, ces glaciers, dits émissaires, perdent en plus de la masse par vêlage d'icebergs. Le BMT de ces glaciers émissaires correspond à la somme de leur BMS et du vêlage d'icebergs. La glace, sous l'effet de la gravité, s'écoule des sommets du centre de la calotte vers les marges glaciaires, permettant à la calotte de redistribuer les masses entre la zone d'accumulation du centre de la calotte et la zone d'ablation marginale. La dynamique glaciaire permet ainsi à la calotte de maintenir une topographie stable et aux glaciers émissaires de perdre de la masse par vêlage d'icebergs durant toute l'année.

Les calottes tentent de maintenir un état d'équilibre, c'est-à-dire un BMT nul. Le BMS total de la calotte (actuellement positif) est ainsi compensé par la perte de masse totale par vêlage d'icebergs. Cependant, avec des températures plus chaudes, le BMS diminue. La calotte, pour conserver un état stable, s'amincit, se retire et finalement le vêlage d'icebergs diminue. La stabilisation d'une calotte peut prendre des centaines voire des milliers d'années. On considère que la calotte glaciaire du Groenland était à l'équilibre à la période industrielle mais que depuis ces vingt dernières années (depuis que les observations sont suffisantes au Groenland (cf. Section 2.2.1.)) elle est en déséquilibre comme l'indique le BMT de la calotte du Groenland qui est de plus en plus négatif. La calotte glaciaire du Groenland a ainsi perdu de la masse et contribué à la hausse du niveau des mers au cours des 20 dernières années (Ewert *et al.*, 2012 ; Sasgen *et al.*, 2012 ; Shepherd *et al.*, 2012).

1.1.3. Perte de masse de l'inlandsis du Groenland : rétroactions influençant le BMS

Dans le futur, plusieurs rétroactions pourraient accélérer la perte de masse de la calotte du Groenland via son BMS (Hanna *et al.*, 2013) :

- 1) **L'amplification polaire du réchauffement climatique** résultant de la réduction des surfaces recouvertes de glace et de neige dans l'Arctique, et de l'albédo qui leur est associé. Les surfaces recouvertes de glace et de neige, caractéristiques des régions polaires, possèdent les albédos les plus élevés : de 0,3 à 0,5 pour la glace nue à 0,75 à 0,9 pour la neige fraîche. Elles réfléchissent ainsi une partie significative du rayonnement solaire incident vers l'espace. Sous l'effet du réchauffement climatique, la neige et la glace fondent réduisant l'extension des zones recouvertes d'un manteau blanc. De ce fait, la quantité de rayonnement solaire incident réfléchi vers l'espace diminue, ce qui signifie que les régions polaires absorbent plus de radiations solaires amplifiant le réchauffement initial. Cette rétroaction est déjà visible dans les mesures de température (Hanna *et al.*, 2008 ; Box *et al.*, 2009) et dans les observations de la cryosphère arctique. Par exemple, l'extension moyenne annuelle de la banquise (eau de mer gelée) recouvrant l'Océan Arctique s'est réduite de 3,5 à 4 % par décennie entre 1979 et 2010 (de 0,45 à 0,51 millions de km² par décennie) (Vaughan *et al.*, 2013). La fonte de la banquise n'a pas d'impact sur le niveau des mers étant donné que les volumes de glace de la banquise sont déjà dans l'océan. De ce fait, quand la banquise fond, aucun volume d'eau supplémentaire n'est ajouté à la mer contrairement à la fonte des glaces reposant sur les terres. Cependant, la fonte de la banquise amplifie le réchauffement climatique dans les hautes latitudes de l'hémisphère Nord avec pour conséquence une fonte encore plus sévère de la banquise, du permafrost, et de la surface de l'inlandsis du Groenland.
- 2) **La rétroaction positive de l'albédo de la glace** sur l'inlandsis même, causée par l'expansion de la zone d'ablation où de la glace nue (c'est-à-dire non recouverte de neige) apparaît en été. Là où la masse perdue par la fonte est supérieure à la masse gagnée par les chutes de neige, des zones de glace nue apparaissent avec un albédo inférieur (0,3-0,5) à celui des zones d'ablation toujours recouvertes de neige (0,7). Pour une même hausse de température, la fonte en surface augmentera beaucoup plus vite dans la zone d'ablation. De plus, l'eau de fonte résultante a plus tendance à ruisseler sur la glace qu'à percoler dans les couches de neige (Harper *et al.*, 2012 ; Hanna *et al.*, 2013) ce qui diminue la capacité de rétention de l'eau de fonte de la calotte et donc augmente sa contribution à la hausse du NGMM.

- 3) La **rétroaction positive de l'altitude, ou altitude-BMS** associée à l'amincissement de la calotte résultant de la fonte en surface accrue. Elle a pour effet de renforcer le réchauffement climatique car la calotte est plus basse en altitude, avec des conséquences sur la fonte en surface mais aussi la localisation et la quantité des précipitations, ce qui affecte le BMS.

1.1.4. La modélisation climatique comme outil d'évaluation de la contribution de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM

Les estimations de la contribution du BMS de la calotte glaciaire du Groenland se basent principalement sur des sorties de modèles de circulation générale de l'atmosphère et de l'océan (MCGAO). Comme leur nom l'indique, les MCGAO modélisent la circulation atmosphérique, océanique et leur interaction sur le globe entier. Leur résolution spatiale est très grossière, typiquement de l'ordre de 300 km, pour limiter les temps de calcul. Les estimations de la contribution du BMS de la calotte glaciaire du Groenland sont ainsi affectées de grandes incertitudes en raison de cette résolution spatiale grossière. En effet, celle-ci limite la capacité des MCGAO à saisir les changements de BMS dans la très étroite zone d'ablation périphérique de la calotte du Groenland. De plus, la représentation de la topographie est altérée par une résolution si grossière. L'altitude de la calotte est plus basse, les pentes sur les bords de la calotte qui sont très importantes sont atténuées, ce qui permet aux précipitations de tomber plus à l'intérieur de la calotte. En outre, une topographie plus basse signifie des températures plus élevées, ce qui entraîne plus de fonte en surface. Finalement, les MCGAO manquent également d'une représentation réaliste des processus de compaction de la neige, de regel de l'eau de fonte, etc. qui se déroulent à la surface de la calotte.

Les modèles de circulation régionale ou climatiques régionaux (MCR) apparaissent ainsi comme l'outil idéal pour évaluer la contribution du BMS de la calotte du Groenland à la hausse du NGMM. En effet, ces modèles ont pour caractéristique de modéliser le climat sur une partie seulement de la Terre, ce qui leur permet de fonctionner avec une résolution spatiale beaucoup plus fine, de l'ordre de 50 km voire moins. Ils possèdent en outre une représentation beaucoup plus sophistiquée des interactions entre la surface et l'atmosphère, ainsi que des processus de métamorphisme de la neige et de regel de l'eau de fonte. Les MCR de références validés sur le Groenland ont cependant le défaut de maintenir la géométrie de la calotte glaciaire du Groenland fixe tout au long des projections futures (utilisées comme référence par le GIEC) et ce, quel que soit le BMS qu'ils calculent. Ces BMS sont ainsi erronés, vu que la rétroaction de l'altitude sur le BMS ne peut être prise en compte. La solution serait de coupler les MCR à des modèles de calotte glaciaire (MCG). Les

MCG modélisent la dynamique des glaciers et calculent l'évolution de la géométrie des calottes. Jusqu'à présent, les MCG étaient forcés par les BMS calculés et erronés des MCR. Les résultats des MCG étaient ensuite utilisés pour évaluer la contribution de la calotte glaciaire du Groenland.

Le couplage MCR-MCG constitue ainsi une nouvelle étape à franchir qui permettrait de prendre en compte la rétroaction de l'altitude, et par conséquent, d'améliorer l'évaluation de la contribution du Groenland à la hausse du NGMM. C'est aussi ce que Fettweis *et al.*, ont souligné dans leur article de 2013 concernant l'estimation de la contribution du BMS du Groenland à la hausse du niveau des mers avec le MAR où une géométrie fixe de la calotte a été utilisée tout au long de leurs projections futures. Le MAR, « Modèle Atmosphérique Régional » est un MCR validé à de nombreuses reprises sur le Groenland (Lefevre *et al.*, 2003 ; 2005 Fettweis *et al.*, 2005 ; Fettweis, 2007 ; Franco *et al.*, 2012) et développé au Laboratoire de Climatologie et de Topoclimatologie de l'Université de Liège (ULg). Il s'agit en outre de l'un des modèles de références utilisés par le GIEC (Church *et al.*, 2013).

Durant la fin 2013 - début 2014, mon promoteur, X. Fettweis, du Laboratoire de Climatologie et de Topoclimatologie de l'ULg, a couplé le MAR au modèle de calotte glaciaire : GRISLI « GRenoble Ice Sheet and Land Ice model ». GRISLI, élaboré par Catherine Ritz au LGGE de Grenoble (Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement), est l'un des MCG les plus simples et donc l'un des plus rapides. C'est cette rapidité de calculs qui a motivé le choix de ce modèle pour le couplage du MAR avec un MCG.

1.2. But de la recherche

Dès lors, l'objectif de ce mémoire est d'analyser les résultats de ce couplage inédit en comparaison avec ceux des modèles MAR/GRISLI non-couplés, et d'en déterminer la pertinence. Quelle est la perte de masse supplémentaire associée à la rétroaction positive de l'altitude? Est-ce que cette rétroaction est positive partout? Est-il possible d'obtenir des résultats similaires aux simulations couplées tout en évitant un couplage, épargnant ainsi du temps de calculs? Telles sont les questions auxquelles ce mémoire tâchera de répondre.

1.3. Plan de la recherche

Le Chapitre 2 fait le point sur l'état d'avancement de la science dans l'évaluation de la contribution de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM passée, présente et future pour en arriver finalement au but de la présente recherche.

Le Chapitre 3 décrit les expériences qui ont été menées afin de répondre aux questions auxquelles cette recherche veut répondre.

Une analyse critique des résultats obtenus au terme de ces expériences est ensuite exposée tout au long du Chapitre 4.

Finalement, le Chapitre 5 clôture ce travail en synthétisant les résultats de cette recherche et répondant aux questions posées. Enfin, quelques pistes sont données pour poursuivre la recherche dans des travaux ultérieurs.

2. Etat de l'art

Ce chapitre vise à décrire l'état d'avancement de la prise en compte de la contribution de l'inlandsis du Groenland dans les projections futures de la hausse du NGMM. La première partie de ce chapitre consiste en un bref rappel de l'ensemble des facteurs qui contribuent à faire varier le NGMM. S'ensuit une synthèse reprenant les connaissances actuelles que l'on possède sur la hausse du niveau des mers présente et future, en insistant sur la contribution de l'inlandsis du Groenland et son potentiel. Cette partie reprend les diverses techniques mises en œuvre pour évaluer la contribution de la calotte glaciaire du Groenland d'une part via son BMS, et d'autre part via sa dynamique. Finalement, le but du mémoire est clairement défini.

2.1. Facteurs influençant le niveau des mers à l'échelle globale

La variation du niveau des mers est l'une des manifestations les plus évidentes des changements climatiques mais pas seulement. Des facteurs géophysiques influencent également le niveau global moyen des mers. Une distinction est ainsi faite entre facteurs climatiques et facteurs géophysiques.

2.1.1. Facteurs climatiques

A l'échelle globale, seuls les changements de température font varier significativement le volume des océans, par contraction ou inversement dilatation thermique (Gregory, 2000). Le signal thermique de l'atmosphère est transmis à la surface des océans qui se contracte si le signal est négatif (refroidissement), ou se dilate si le signal est positif (réchauffement).

Les échanges d'eau et de glace entre terres et mers contribuent quant à eux à modifier la masse des océans. Par accumulation ou au contraire par fonte et/ou décharge d'icebergs, les glaciers (dits Alpains) et calottes continentales (dont celle du Groenland) influencent le niveau des mers, le signal se propageant rapidement à l'ensemble des mers du globe. Les stocks d'eau terrestres comprenant rivières, lacs, nappes phréatiques, zones humides, etc. font eux aussi varier le niveau des mers. Les procédés anthropiques influencent fortement le cycle hydrologique, notamment en créant des réservoirs artificiels, en asséchant les nappes phréatiques, en changeant les propriétés des surfaces affectant ainsi le ruissellement ou encore l'évapotranspiration (Sahagian, 2000 ; Wada *et al.*, 2010).

2.1.2. Facteurs géophysiques

Les mouvements de subsidence, ou au contraire d'ascendance, causés par la tectonique ou encore la glacio-isostasie (déformation visco-élastique de la lithosphère et de l'asthénosphère sous l'effet du poids des charges surincombantes comme les calottes glaciaires) ont pour effet de modifier la géométrie des bassins océaniques.

2.2. Evolution du niveau global moyen des mers et rôle de l'inlandsis du Groenland

2.2.1. Variations présentes du NGMM

L'augmentation du NGMM actuellement observée aurait été initiée à la fin du XIXe – début du XXe siècle à un rythme anormalement élevé, si l'on se réfère aux deux derniers millénaires (Figure 2.1.) (Gehrels *et al.*, 2011 ; Kemp *et al.*, 2011). On passerait ainsi de variations du niveau des mers de quelques dixièmes de millimètres à des variations de l'ordre du millimètre par an (Figure 2.1.). Entre 1901 et 2010, le NGMM s'est élevé de $0,19 \pm 0,02$ m à un rythme moyen de $1,7 \pm 0,2$ mm/an (Church *et al.*, 2013). Les sources de cette élévation du niveau des mers sont :

- l'expansion thermique
- la diminution des réservoirs d'eau terrestres
- la fonte des glaces continentales parmi lesquelles on distingue :
 1. l'ensemble des glaciers du monde (dit « glaciers Alpains) sauf ceux du Groenland et d'Antarctique
 2. les glaciers périphériques du Groenland c'est-à-dire les glaciers et calottes désolidarisées de l'inlandsis du Groenland
 3. l'inlandsis du Groenland
 4. l'inlandsis d'Antarctique

Les contributions respectives des sources identifiées ne peuvent être chiffrées que depuis 1993. En effet, avant les années 70, l'échantillonnage des données océaniques était trop dispersé pour permettre d'estimer l'expansion thermique des océans. De plus, les observations des inlandsis ne sont suffisantes que depuis 1993 grâce à l'apparition des observations satellitaires.

Pour la période 1971-2010 (Figure 2.2.), le taux d'élévation du NGMM était de $2,0 \pm 0,3$ mm/an. L'expansion thermique, la fonte des glaciers Alpains et la fonte des glaciers périphériques du Groenland expliquaient à elles seules 75 % de l'augmentation observée du niveau des mers. L'évaluation précise de la contribution des inlandsis n'est possible que depuis 1993 mais les simulations de modèles et le résidu qui subsiste sur la hausse du NGMM observé après avoir décompté toutes les autres contributions permet de dire que la contribution des inlandsis était d'environ 15 % (Figure 2.2.).

Pour la période 1993-2010 (Figure 2.2.), le taux d'élévation du NGMM était de $3,2 \pm 0,4$ mm/an. L'expansion thermique, la fonte des glaciers Alpains et la fonte des glaciers

périphériques du Groenland expliquaient un peu plus de 60 % de la hausse. On observe de plus une augmentation de la contribution des inlandsis qui était d'environ 20 % pour la période 1993-2010. On attribue cette accélération récente de l'élévation des mers à l'augmentation de la contribution des inlandsis, dont plus de la moitié serait due à la fonte de l'inlandsis du Groenland ($0,33 \pm 0,08$ mm/an). Pour la première décennie du XXI^e siècle, les 3/4 de la contribution des inlandsis étaient issus de la fonte de celui du Groenland (Shepherd *et al.*, 2012). Une perte de masse de l'inlandsis du Groenland a en effet été observée au cours de ces vingt dernières années, due à des changements régionaux dans les précipitations, la fonte en surface, et la décharge d'icebergs (Ewert *et al.*, 2012 ; Sasgen *et al.*, 2012 ; Shepherd *et al.*, 2012). Le BMT de la calotte du Groenland est devenu de plus en plus négatif au cours de cette période avec une accélération de la perte de masse durant la dernière décennie. La perte de masse du Groenland se divise actuellement équitablement entre une diminution de son BMS et une augmentation de la décharge d'icebergs (van den Broeke *et al.*, 2009).

Le BMS s'est réduit d'année en année depuis le début des années 90, en raison d'une augmentation de la fonte en surface (Rignot *et al.*, 2011 ; Sasgen *et al.*, 2012 ; Venon *et al.*, 2013) suite à un changement de la circulation générale favorisant l'advection d'air chaud en été (Fettweis *et al.*, 2013). L'augmentation de la fonte en surface serait due au réchauffement atmosphérique du Groenland et plus généralement de l'Arctique enregistré depuis les années 90 (Hanna *et al.*, 2008 ; Box *et al.*, 2009). L'extension de la zone de fonte, de même que la durée de la saison de fonte, n'ont fait que s'accroître depuis les années 70 (Mernild *et al.*, 2011). Au cours des dernières années, l'extension de la zone de fonte a atteint des records (1998, 2003, 2005, 2007, 2010, 2012) par rapport aux derniers 50 ans (Fettweis *et al.*, 2011 ; Mernild *et al.*, 2011).

Au cours de ces vingt dernières années, les glaciers émissaires (glaciers atteignant la mer) bordant l'inlandsis du Groenland ont connu une augmentation de la décharge d'icebergs et une accélération de cette augmentation (Rignot *et al.*, 2011 ; Moon *et al.*, 2012 ; Sasgen *et al.*, 2012). Deux hypothèses ont été soulevées pour expliquer ce phénomène :

- 1) L'augmentation des températures atmosphériques auraient entraîné plus de fonte en surface. Cette eau de fonte, en étant drainée jusqu'à l'interface glace/socle rocheux, aurait causé une lubrification basale (en diminuant les forces de frottement entre la glace et le socle rocheux) et une augmentation des vitesses d'écoulement (Zwally *et al.*, 2002 ; Parizek and Alley, 2004 ; Bartholomew *et al.*, 2010). Cependant, d'autres travaux tendent à montrer que lorsque l'apport d'eau de fonte à la base des glaciers devient trop important, un drainage plus efficace se met en place évacuant l'eau de fonte et réduisant les vitesses d'écoulement (Sundal *et al.*, 2011).

2) Des changements au niveau de la zone terminale des glaciers émissaires auraient provoqué une retraite de ceux-ci et une réduction des contraintes d'écoulement (Joughin *et al.*, 2004 ; Thomas, 2004 ; Howat *et al.*, 2005). L'écoulement se serait accéléré, la glace se serait amincie et le signal se serait propagé progressivement en amont. L'origine des changements au niveau de la zone terminale des glaciers émissaires pourrait provenir du forçage océanique. Cependant, les processus à l'interface glacier-océan demeurent obscurs (Joughin *et al.*, 2012). Des masses d'eau chaude d'origine subtropicale ont été détectées dans de nombreux fjords du Groenland au cours de ces dernières années (Holland *et al.*, 2008 ; Rignot *et al.*, 2010 ; Straneo *et al.*, 2010 ; Christoffersen *et al.*, 2011). Une des hypothèses évoquées est que ces eaux seraient responsables d'une fonte sous-marine accrue des langues de glace flottantes causant leur amincissement, leur désintégration, et le retrait de la ligne d'ancrage des glaciers (ligne de transition entre la partie du glacier émissaire reposant sur le socle rocheux et la partie du glacier émissaire flottant sur la mer (langue de glace flottante)) avec pour résultante une augmentation de la décharge d'icebergs.

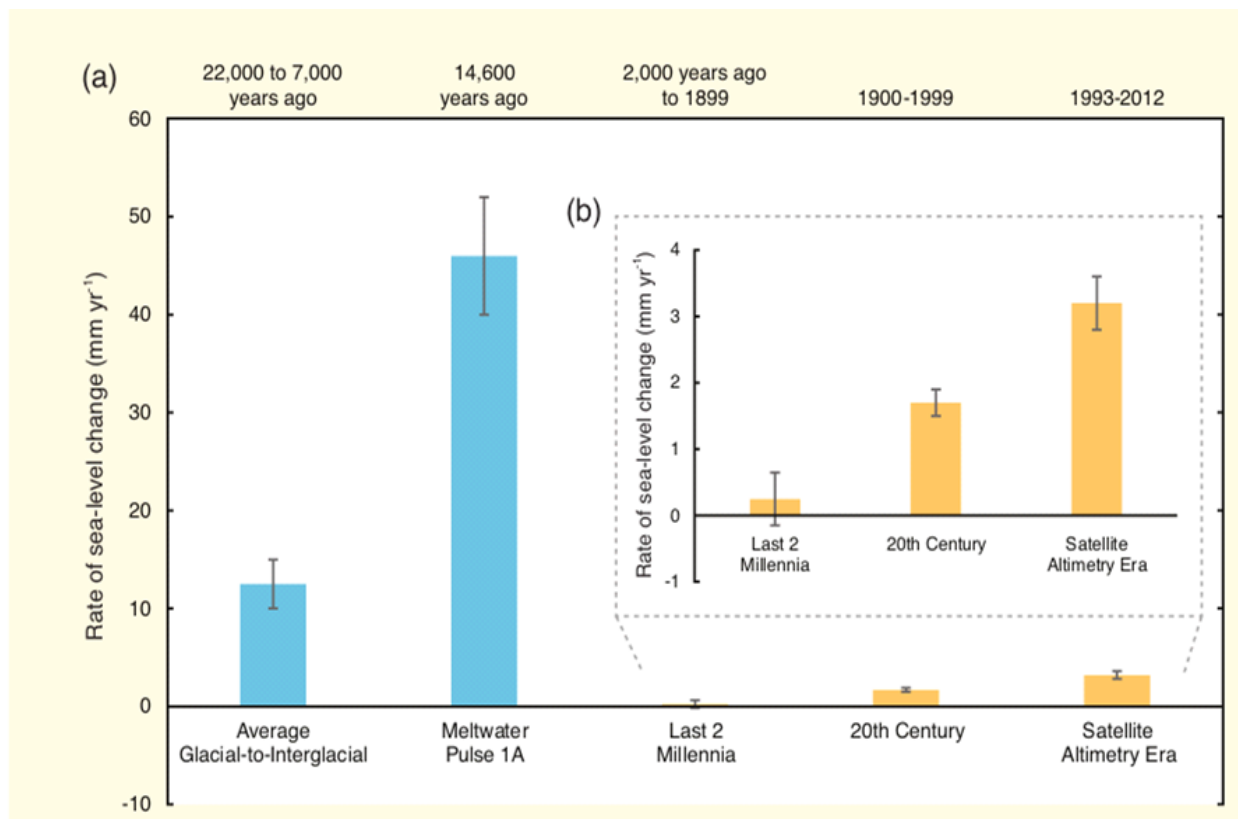


Figure 2.1. : Taux d'augmentation du NGMM [mm/an] (Source : Masson-Delmotte *et al.*, 2013)

**Contribution au taux d'augmentation annuel du NGMM
calculé pour le climat présent
1971-2010 vs 1993-2010**

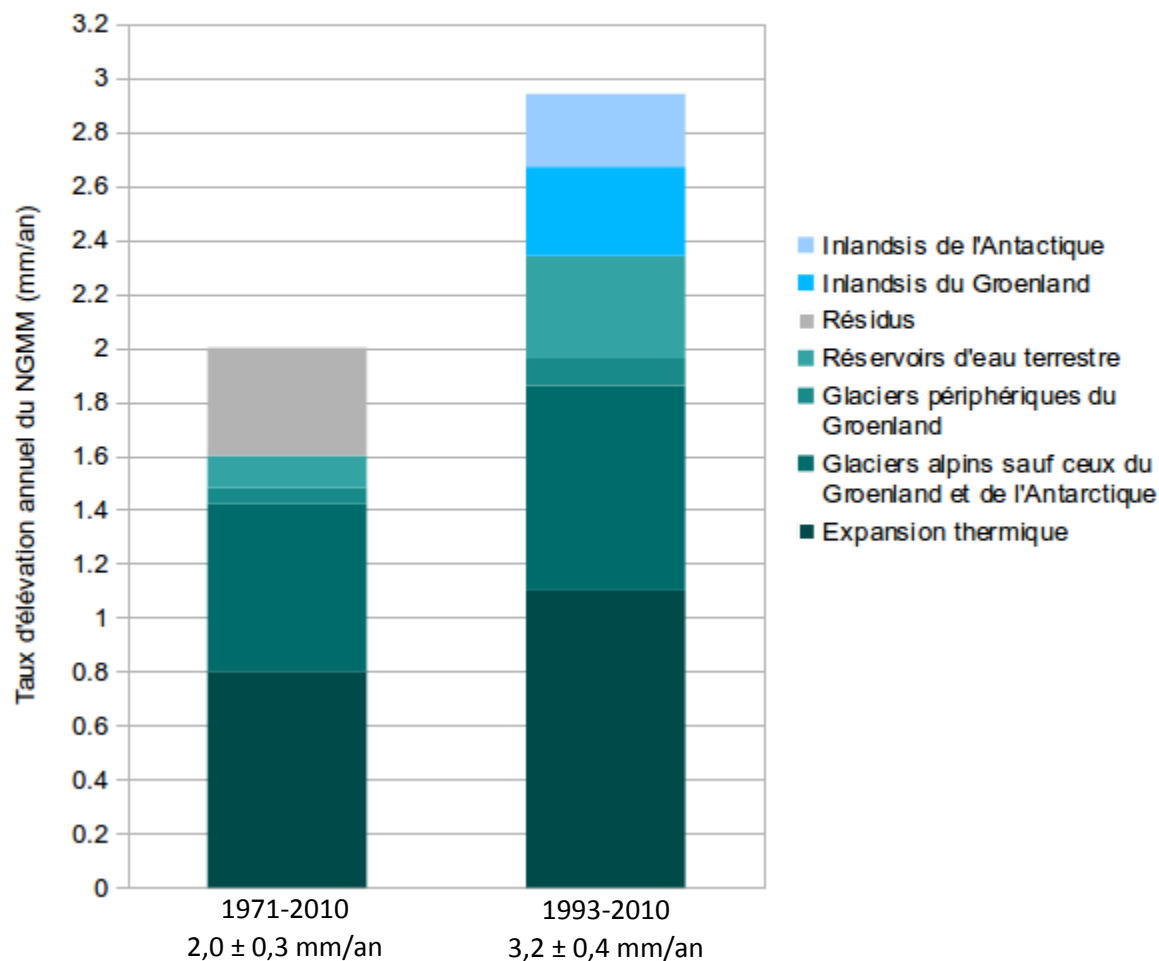


Figure 2.2. : Contributions (valeurs médianes) au taux d'augmentation annuel du NGMM pour la période 1971-2010 et pour la période 1993-2010 (Source : Church et al., 2013)

2.2.2. Projections futures du NGMM

Le niveau des mers augmentera encore d'ici la fin du XXI^e siècle et même au-delà. Cependant, la plus grande incertitude relative à cette hausse concerne le climat qui régnera à la surface de la Terre dans le futur et qui dépend des scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Dans son cinquième rapport d'évaluation, le GIEC utilise une nouvelle génération de scénarios de concentration en gaz à effet de serre développés par Moss *et al.* (2010) : les RCP (« Representative Concentration Pathway »). Le tableau ci-dessous reprend les principales caractéristiques des quatre RCP.

Scénario	Forçage radiatif par rapport aux valeurs pré-industrielles (W/m ²)	Concentration (ppm équivalent CO ₂)	Evolution des concentrations en GES au cours du XXI ^e siècle
RCP 8.5	>8,5 en 2100	>1370 en 2100	Augmentation continue
RCP 6.0	~6 en 2100	~850 en 2100	Augmentation puis stabilisation
RCP 4.5	~4,5 en 2100	~650 en 2100	Augmentation puis stabilisation
RCP 2.6	Pic à 3,0 avant 2100 puis diminution	Pic à 490 avant 2100 puis diminution	Augmentation, stabilisation puis diminution

Tableau 2.1. : Caractéristiques des RCP (Source : Moss et al., 2010)

La magnitude de la hausse du NGMM dépend du scénario utilisé par les modèles. Le Tableau 2.2. reprend les résultats obtenus (en m) par contribution pour l'horizon 2081-2100 par rapport au NGMM de 1986-2005.

	SRES A1B	RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
Thermal expansion	0.21 [0.16 to 0.26]	0.14 [0.10 to 0.18]	0.19 [0.14 to 0.23]	0.19 [0.15 to 0.24]	0.27 [0.21 to 0.33]
Glaciers ^a	0.14 [0.08 to 0.21]	0.10 [0.04 to 0.16]	0.12 [0.06 to 0.19]	0.12 [0.06 to 0.19]	0.16 [0.09 to 0.23]
Greenland ice-sheet SMB ^b	0.05 [0.02 to 0.12]	0.03 [0.01 to 0.07]	0.04 [0.01 to 0.09]	0.04 [0.01 to 0.09]	0.07 [0.03 to 0.16]
Antarctic ice-sheet SMB ^c	-0.03 [-0.06 to -0.01]	-0.02 [-0.04 to -0.00]	-0.02 [-0.05 to -0.01]	-0.02 [-0.05 to -0.01]	-0.04 [-0.07 to -0.01]
Greenland ice-sheet rapid dynamics	0.04 [0.01 to 0.06]	0.04 [0.01 to 0.06]	0.04 [0.01 to 0.06]	0.04 [0.01 to 0.06]	0.05 [0.02 to 0.07]
Antarctic ice-sheet rapid dynamics	0.07 [-0.01 to 0.16]	0.07 [-0.01 to 0.16]	0.07 [-0.01 to 0.16]	0.07 [-0.01 to 0.16]	0.07 [-0.01 to 0.16]
Land water storage	0.04 [-0.01 to 0.09]	0.04 [-0.01 to 0.09]	0.04 [-0.01 to 0.09]	0.04 [-0.01 to 0.09]	0.04 [-0.01 to 0.09]
Global mean sea level rise in 2081–2100	0.52 [0.37 to 0.69]	0.40 [0.26 to 0.55]	0.47 [0.32 to 0.63]	0.48 [0.33 to 0.63]	0.63 [0.45 to 0.82]
Greenland ice sheet	0.09 [0.05 to 0.15]	0.06 [0.04 to 0.10]	0.08 [0.04 to 0.13]	0.08 [0.04 to 0.13]	0.12 [0.07 to 0.21]
Antarctic ice sheet	0.04 [-0.05 to 0.13]	0.05 [-0.03 to 0.14]	0.05 [-0.04 to 0.13]	0.05 [-0.04 to 0.13]	0.04 [-0.06 to 0.12]
Ice-sheet rapid dynamics	0.10 [0.03 to 0.19]	0.10 [0.03 to 0.19]	0.10 [0.03 to 0.19]	0.10 [0.03 to 0.19]	0.12 [0.03 to 0.20]
Rate of global mean sea level rise	8.1 [5.1 to 11.4]	4.4 [2.0 to 6.8]	6.1 [3.5 to 8.8]	7.4 [4.7 to 10.3]	11.2 [7.5 to 15.7]
Global mean sea level rise in 2046–2065	0.27 [0.19 to 0.34]	0.24 [0.17 to 0.32]	0.26 [0.19 to 0.33]	0.25 [0.18 to 0.32]	0.30 [0.22 to 0.38]
Global mean sea level rise in 2100	0.60 [0.42 to 0.80]	0.44 [0.28 to 0.61]	0.53 [0.36 to 0.71]	0.55 [0.38 to 0.73]	0.74 [0.52 to 0.98]
Only the collapse of the marine-based sectors of the Antarctic ice sheet, if initiated, could cause GMSL to rise substantially above the <i>likely</i> range during the 21st century. This potential additional contribution cannot be precisely quantified but there is <i>medium confidence</i> that it would not exceed several tenths of a meter of sea level rise.					

Tableau 2.2. : Contributions à la hausse du NGMM dans le futur selon les scénarios A1B, et les quatre RCP. Les contributions sont en [m] et les taux d'augmentation sont en [mm/an]. (Source : Church et al., 2013).

Pour la moyenne 2081-2100, le scénario le plus optimiste, RCP 2.6, prévoit une hausse du NGMM entre 0,26 et 0,5 m à un rythme de 2,0 à 6,8 mm/an (Tableau 2.2.). Le scénario le plus pessimiste (c'est-à-dire RCP 8.5 qui prévoit la plus forte hausse de gaz à effet de serre) prévoit une hausse du NGMM entre 0,63 et 0,82 m à un rythme de 7,5 à 15,7 mm/an (Tableau 2.2). Par le passé, des vitesses d'augmentation du niveau des mers plus importantes ont déjà été enregistrées mais lors de circonstances spécifiques. Lors de la transition entre la période glaciaire précédente, Weischelien, et l'interglaciaire Holocène actuelle, de 22000 à 7000 ans avant le présent, le NGMM s'est élevé de ~130 m en 13000 ans à un rythme moyen annuel de 10 à 15 mm/an (Figure 2.1.) en raison de la disparition complète des grands inlandsis qui recouvraient l'Amérique du Nord et l'Eurasie (Lambeck *et al.*, 2002). Durant le Pulse 1A, il y a 14600 ans, le niveau des mers s'est élevé de 14 à 18 m en moins de 500 ans à un rythme moyen annuel de plus de 40 mm/an (Figure 2.2.) (Deschamps *et al.*, 2012). Les sources de cette augmentation soudaine du NGMM continuent à faire débat.

Que ce soit avec le scénario le plus optimiste ou le scénario le plus pessimiste, les principales sources de l'augmentation du NGMM sont l'expansion thermique et la fonte des glaciers Alpains comme pour le climat présent (Figure 2.3.). A elles deux, elles contribuent respectivement à ~ 60 % et ~70 % à la hausse du NGMM. Les inlandsis quant à eux constituent la troisième contribution et représentent près de 30 % de la hausse (Figure 2.3.) alors qu'entre 1993 et 2010, ils ne contribuaient qu'à 20 % de l'élévation observée du NGMM. Dans le futur, comme pour le présent, l'inlandsis du Groenland devrait plus contribuer que celui de l'Antarctique car il fera encore trop froid en Antarctique pour avoir de la fonte significative en surface et en été.

**Bilan des contributions à la hausse totale du NGMM prévue d'ici 2081-2100
par rapport au NGMM de 1986-2005**

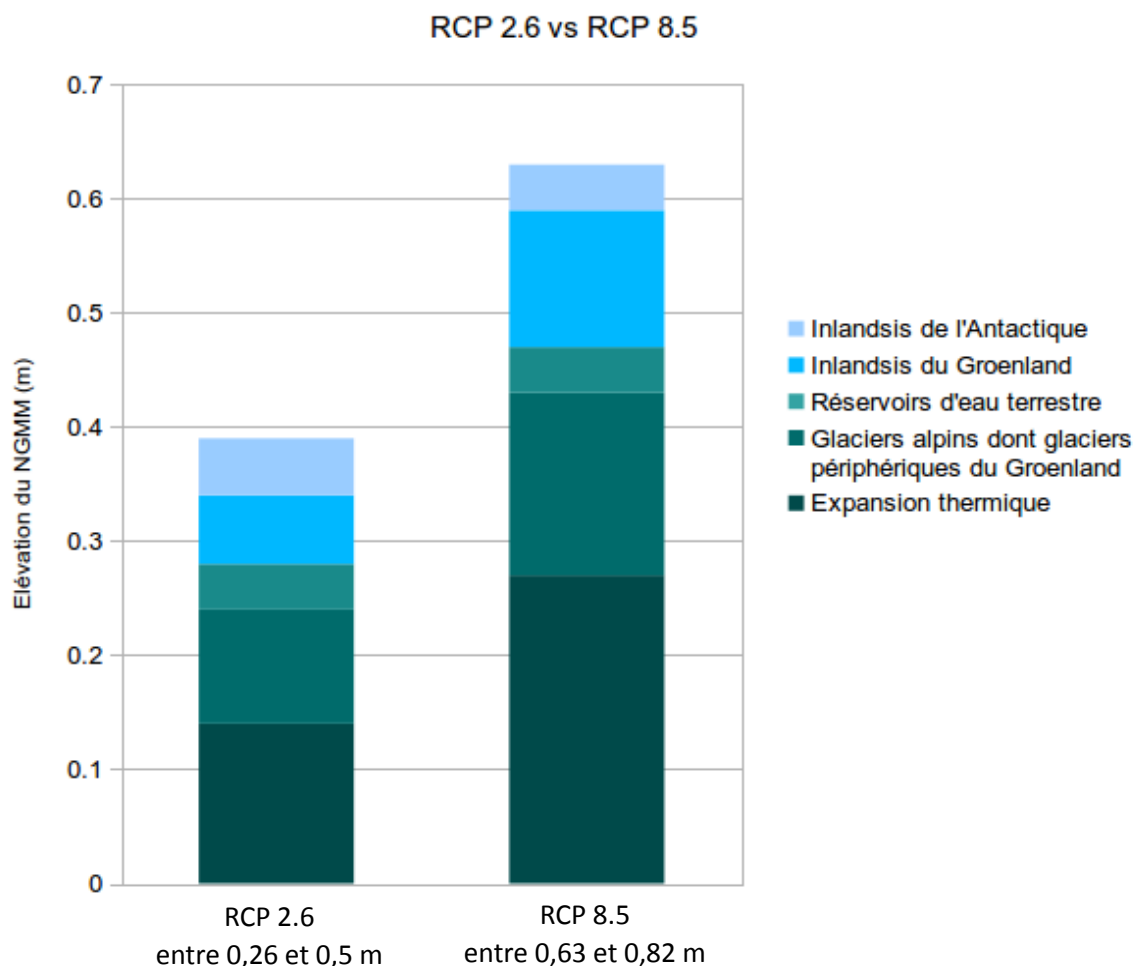


Figure 2.3. : Contributions (valeurs médianes) à la hausse totale du NGMM à l'horizon 2081-2100 par rapport au NGMM de 1986-2005 pour les scénarios RCP 2.6 et RCP 8.5. (Source : Church *et al.*, 2013).

La contribution du Groenland à la hausse du NGMM pour la moyenne 2081-2100 est évaluée entre 0,04 et 0,10 m avec le scénario RCP 2.6 et représenterait 15% de la hausse totale du NGMM prévue (Figure 2.3.). Avec le scénario RCP 8.5, la contribution est évaluée entre 0,07 et 0,21 m ce qui représente 20% de la hausse totale prévue (Tableau 2.2.). Gillet-Chaulet *et al.* (2012) et Goelzer *et al.* (2013) ont suggéré que les contributions via le BMS et la dynamique ne pouvaient être évaluées séparément en raison des interactions très fortes qui existent entre la perte de glace et le climat. Cependant, comme le couplage adéquat n'existe pas encore (couplage RCM-MCG), les contributions du Groenland, via son BMS et via sa dynamique (décharge d'icebergs), ont été évaluées séparément (Church *et al.*, 2013 ; Hanna *et al.*, 2013).

2.2.2.1. Contribution du BMS de l'inlandsis du Groenland

Dans le futur, la tendance actuelle à une diminution du BMS devrait se poursuivre, car l'augmentation des précipitations ne permettra pas de compenser l'accélération de la fonte en surface dont une grosse partie est drainée vers l'océan, sachant que la capacité de rétention de l'eau de fonte de la calotte diminuera (van Angelen *et al.*, 2013).

Pour évaluer la contribution du BMS de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM d'ici la fin du XXI^e siècle, trois méthodes existent essentiellement. Quelle que soit la méthode employée par les modèles, MCR ou autres, ces derniers sont forcés par les sorties des modèles globaux climatiques couplés atmosphère-océan (MCGAO) de la base de données CMIP3 (« Coupled Model Intercomparison Project ») (compilée pour le quatrième rapport d'évaluation du GIEC) ou CMIP5 (cinquième rapport d'évaluation du GIEC) (Church *et al.*, 2013).

- 1) **La méthode des degrés-jour-positifs** (Reeh, 1989) : l'ablation est proportionnelle à l'intégrale en fonction du temps de la température de l'air en surface au-dessus du point de fusion de la glace et de la neige. Suivant que la surface soit recouverte de neige ou de glace vive, l'intégrale sera différente. Il s'agit de la méthode la plus simple.
- 2) **La méthode des index de températures** (Temperature Index (TI) method) (Ohmura, 2001) : l'ablation est directement proportionnelle à la température moyenne de l'air en surface durant l'été (de juin à août).
- 3) **Le modèle de balance énergétique (MBE, en anglais Energy Balance Model (EBM)), seul ou intégré à des RCM** (Ohmura, 2001) : l'ablation est proportionnelle à l'énergie disponible en surface pour faire fondre la glace et la neige, c'est à dire au bilan énergétique net en surface décrit par l'équation suivante (les flux sont positifs lorsqu'ils sont dirigés vers le bas et inversement) :

$$R + H + L_v E + C + M = 0$$

où,

R = radiation nette (bilan entre énergie solaire incidente et réfléchi et entre énergie infrarouge incidente et émise par la surface)

H = flux de chaleur sensible (positif si dirigé vers le bas, négatif si dirigé vers le haut)

$L_v E$ = flux de chaleur latente de vaporisation

C = flux de chaleur de conduction de subsurface

M = flux de chaleur latente de fonte

Il s'agit du modèle le plus complexe. Il possède, de plus, une meilleure représentation des phénomènes physiques responsables de la fonte et est le seul à bien prendre en compte la rétroaction positive de l'albédo de surface.

Pour les scénarios A1B (qui est proche du RCP 6.0) et RCP 4.5, la contribution du BMS du Groenland varie de 0 à 0,13 m selon la méthode utilisée (Tableau 2.3.).

Reference	Model ^a	Contribution to Global Mean Sea Level Rise			
		starting from	up to	amount (m) ^b	rate (mm yr ⁻¹) ^b
Scenario SRES A1B, CMIP3 AOGCMs					
AR4 (Meehl et al., 2007) ^c	20 km PDD	1990	2090–2099	0.01–0.08 ^d	0.3–1.9 ^d
Bengtsson et al. (2011) ^e	60 km (T213) EBM	1959–1989	2069–2099	—	1.4
Fettweis et al. (2008) ^f	TI from 25 km EBM	1970–1999	2090–2099	0.03–0.05	0.3–1.0
Graversen et al. (2011)	10 km PDD	2000	2100	0.02–0.08 0.00–0.17 ^g	0.0–2.1 ^g
Memik et al. (2010)	25 km EBM	1980–1999	2070–2079	0.02	0.5
Rae et al. (2012) ^h	25 km EBM	1980–1999	2090–2099	0.01, 0.04, 0.06	0.3, 1.2, 1.5
Seddik et al. (2012) ⁱ	10 km ^e PDD	2004	2104	0.02, 0.04	—
Yoshimori and Abe-Ouchi (2012)	1–2 km TI	1980–1999	2090–2099	0.02–0.13	0.2–2.0
Scenario RCP4.5, CMIP5 AOGCMs					
Fettweis et al. (2013) ^c	25 km RCM	1980–1999	2100	0.02–0.11	0.1–1.2 in 2080–2099
Gregory and Huybrechts (2006) ^{kl}	20 km PDD	1980–1999	2100	0.00–0.06	0.0–0.8 in 2080–2099
Van Angelen et al. (2012) ^k	11 km RCM	1960–1990	2100	0.11 ^l	1.7 ^l in 2079–2098
Yoshimori and Abe-Ouchi (2012) ^j	1–2 km TI	1980–1999	2090–2099	0.00–0.11	0.0–1.8

Tableau 2.3. : Évaluation de la contribution du BMS du Groenland à la hausse du NGMM dans le futur (Source : Church et al., 2013).

L'incertitude liée à cette évaluation serait due :

- à 60 % à l'incertitude même des MCGAO sur les températures de surface de l'air (Yoshimori et Abe-Ouchi, 2012).
- à la magnitude de l'affaiblissement de la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord (Gulf Stream) simulée par les MCGAO qui affecte la magnitude du réchauffement du Groenland. La fonte de la calotte du Groenland entraîne la décharge de quantités importantes d'eau douce dans l'Atlantique Nord ce qui aurait pour conséquences de diminuer la densité des eaux de surface, de diminuer la formation d'eau profonde, et de ralentir le Gulf Stream qui transfère la chaleur des tropiques vers les hautes latitudes.
- à la paramétrisation de l'albédo de la neige/glace dans les MBE à laquelle la rétroaction de l'albédo est très sensible (Rae et al., 2012).

- au traitement du regel de l'eau de fonte (Bougamont *et al.*, 2007 ; Rae *et al.*, 2012) c.-à-d. à la capacité de rétention de la calotte qui influence directement la quantité d'eau de fonte drainée vers l'océan (Harper *et al.*, 2012).
- à la représentation de la topographie. Plus la résolution spatiale diminue, plus l'altitude de la calotte diminue, ce qui permet aux précipitations de tomber plus à l'intérieur de la calotte (Bengtsson *et al.*, 2011 ; Seddik *et al.*, 2012). Une topographie plus basse signifie aussi plus d'ablation car altitude plus basse signifie température plus chaude. La plupart des modèles utilisés pour quantifier l'évolution du BMS sur le Groenland ont une topographie fixe, ce qui ne permet pas de prendre en compte la rétroaction de l'altitude sur le BMS (Church *et al.*, 2013). Des modèles ayant une topographie dynamique sont nécessaires pour prendre en compte cet effet (Church *et al.*, 2013).

Toutes ces sources d'incertitudes constituent autant de voies à explorer pour améliorer l'évaluation de la contribution du Groenland via son BMS.

La contribution du Groenland via son BMS est évaluée par le GIEC (cinquième rapport d'évaluation) entre 0,01 et 0,07 m avec le scénario RCP 2.6, et entre 0,03 et 0,17 m avec le scénario RCP 8.5 pour 2081-2100 (Tableau 2.2.).

Au-delà de 2100, à l'échelle multi-centennale voire millénaire, les rétroactions entre le climat régional et la calotte du Groenland deviennent de plus en plus importantes et ne peuvent plus être négligées. Par exemple, lorsque l'on force des modèles de dynamique glaciaire (MCG) avec des sorties de modèles climatiques, ces derniers servant à prescrire l'évolution des conditions climatiques sévissant à la calotte, les changements (élévation et étendue) que connaît la calotte sous l'effet de ce climat n'ont encore aucune influence sur celui-ci. Le couplage entre modèle climatique et modèle de calotte devient ainsi nécessaire pour prendre en compte ces influences, car un amincissement de la calotte (culminant à plus de 3000m d'altitude) influence le taux de fonte de même que la circulation générale pour laquelle le Groenland est encore une barrière pour les dépressions atlantiques. Des auteurs (Ridley *et al.*, 2005 ; Winguth *et al.*, 2005 ; Driesschaert *et al.*, 2007 ; Mikolajewicz *et al.*, 2007 ; Swingedouw *et al.*, 2008 ; Vizcaíno *et al.*; 2008 ; 2010 ; Huybrechts *et al.*, 2011 ; Goelzer *et al.*, 2013) ont ainsi couplé des AOGCM à des MCG ainsi qu' à d'autres modèles pour prendre en compte les rétroactions avec la végétation ou encore le cycle du carbone. Les modèles globaux incluant plusieurs composantes du système terrestre sont appelés modèles de système terrestre (MSE). En raison des échelles de temps qu'il faut simuler (plusieurs centaines d'années), les simulations avec les MSE ont été réalisées à basse résolution, de 2,5° à 5,625° de résolution en longitude et en latitude. Les résultats montrent que les principales rétroactions entre le climat et l'inlandsis du Groenland proviennent des

changements de la circulation atmosphérique, de l'altitude de la calotte, de la circulation océanique et de la distribution de glace de mer.

A l'échelle multi-centennale, au-delà de 2100, tous les modèles projettent un BMT de plus en plus négatif principalement à cause du BMS décroissant, quel que soit le scénario d'évolution de gaz à effet de serre utilisé. Les modèles montrent une augmentation non-linéaire de la fonte en raison des rétroactions positives de l'albédo (dus à l'expansion de la zone d'ablation) et de l'altitude qui renforce le réchauffement climatique et l'augmentation de la fonte en surface. Une conséquence de l'emballement de la fonte est le déversement de quantités importantes d'eau douce dans l'Atlantique Nord et un affaiblissement de la circulation thermohaline.

A l'échelle multi-millénaire, les modèles montrent qu'il existe un seuil de température au-delà duquel la disparition de la calotte devient irréversible. On ne dispose cependant pas d'assez d'études sur le sujet pour pouvoir établir de manière fiable la valeur de ce seuil de température (Church *et al.*, 2013). Les études existantes indiquent tout de même que le seuil de température est inférieur à 4°C de réchauffement global par rapport à la période préindustrielle (Gregory and Huybrechts, 2006 ; Huybrechts *et al.*, 2011 ; Rae *et al.*, 2012 ; Robinson *et al.*, 2012 ; Fettweis *et al.*, 2013). Lorsque les températures de surface augmentent, le BMS moyen de la calotte diminue, si bien que pour conserver un état stable, la calotte se réduit en superficie et en volume (cf. Section 1.). Si le réchauffement se poursuit au-delà d'un certain seuil de manière à ce que le BMS devienne négatif (l'ablation par la fonte de surface l'emporte sur l'accumulation via les précipitations) et qu'il n'y ait plus de perte de masse par décharge d'icebergs, l'inlandsis du Groenland amplifiera lui-même sa fonte à cause de la rétroaction positive de l'altitude renforcée par la rétroaction de l'albédo. En effet, la calotte fond sur les bords et la diminution de l'altitude amplifie le réchauffement et la fonte, la calotte se retire, la superficie de la calotte se réduit et l'albédo planétaire diminue, ce qui renforce l'augmentation de température (Robinson *et al.*, 2012). La Figure 2.4. montre la contribution de l'inlandsis du Groenland par rapport à des augmentations de températures (se prolongeant pendant plusieurs centaines d'années) par rapport à la période industrielle. Elle montre que, jusqu'à un certain degré de réchauffement (~1,3 °C (valeur médiane)), la contribution de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM augmente lentement car la fonte de l'inlandsis est lente. Cependant, on voit qu'à partir d'un certain seuil (au-delà de ~1,3°C), la contribution de l'inlandsis du Groenland augmente très fortement car l'inlandsis amplifie sa fonte comme décrit précédemment. Si la température demeure au-dessus de ce seuil assez longtemps (des milliers d'années), la calotte glaciaire du Groenland pourrait fondre intégralement faisant augmenter le niveau des mers de l'ordre de 7 m. De plus, il est probable que même si la température diminue, la calotte ne puisse pas se régénérer car elle sera trop basse en altitude. Actuellement, elle culmine à 3000m avec une ligne d'équilibre vers 1500 m et une zone d'accumulation qui représente à

peu près 90 % de la calotte. Si elle s'amincit suffisamment pour que la zone d'accumulation se réduise à moins de 50 % de sa superficie, la calotte est vouée à fondre même sous le climat actuel.

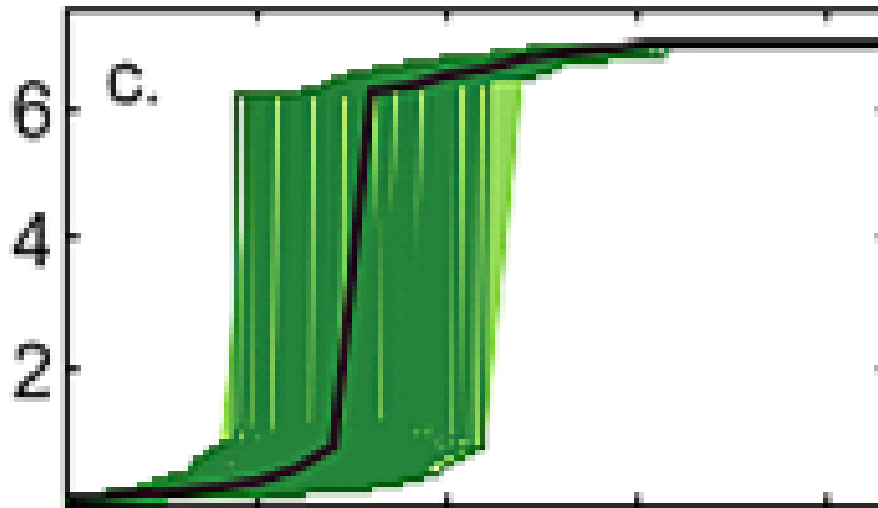


Figure 2.4. : Contribution à la hausse du niveau des mers (en m) suivant le réchauffement des températures par rapport à la période pré-industrielle (en °C). (Source : Church *et al.*, 2013).

2.2.2.2. Contribution de la dynamique de l'inlandsis du Groenland

Pour rappel, l'inlandsis du Groenland perd de la masse via sa dynamique grâce à l'ensemble des glaciers émissaires situés à sa périphérie qui déchargent des icebergs dans les mers bordant le Groenland. Pour pouvoir mesurer cette contribution, les modèles simulant la dynamique glaciaire doivent posséder au mieux une résolution aussi fine que celle d'un glacier individuel, c.-à-d. quelques centaines de mètres, afin de pouvoir capter la dynamique propre de chaque glacier. Plusieurs types de modèles existent pour évaluer la contribution de la dynamique de l'inlandsis du Groenland au NGMM :

- a) **Les modèles de ligne de flux.** Ces modèles calculent l'évolution de la surface de la glace, de l'écoulement et des contraintes le long d'une ligne d'écoulement d'un glacier. Le domaine sur lequel on fait tourner ces modèles correspond au bassin d'écoulement du glacier étudié. Ces modèles sont capables de faire migrer le front du glacier et sa ligne d'ancrage. Ils parviennent à simuler la retraite et l'accélération des glaciers émissaires principaux : Helheim (Nick *et al.*, 2009), Petermann (Nick *et al.*, 2010) et Jakobshavn Isbrae (Vieli and Nick, 2011). Pour calculer la masse perdue par vêlage d'icebergs pour l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland, on modélise la masse perdue par un ou plusieurs glaciers et puis on fait une mise à l'échelle simple entre la surface modélisée et l'aire totale de la calotte (Price *et al.*, 2011 ; Church *et al.*, 2013).

- b) **Les modèles de calotte glaciaire à très haute résolution** (quelques km de résolution spatiale). Ces modèles calculent les mêmes choses que les modèles de ligne de flux mais en tout point du domaine d'intégration selon les trois dimensions. Le domaine d'intégration peut être un glacier individuel ou l'ensemble de la calotte du Groenland. Dans le premier cas, pour généraliser les résultats à l'ensemble de la calotte, la même technique est appliquée que pour les modèles de ligne de flux.

Les observations suggèrent trois mécanismes possibles par lesquels le réchauffement climatique pourrait affecter la dynamique glaciaire :

- 1) **En affectant directement la perte de masse par vêlage d'icebergs et par fonte des langues de glaces flottantes des glaciers émissaires.** Dans la section précédente, la présence de masse d'eau d'origine subtropicale à la base des glaciers flottants sur l'océan et leur possible rôle dans l'augmentation du vêlage d'icebergs ont été signalés. Les résultats de 19 simulations réalisées avec autant de MCGAO différents et en utilisant le scénario A1B ont montré un réchauffement de 1,7 à 2,0°C autour du Groenland au cours du XXI^e siècle. Cela suggère que la tendance actuelle à une augmentation de la perte de masse via le vêlage d'icebergs due à un réchauffement des eaux bordant le Groenland devrait se poursuivre (Yin *et al.*, 2011). Des estimations de la contribution à la hausse du NGMM ont été réalisées à l'aide de modèles de ligne de flux (Nick *et al.*, 2013) et à l'aide de modèles de calotte glaciaire (Graversen *et al.*, 2011 ; Price *et al.*, 2011 ; Goelzer *et al.*, 2013). Sur base de ces études, Church *et al.* (2013) estiment que cette contribution à la hausse du NGMM d'ici 2100 sera au minimum de 20 mm selon le scénario RCP 8.5 et de 14 mm selon tous les autres scénarios. Quant à la limite supérieure, elle est estimée à 85 mm selon le RCP 8.5 et à 63 mm selon tous les autres RCP.
- 2) **En altérant le glissement basal (glissement des glaciers sur le socle rocheux) via les interactions entre l'eau issue de la fonte en surface et le lit des glaciers.** Comme déjà décrit dans la Section 2.2.1 pour le climat présent, l'augmentation des températures atmosphériques entraîne plus de fonte en surface. Cette eau de fonte, en étant drainée jusqu'à l'interface glace/socle rocheux, peut causer une lubrification basale (en diminuant les forces de frottement entre la glace et le socle rocheux) et une augmentation des vitesses d'écoulement (Zwally *et al.*, 2002 ; Parizek and Alley, 2004 ; Bartholomew *et al.*, 2010). Goelzer *et al.* (2013) ont paramétré cet effet dans leurs simulations sur base d'observations et ont obtenu comme résultat une contribution inférieure au

millimètre pour l'horizon 2100. Church *et al.*, (2013) estiment que la lubrification basale est négligeable dans l'estimation de la contribution de la dynamique du Groenland à la hausse NGMM.

- 3) **Par interaction indirecte entre le BMS et l'écoulement des glaciers.** Il s'agit essentiellement de la rétroaction de l'altitude sur le BMS qui a été évoquée aux points précédents. En effet, en évoluant dynamiquement, la topographie peut modifier le BMS. Peu d'études ont tenté de quantifier cet effet.

Au final, à l'horizon 2081-2100, la contribution de la dynamique glaciaire est estimée entre 0,01 et 0,06 m avec le RCP 2.6 et entre 0,02 et 0,07 m avec le RCP 8.5 (voir Tableau 2.2.). Au-delà du XXI^e siècle, la littérature scientifique suggère que cette contribution restera positive (Church *et al.*, 2013). Cependant, elle devrait se réduire à mesure que la calotte se rétracte vers l'intérieur des terres et que les glaciers émissaires se retirent au-dessus du niveau de la mer, les protégeant de l'influence océanique (Goelzer *et al.*, 2013). La fonte de la calotte sera alors totalement dominée par les changements de BMS.

Le Tableau 2.4. synthétise les contributions évoquées précédemment pour l'horizon 2081-2100 par rapport à la moyenne 1986-2005 en m.

	RCP 2.6	RCP 8.5
BMS de l'Inlandsis du Groenland(m)	0,03 [0,01 à 0,07]	0,07 [0,03 à 0,16]
Dynamique de l'Inlandsis du Groenland(m)	0,04 [0,01 à 0,06]	0,05 [0,02 à 0,07]
Total de l'Inlandsis du Groenland(m)	0,06 [0,04 à 0,10]	0,12 [0,07 à 0,21]
Total de l'Inlandsis d'Antactique(m)	0,05 [-0,03 à 0,14]	0,04 [-0,06 à 0,12]
Hausse du NGMM totale(m)	0,40 [0,26 à 0,55]	0,63 [0,45 à 0,82]
Taux d'élévation annuel (mm/an)	4,4 [2,0 à 6,8]	11,2 [7,5 à 15,7]

Tableau 2.4. : Contributions clés à la hausse du NGMM estimée pour l'horizon 2081-2100 selon le RCP 2.6 et le RCP 8.5 (Source : Church *et al.*, 2013).

2.3. But de cette recherche

La section précédente a permis de faire le point sur l'état d'avancement du calcul de la contribution de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM dans le futur. A l'heure actuelle, faute de couplage adéquat, les contributions de l'inlandsis du Groenland via sa dynamique glaciaire et via son BMS sont évaluées séparément. Cependant, certains auteurs soulignent qu'elles devraient être évaluées ensemble en raison des nombreuses rétroactions identifiées ou suspectées existant entre la calotte et le climat.

Concernant les estimations de la contribution de la dynamique glaciaire, il ressort que des études supplémentaires manquent surtout en ce qui concerne les interactions indirectes entre le BMS et la dynamique glaciaire. On souligne également le manque de connaissances concernant la réaction de la dynamique aux changements océaniques et atmosphériques régionaux.

Concernant les estimations de la contribution du BMS, les résultats varient sensiblement suivant les auteurs. Les sources de cette dispersion de résultats ont été soulignées dans la Section 2.2.2. Fettweis *et al.* (2013) ont réalisé une des études sur lesquelles le cinquième rapport d'évaluation du GIEC (Church *et al.*, 2013) se base pour estimer cette contribution du BMS de l'inlandsis du Groenland à la hausse future du NGMM. Fettweis *et al.* (2013) ont évalué cette contribution à l'aide du MCR MAR. Ils ont conclu que la topographie fixe de la calotte durant les simulations du MAR empêchait le modèle de prendre en compte la rétroaction de l'altitude de la calotte sur le BMS de sorte que leurs estimations sous-estiment probablement la contribution de la calotte du Groenland à la hausse du niveau des mers. Ils soulignent finalement la nécessité de coupler le MAR à un modèle de dynamique glaciaire afin de tenir compte de la rétroaction de l'altitude de la calotte sur le BMS. Un tel couplage permettrait également de prendre un compte les interactions indirectes entre le BMS et l'écoulement glaciaire.

Durant la fin de l'année 2013 et le début de l'année 2014, mon promoteur a ainsi couplé le MAR au modèle de calotte glaciaire GRISLI. Il s'agit du premier couplage complet entre un MCR et un MCG. Le chapitre suivant donne plus de détails sur les modèles impliqués dans ce couplage ainsi que sur le couplage lui-même.

Ce mémoire vise à évaluer la pertinence du couplage MAR-GRISLI en tentant de trouver une technique qui permettrait de l'éviter. Les couplages entre modèles sont en effet gourmand en temps de calcul et ne permettent pas facilement de faire des runs d'ensemble.

Pour information, les runs d'ensemble consistent à lancer en même temps la même simulation mais avec des paramètres différents dans le modèle afin de limiter au maximum la sensibilité des résultats à certains paramètres du modèle. Le résultat final est alors la moyenne d'ensemble de toutes ces simulations. GRISLI prend environ une minute pour simuler un an ce qui permet facilement d'envisager de faire des runs d'ensemble en testant certains paramètres de GRISLI comme la densité de la glace, les vitesses d'écoulement ou encore le seuil de vêlage. Par contre, le MAR demande douze heures de temps de calcul pour simuler un an à l'aide de dix processeurs, ce qui exclut la possibilité de faire des runs d'ensemble dès que l'on doit simuler de longues échéances de temps. A cause du MAR, il n'est plus possible aussi de tester la sensibilité des résultats aux paramètres de GRISLI quand MAR et GRISLI sont en mode couplé. Par contre, si on peut éviter le couplage, cela reste possible.

3. Hypothèse et méthodologie

Ce chapitre vise à exposer les moyens mis en œuvre afin d'atteindre le but de cette recherche (cf. Section 2.3.). Il débute par une description des modèles MAR, GRISLI et de leur couplage. Les hypothèses sur lesquelles se basent cette recherche sont ensuite exposées. Une description de l'ensemble des expériences menées au cours de cette recherche clôture ce chapitre.

3.1. Le MAR

Le MAR est un MCR développé au Laboratoire de Climatologie et de Topoclimatologie de l'ULg. Diverses études ont démontré la capacité de ce modèle à calculer de manière fiable le BMS de la calotte du Groenland pour le climat présent ((Lefebvre *et al.*, 2003, 2005; Fettweis, 2007; Fettweis *et al.*, 2005, 2011 ; Franco *et al.*, 2012). Ce modèle de circulation atmosphérique est en effet complètement couplé au schéma de transfert entre la surface et l'atmosphère SISVAT (« Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer ») (Gallée and Schayes, 1994) permettant les rétroactions entre la surface et l'atmosphère. La partie neige-glace de SISVAT est le modèle de neige CROCUS (Brun *et al.*, 1992) du CEN (« Centre d'Etudes de la Neige »). CROCUS est un MBE multi-couches à une dimension qui détermine les échanges entre la glace de mer, la surface de la calotte, la toundra et l'atmosphère. Il permet le regel de l'eau de fonte et le métamorphisme de la neige, influençant la transformation de la neige en glace et l'albédo de la surface. SISVAT n'inclut pas de MCG 3D. Par conséquent, la calotte glaciaire du Groenland conserve son épaisseur et son extension tout au long des simulations MAR.

Le couplage du MAR avec SISVAT permet de prendre en compte le métamorphisme de la neige, la rétroaction de l'albedo de la neige et de la glace décrite dans le Chapitre 1, ainsi que le regel de l'eau de fonte qui sont des sources identifiées d'incertitudes dans l'évaluation de la contribution de la calotte glaciaire du Groenland à la hausse du niveau des mers (cf. Section 2.2.2.1). Comme le MAR tient compte de ces phénomènes, les BMS qu'il calcule comportent moins de sources d'incertitudes que ceux calculés par des modèles moins complexes. Au final, la principale source d'incertitude des BMS calculés par le MAR provient de la rétroaction de l'altitude sur le BMS étant donné que la topographie de la calotte du Groenland est fixe. La topographie de la calotte du Groenland et le masque de glace utilisés par le MAR sont ceux de Bamber *et al.* (2013) établis pour le climat présent. Le masque de glace indique les endroits où la calotte est présente au travers du pourcentage du pixel recouvert de glace.

MAR offre la possibilité de tourner à des résolutions spatiales allant typiquement de 15 à 30 km et plus. Il est forcé toutes les 6 heures aux limites de son domaine de simulation par des réanalyses ou des sorties de MCGAO (cf. Section 1) qui ont une résolution spatiale de l'ordre de $1^\circ \times 1^\circ$ (100km x 100km), interpolées à la résolution spatiale du MAR (cf. Section 3.5.1.). Les réanalyses sont des sorties de modèles (MCGAO) dans lesquels les observations (issues de stations météorologiques, de sondages, d'images satellites) ont été assimilées toutes les six heures pour corriger l'estimation de l'état réel de l'atmosphère en comparant les observations aux résultats du modèle. Plus les observations dans une zone géographique sont denses, plus les réanalyses dans cette zone sont fiables. Inversement, les réanalyses sont moins fiables là où il y a moins d'observations.

3.2. GRISLI

GRISLI est un MCG thermomécanique 3D, développé par Catherine Ritz au LGGE de Grenoble et destiné à modéliser l'évolution de la géométrie des calottes glaciaires. Initialement créé pour étudier l'inlandsis d'Antarctique où il a été validé (Ritz *et al.*, 2001), ce modèle a ensuite été adapté à l'hémisphère Nord (Peyaud *et al.*, 2007) et au Groenland (Quiquet *et al.*, 2012) avec succès.

Dans sa configuration Groenland, GRISLI distingue trois types d'écoulement glaciaire :

- 1) **Écoulement très lent** par déformation interne de la glace. Il est caractéristique du centre des inlandsis.
- 2) **Écoulement rapide** par glissement basal lorsque la température à l'interface glace-socle rocheux atteint la température de fusion de la glace. La fusion de la glace à l'interface glace-socle rocheux permet la lubrification de cette interface. Ce type d'écoulement est caractéristique des glaciers périphériques (ice streams) des inlandsis.
- 3) **Écoulement des langues de glace flottantes** caractéristique des glaciers émissaires.

Les vitesses d'écoulement sont calibrées avant le début des simulations. Elles demeurent ensuite constantes tout au long des simulations. GRISLI ne pourra, par conséquent, pas modéliser les accélérations des écoulements des glaciers périphériques sous l'effet de forçages atmosphériques ou océaniques, observées pour le climat présent et que l'on suspecte de se poursuivre dans le futur.

Le vêlage d'icebergs est lui aussi paramétré mais de manière arbitraire et simple. Très simplement, il y a vêlage lorsque l'épaisseur d'une langue de glace terminale flottante descend sous le seuil de 250 m.

La topographie de la surface de la calotte glaciaire du Groenland est la somme des altitudes du socle rocheux et des épaisseurs de glace reposant sur le socle rocheux. Dans la version présente de GRISLI, la topographie du socle rocheux et les épaisseurs de glace sont celles de Bamber *et al.*, (2001). Il s'agit d'une version antérieure de la topographie du socle rocheux et des épaisseurs de glaces mesurées par Bamber *et al.* (2013). La version la plus récente (2013), utilisée par le MAR, a été obtenue au terme de campagnes de mesures supplémentaires à celles réalisées pour la version antérieure (2001). La résolution spatiale de GRISLI est de 5 km. GRISLI est forcé chaque année par les BMS annuels et les températures de surface (ST) annuelles moyennes, observés ou simulés par des MCR ou des

MCGAO, interpolés à la résolution spatio (5 km) - temporelle (1 an) souhaitée. La technique utilisée ici pour interpoler les sorties du MAR à 5 km de résolution est décrite dans Franco *et al.* (2012) (cf. Section 3.5.2.).

3.3. Le forçage de GRISLI par les sorties du MAR

La Figure 3.1. schématise le déroulement des simulations traditionnelles de GRISLI forcé par les sorties du MAR.

MAR est forcé par les sorties de MCGAO ou par des réanalyses (basées sur des observations) interpolées à la résolution du MAR (cf. Section 3.5.1.). Au cours des simulations réalisées avec MAR, la topographie (actuelle) de la calotte glaciaire du Groenland reste fixe. Les BMS annuels et les ST moyennes annuelles calculés par MAR (à des résolutions spatiales allant de 15 à 30 km) sont ensuite interpolés à la résolution spatiale de GRISLI (5 km) grâce à l'interpolation améliorée de Franco *et al.* (2012) détaillée à la Section 3.5.2.

GRISLI est ensuite forcé chaque année par ces sorties interpolées du MAR. Étant donné que l'altitude de la calotte du Groenland est fixe dans les simulations MAR, les BMS forçant GRISLI ne tiennent pas compte de la rétroaction BMS-altitude et sont par conséquent biaisés. GRISLI fournit comme résultats, à raison d'une sortie par an, la nouvelle topographie du Groenland, les nouvelles épaisseurs de glace, le volume total de la calotte et le BMS total de la calotte.

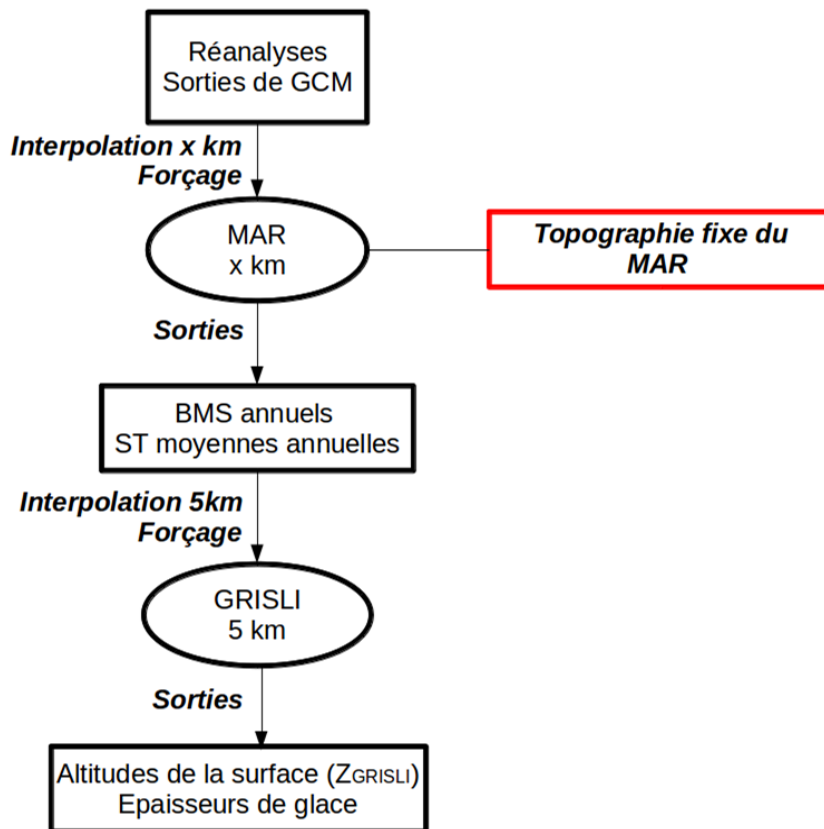


Figure 3.1.: Schéma des simulations MAR-GRISLI sans couplage.

3.4. Le couplage MAR-GRISLI

Le couplage est réalisé de manière à ce que GRISLI soit forcé par les sorties du MAR et que MAR ait une topographie qui évolue en cours de simulation suivant les résultats de GRISLI. La Figure 3.2. schématise le couplage MAR-GRISLI.

Pour des raisons de temps de calcul, la résolution spatiale du MAR est de 30 km. Celle de GRISLI est de 5 km. MAR est forcé à ses frontières latérales par des sorties de MCGAO interpolées à 30 km de résolution (cf. Section 3.5.1.). A la fin de chaque année simulée, le MAR se met en pause. Les BMS annuels et les ST moyennes annuelles, calculés par MAR partout où le sol est recouvert de glace (masque de glace), sont interpolés à la résolution de GRISLI (5 km) au moyen de l'interpolation de Franco *et al.* (2012) (cf. Section 3.5.2.). Ils forcent ensuite GRISLI qui était en pause jusqu'à présent. GRISLI calcule la nouvelle topographie de la calotte et se remet en pause. Comme la topographie de la calotte n'est initialement pas la même dans MAR et dans GRISLI (ils n'utilisent pas les mêmes sets de données ; voir 3.2. et 3.3.), la différence de topographie de GRISLI entre le pas de temps courant et le pas de temps précédent ($\Delta h(t)$ sur la Figure 3.2) est calculée. Cette différence est ensuite interpolée à la résolution du MAR (30 km) (cf. Section 3.5.3.). On soustrait alors cette différence de topographie de GRISLI à celle du MAR pour obtenir la nouvelle topographie du MAR pour le pas de temps suivant ($Z_{MAR}(t+1)$). La topographie du MAR évolue de la sorte au cours de la simulation couplée. Le masque de glace est alors recalculé (pourcentage du pixel recouvert de glace) et MAR reprend la simulation là où il s'était arrêté.

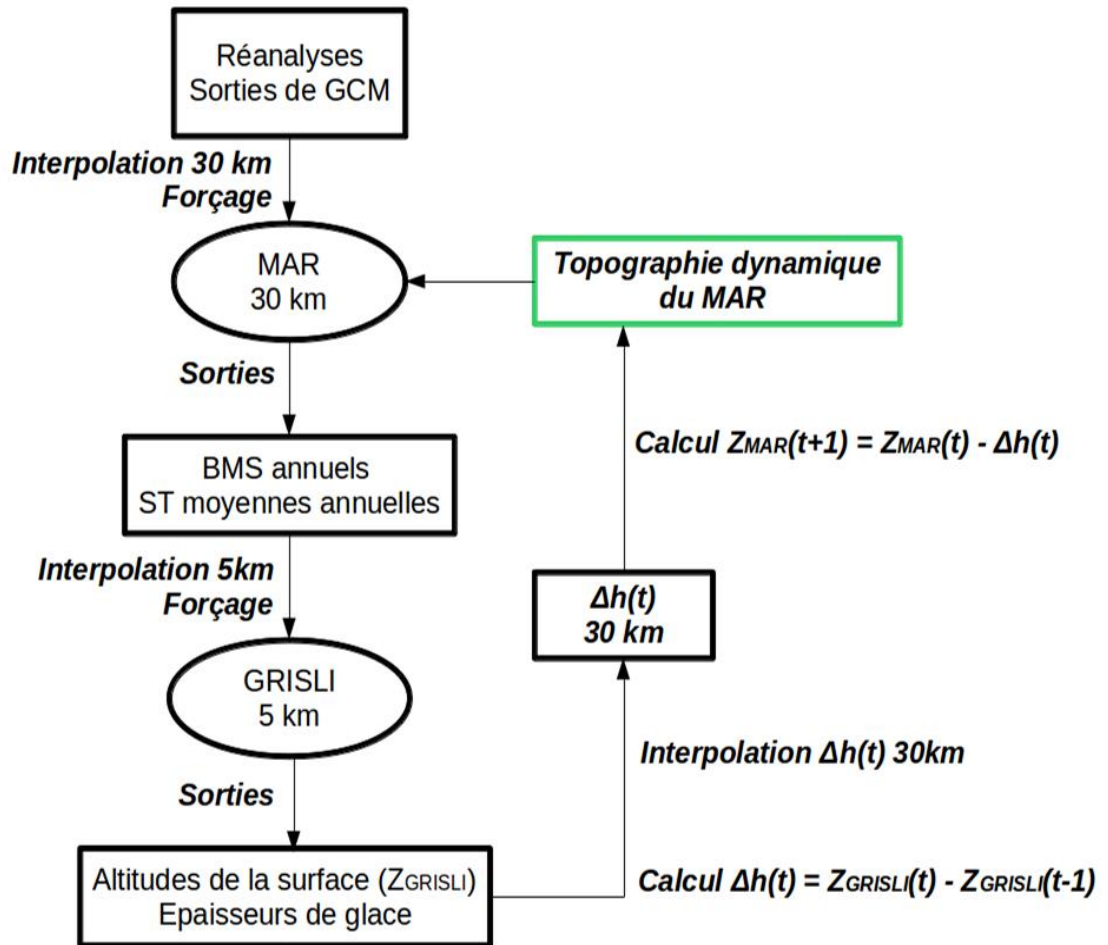


Figure 3.2. : Schéma du couplage MAR-GRISLI.

3.5. Interpolations

3.5.1. Interpolation basse résolution vers haute résolution classique

Traditionnellement, pour interpoler des variables à basse résolution sur une grille à haute résolution, on recherche pour chaque pixel de la grille haute résolution, les 4 pixels basse résolution les plus proches. La valeur du pixel haute résolution est alors égale à la moyenne pondérée par l'inverse de la distance des valeurs des 4 pixels basse résolution les plus proches.

C'est, par exemple, ce genre d'interpolation qui est utilisé pour interpoler les réanalyses et les sorties des MCGAO à la résolution du MAR.

3.5.2. Interpolation basse résolution vers haute résolution de Franco *et al.* (2012)

L'interpolation utilisée pour passer de sorties de basse résolution (sorties du MAR) à des forçages à haute résolution (sorties du MAR interpolées à la résolution de GRISLI qui est de 5 km) est basée sur celle proposée par Franco *et al.* (2012). Elle a justement été développée dans le but de forcer des MCG tournant à haute résolution avec les sorties du MAR tournant à plus basse résolution. Elle est basée sur les gradients locaux (en fonction de l'altitude) de la variable à interpoler. La Figure 3.3. schématise cette technique d'interpolation.

Tout d'abord, pour chaque pixel de la haute résolution recouvert de glace, on recherche les quatre pixels de la basse résolution recouverts de glace les plus proches. On obtient ainsi six paires de pixels.

Pour chaque paire de pixels, on calcule le gradient de la variable à interpoler sur base de la différence d'altitude entre les deux pixels de la paire.

On fait une moyenne des six gradients verticaux calculés. On a ainsi un gradient vertical calculé par pixel haute résolution.

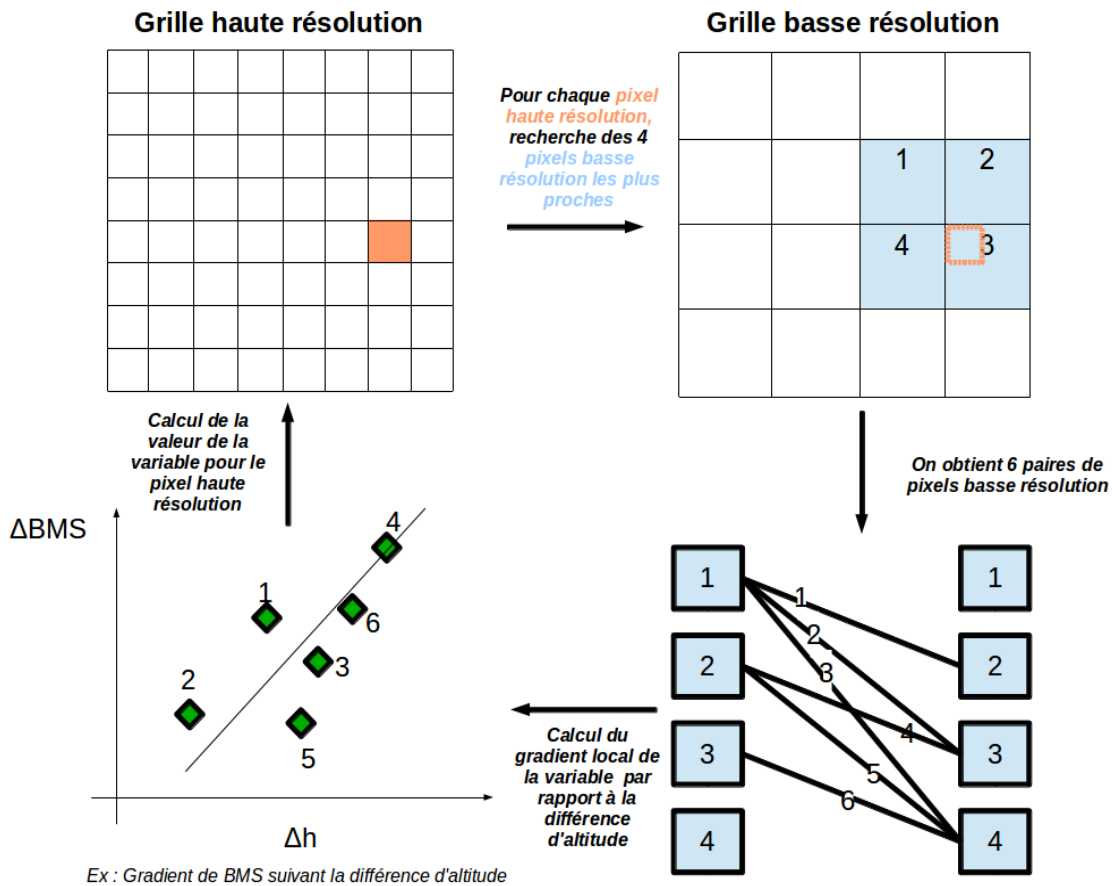


Figure 3.3.: Schéma de la technique d'interpolation de Franco et al. (2012).

La valeur de la variable haute résolution interpolée est finalement égale à la valeur de la variable basse résolution moyennée sur les quatre pixels les plus proches (moyenne pondérée par l'inverse de la distance) à laquelle on ajoute un facteur correctif qui est le gradient local vertical de la variable (calculé plus haut) multiplié par la différence d'altitude entre le pixel haute résolution et l'altitude moyenne (pondérée par l'inverse de la distance) des quatre pixels basse résolution. Par exemple, si la variable à interpoler est le BMS :

$$\text{BMS corrigé} = \text{BMS} + \Delta h * \text{gradient vertical de BMS}$$

Cette interpolation améliorée fournit de meilleurs résultats qu'une interpolation basée sur une moyenne simple, sans facteur correctif comme celle expliquée à la Section 3.5.1. (Franco et al., 2012).

3.5.3. Interpolation haute résolution vers basse résolution classique

Pour passer de sorties haute résolution à des sorties basse résolution, la méthode employée est très simple. Pour chaque pixel basse résolution, on recherche les pixels haute résolution dont le centre est inclus dans le pixel basse résolution. La valeur du pixel basse résolution sera la moyenne des valeurs des pixels haute résolution inclus en son sein.

3.6. Hypothèse

Notre hypothèse est qu'il est possible d'éviter le couplage MAR-GRISLI en modifiant les sorties du MAR non-couplé (c.-à-d. utilisant la topographie actuelle de la calotte) de manière à ce que GRISLI forcé par celles-ci fournisse les mêmes résultats que lorsqu'il est forcé par les sorties de MAR couplé. On considère, en effet, que les résultats, issus d'une simulation où GRISLI est forcé par les sorties (BMS et ST) du MAR en mode couplé, sont les meilleurs. Les sorties du MAR en mode couplé (utilisées pour forcer GRISLI) tiennent compte de la rétroaction BMS-altitude étant donné que dans une telle configuration, la topographie du MAR évolue au cours du temps.

3.7. Simulations réalisées avec GRISLI

Pour atteindre le but de ce mémoire et vérifier notre hypothèse, plusieurs simulations ont été réalisées avec GRISLI. Lors de chaque simulation, GRISLI a été forcé avec des sorties du MAR fournies par mon promoteur.

Une première série de six simulations sur le climat présent (1960-2012 pour les quatre premières et pour la dernière, et de 1976 à 2012 pour la cinquième) a été réalisée afin d'identifier les biais existant dans la topographie simulée par GRISLI par rapport à la topographie observée et d'évaluer l'influence de la résolution spatiale utilisée par le MAR sur les résultats de GRISLI. Pour cinq de ces six simulations, les sorties du MAR ont été interpolés à la résolution de GRISLI par mon promoteur suivant la méthode de Franco *et al.* (2012) (cf. Section 3.5.2.). Pour la simulation restante, les sorties du MAR ont été interpolées à la résolution de GRISLI de manière classique, c.-à-d. sans correction suivant les gradients verticaux locaux (cf. Section 5.2.1). Le but est d'observer les différences entre les résultats des simulations où les forçages ont été interpolés de manière intelligente et les résultats de la simulation où les forçages ont été interpolés de manière classique.

Une seconde série de trois simulations sur le climat futur (2006-2100), a été réalisé afin de vérifier le bon fonctionnement de la technique mise en œuvre pour éviter le couplage MAR-GRISLI. Lors de ces trois simulations, nous avons interpolé nous-même les sorties du MAR (BMS et ST) à la résolution de GRISLI suivant la méthode de Franco *et al.* (2012).

3.7.1. Simulations sur le climat présent

3.7.1.1. Simulations 1 – 2 – 3 – 4

Quatre simulations du MAR forcé par des réanalyses sur la période 1958-2013 ont été réalisées par mon promoteur. Dans chacune de ces simulations, le MAR a tourné à une résolution spatiale différente : 15km, 20km, 25km et 30km en utilisant les réanalyses ERA 40 produites par l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) sur la période 1960-1978 et les réanalyses ERA-interim par après (1979-2012). La résolution spatiale de ces réanalyses est de l'ordre de $1^\circ \times 1^\circ$ ($\sim 100\text{km} \times 100\text{km}$). La simulation MAR forcé par les ERA-interim est considérée comme simulation de référence (Fettweis *et al.*, 2013).

Nous disposons ainsi de quatre sets de données pour forcer GRISLI déjà interpolés à la résolution de GRISLI (5 km).

Quatre simulations ont donc été réalisées avec GRISLI, une par set de données MAR (simulations 1-2-3 et 4). Ces expériences se sont toutes déroulées de la même manière :

1° On force GRISLI pendant 2000 ans avec la moyenne 1961-1990 (standard actuel en climatologie) du BMS et des ST afin que GRISLI se stabilise. Lorsque l'on force un modèle avec les mêmes valeurs pendant un certain laps de temps, on appelle cela une simulation stationnaire. Le but d'une simulation stationnaire est de faire atteindre au modèle un état d'équilibre c.-à-d. de stabiliser le modèle en le rendant indépendant des conditions initiales. Le temps nécessaire à un modèle pour se stabiliser est désigné sous le terme de spin-up. Ce temps varie d'un modèle à l'autre. Par exemple, alors que GRISLI met ~2000 ans à se stabiliser, l'atmosphère du MAR ne prend que 5 jours alors que son manteau neigeux demande de 5 à 10 ans de spin-up !

2° Une fois les 2000 ans de simulation stationnaire achevés, on force GRISLI de 1960 à 2012 avec le BMS et les TS moyennes annuels correspondant à l'année des simulations MAR. Lorsque l'on force un modèle avec des valeurs différentes chaque année, on appelle cela une simulation transitoire.

Il est important que GRISLI soit stable avant d'entamer les simulations transitoires sinon l'instabilité du modèle, qui est alors dépendant de ses conditions initiales, domine et biaise les résultats des simulations transitoires.

Le but de ces quatre simulations est de déterminer si la résolution spatiale utilisée par MAR influence les résultats de GRISLI. Pour cela les épaisseurs de glace de l'inlandsis du Groenland calculées au terme de chaque simulation ont été comparées aux épaisseurs de glace observées par Bamber *et al.* (2013). Ce sont les épaisseurs de glace et non les altitudes de la calotte qui sont comparées, car la topographie du socle rocheux de GRISLI (utilisant Bamber *et al.*, 2001) diffère de à Bamber *et al.* (2013) rendant les altitudes de la calotte de GRISLI et de Bamber *et al.* (2013) incomparables (Figure 3.4.).

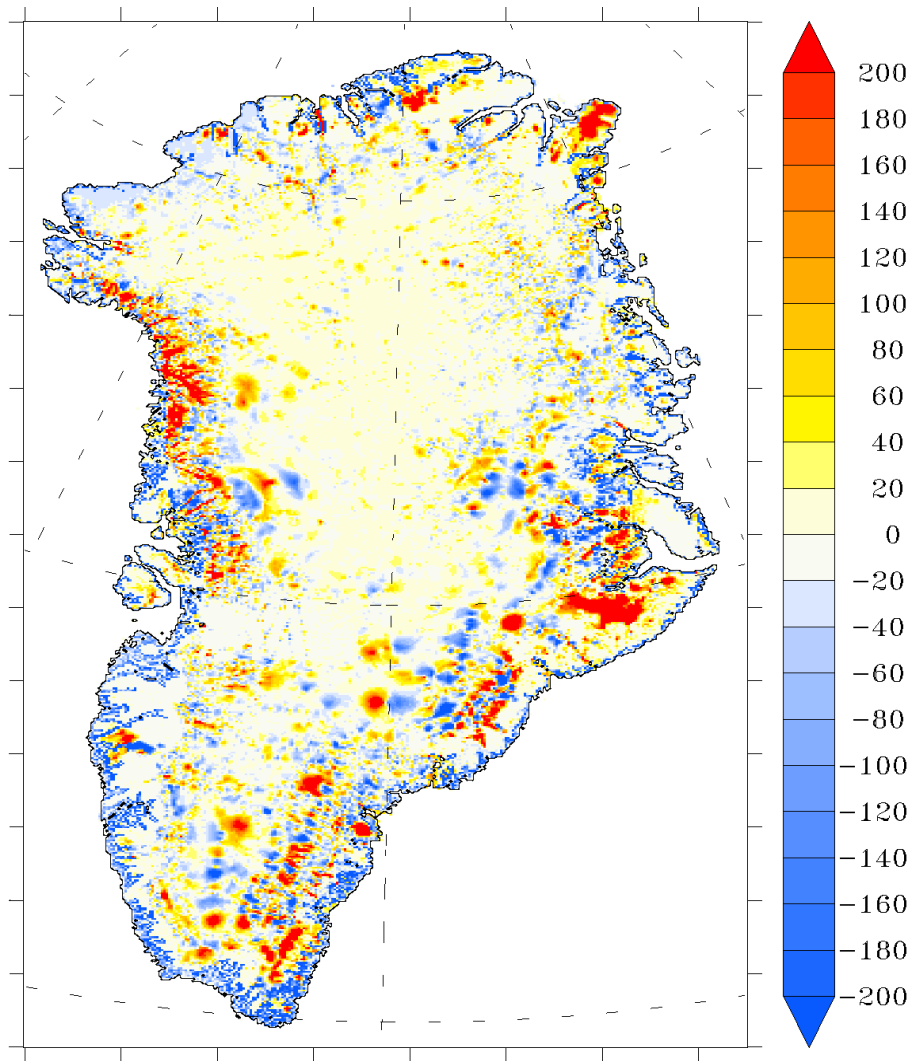


Figure 3.4. : Topographie du socle rocheux du Groenland : différence entre GRISLI et Bamber et al. (2013).

L'autre but visé par ces simulations est l'identification des biais de GRISLI en comparant les épaisseurs de glace calculées au terme de chaque simulation avec celles observées par Bamber *et al.* (2013) (Figure 3.5.).

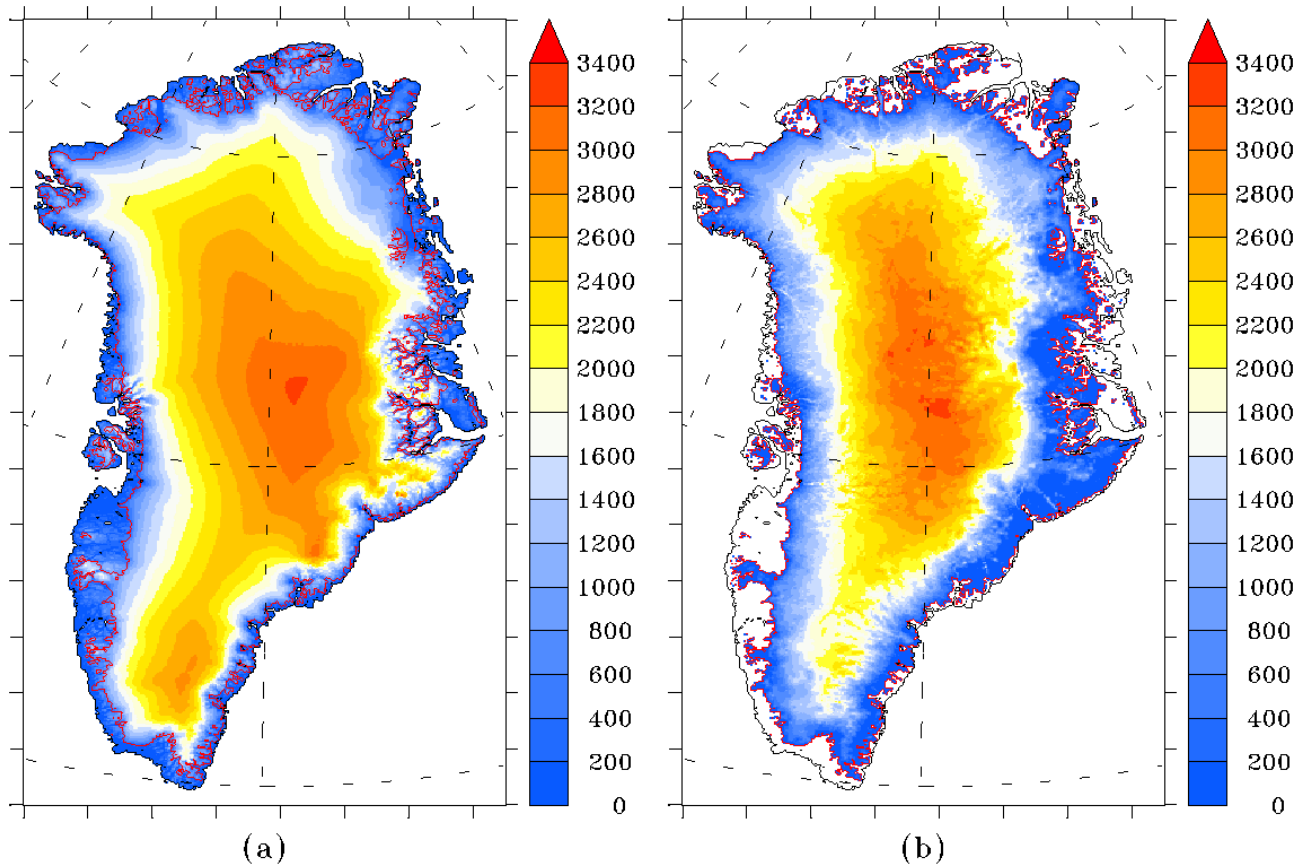


Figure 3.5. : (a) Altitude du Groenland et (b) épaisseur de la calotte glaciaire du Groenland selon Bamber *et al.* (2013) en m. La limite noire montre les limites du Groenland tandis que la limite rouge marque la frontière de la calotte.

La simulation 1 est considérée comme étant la simulation de référence car GRISLI a été forcé par des sorties de MAR ayant tourné à la résolution spatiale la plus fine (15 km). En effet, plus la résolution spatiale est fine, meilleurs sont censés être les résultats.

3.7.1.2. Simulation 5

Pour cette cinquième simulation, GRISLI a été forcé avec des sorties du MAR ayant tourné à 15 km de résolution et interpolées sans correction (cf. Section 5.3.1.) à la résolution de GRISLI (5 km). Comme pour les quatre simulations précédentes, cette simulation comporte une partie stationnaire de 2000 ans et une partie transitoire de 1960 à 2012. Le but est de montrer la pertinence des corrections de Franco *et al.* (2012) dans l'interpolation du BMS en comparant les résultats de la simulation 5 et de la simulation 1 (où les forçages ont été interpolés avec correction suivant les gradients verticaux (cf. Section 3.5.2.)) par rapport à Bamber *et al.* (2013).

3.7.1.3. Simulation 6

Une sixième simulation a été réalisée mais avec des fichiers de forçage de GRISLI issus d'une simulation MAR ayant tourné à 30 km de résolution et forcé par les sorties du

MCGAO MIROC5 (« Model for Interdisciplinary Research on Climate ») issu de la base de données CMIP5. MIROC5 est l'un des meilleurs MCGAO de la base de données CMIP5 pour simuler le climat actuel au-dessus du Groenland. De plus, Fettweis *et al.* (2013) ont montré que c'est lorsqu'il est forcé par MIROC5 que MAR simule le mieux le BMS actuel de la calotte glaciaire du Groenland par rapport à MAR forcé par les réanalyses.

Cette sixième simulation est une simulation stationnaire de 2000 ans forcée par la moyenne 1976-2005 du BMS et des ST. C'est la moyenne 1976-2005 qui est ici employée et non la moyenne 1960-1990 car la simulation MAR forcé par MIROC5 ne commence qu'en 1976.

Le but de cette simulation est de comparer l'état d'équilibre obtenu au terme de cette simulation, à l'état d'équilibre obtenu à l'aide de la simulation 4 (MAR_{30km} forcé par les réanalyses), et d'ainsi parvenir à identifier l'impact dans GRISLI des biais de MIROC5 par rapport aux réanalyses sur le climat présent. De fait, pour les simulations futures, ce sont les sorties de MIROC5 qui ont été utilisées pour forcer MAR. Il est donc important d'identifier les biais entre MIROC5 (GRISLI forcé par MAR forcé par MIROC5) et la simulation de référence (GRISLI forcé par MAR forcé par les réanalyses). On utilise la simulation 4 (MAR_{30km} forcé par les réanalyses) et non la simulation 1 (MAR_{15km} forcé par les réanalyses) comme référence car MAR forcé par MIROC5 a tourné à 30 km de résolution.

3.7.2. Simulations jusqu'en 2100

Deux simulations avec le MAR ont été réalisées par mon promoteur pour le futur en adoptant le scénario RCP 8.5. Toutes deux ont été forcées par des sorties de MIROC5.

La première est une simulation simple du MAR sans couplage avec GRISLI et donc sans prise en compte de la rétroaction altitude-BMS. Elle débute en 1976 et se poursuit jusqu'en 2100 avec la topographie actuelle.

La seconde est une simulation couplée MAR-GRISLI. Le couplage débute en 2020 et se poursuit jusqu'en 2100. Mon promoteur a finalement décidé de réaliser le couplage à partir de cette date car lors des premiers tests de simulations couplées, aucun changement significatif n'est apparu avant 2020. A peu près deux mois de temps de calcul ont été nécessaires pour obtenir les résultats de cette simulation de MAR en mode couplé.

Sur base des résultats de ces deux simulations, nous avons réalisé trois simulations avec GRISLI à partir de l'état d'équilibre obtenu au terme de la simulation 5.

3.7.2.1. *Simulation 7*

Il s'agit d'une simulation transitoire de 1976 à 2100 avec pour forçages les BMS et les ST de la simulation MAR non-couplé.

3.7.2.2. *Simulation 8*

Il s'agit d'une simulation transitoire de 1976 à 2100 avec pour forçages les BMS et les ST de MAR couplé. Comme MAR couplé avait une topographie dynamique durant la simulation, les BMS et les ST forçant GRISLI incluent la rétroaction BMS-altitude. Par conséquent, on considère les résultats de cette simulation de GRISLI comme étant la référence, c.-à-d. les meilleurs résultats que l'on puisse obtenir. Si on veut montrer la non-pertinence du couplage MAR-GRISLI, ce seraient donc des résultats les plus proches possibles de ceux-ci qu'il nous faut obtenir en forçant GRISLI avec les sorties de MAR non-couplé.

3.7.2.3. *Simulation 9*

Cette dernière simulation a pour but de fournir des résultats les proches possibles de ceux de la simulation 8. Pour y parvenir, de 1976 à 2100, GRISLI a été forcé par les BMS et ST de MAR non-couplé. Cependant, à partir de 2007, les valeurs de BMS et ST du pas de temps courant ont été corrigées sur base de la différence entre la topographie à 5 km et la topographie à 30 km (comme pour la simulation de référence) à la différence près qu'une anomalie des épaisseurs de glace calculées par GRISLI au pas de temps précédent par rapport aux épaisseurs moyennes 1976-2005 a été appliquée à la topographie à 5 km sur laquelle les champs MAR sont interpolés. Pour ce faire, un module d'interpolation a été créé. Ce dernier fonctionne en même temps que GRISLI de la manière suivante (Figure 3.6.) :

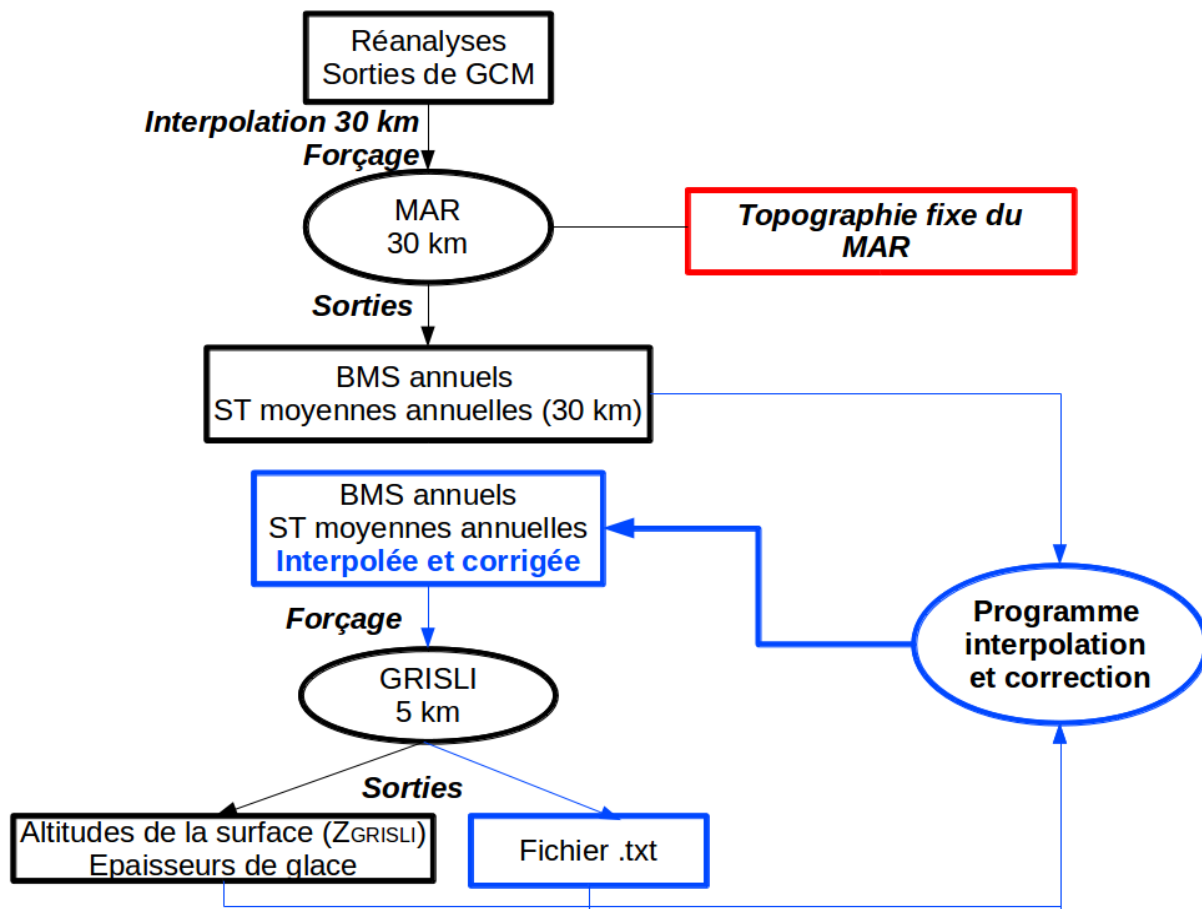


Figure 3.6. : Schéma du fonctionnement de GRISLI avec le module d'interpolation.

1° Au début de chaque pas de temps, GRISLI imprime un fichier .txt dans lequel sont livrés :

- l'année en cours
- le nom du fichier de sorties de MAR non-couplé de l'année en cours contenant les BMS et ST non interpolés et non corrigés. Ces variables sont à 30 km de résolution et doivent être interpolées à la résolution de GRISLI (5 km).
- le nom du fichier de sorties de GRISLI dans lequel sont stockées les épaisseurs de glace calculées par GRISLI pas de temps par pas de temps.
- le nom du fichier de forçage pour l'année en cours que GRISLI doit lire. Au moment de la création du fichier .txt, ce fichier de forçage n'existe pas encore.
- les pas de temps depuis le début de la simulation GRISLI correspondant à l'année 1976, 2005 et à l'année précédente.

2° GRISLI se met en pause et teste périodiquement l'existence du fichier de forçage. Parallèlement, le programme d'interpolation teste l'existence du fichier .txt. Si celui-ci existe, il stocke dans des variables les informations écrites dans le fichier .txt et supprime ce fichier. Le programme va utiliser ces informations pour corriger et interpoler à la bonne résolution les BMS et les ST de l'année en cours.

Le programme d'interpolation calcule d'abord l'anomalie d'épaisseur de glace du pas de temps précédent par rapport aux épaisseurs moyennes de la calotte 1976-2005. Pour cela, le programme a besoin des valeurs des pas de temps correspondant aux années 1976, 2005 et à celui de l'année précédente. Le programme a également besoin de connaître le nom du fichier de sorties de GRISLI où sont stockées les épaisseurs de glace calculées par GRISLI. Ces informations lui sont données par le fichier .txt.

Le programme va ensuite lire les BMS et ST calculés par MAR non-couplé dans le fichier indiqué. Ils stockent ces valeurs dans des variables.

Le programme effectue l'interpolation de Franco *et al.* (2012) (cf. Section 5.3.2.) pour obtenir des BMS et des ST interpolés à 5 km et corrigés suivant l'anomalie d'épaisseur de glace précédemment calculée par le programme.

Finalement, le programme stocke les BMS et les ST interpolés et corrigés dans le fichier indiqué. Au terme de cette étape, le programme d'interpolation se met en pause et recherche à nouveau périodiquement un fichier .txt. Il ne pourra redémarrer que lorsque GRISLI aura imprimé le fichier .txt pour le pas de temps suivant.

3° GRISLI détecte enfin l'existence du fichier de forçage pour le pas de temps courant. Il attend encore cinq minutes avant de redémarrer pour être certain que le programme d'interpolation a fini de stocker les champs du MAR interpolés et corrigés dans le fichier de forçage. GRISLI lit les BMS et les ST dans le fichier de forçage et calcule les épaisseurs de glace de la calotte du Groenland pour l'année courante. Il stocke les nouvelles épaisseurs de glace dans le fichier résultat et passe au pas de temps suivant etc.

Le Tableau 3.1. résume les neuf simulations réalisées pour cette recherche.

Nom	Type	Climat	Période	État de départ	Forçages GRISLI	Forçages MAR
Simulation 1	Stationnaire + Transitoire	Présent	De 0 à 1959 De 1960 à 2012	Instable	MAR non-couplé 15 km	Ré-analyses
Simulation 2	Stationnaire + Transitoire	Présent	De 0 à 1959 De 1960 à 2012	Instable	MAR non-couplé 20 km	Ré-analyses
Simulation 3	Stationnaire + Transitoire	Présent	De 0 à 1959 De 1960 à 2012	Instable	MAR non-couplé 25 km	Ré-analyses
Simulation 4	Stationnaire + Transitoire	Présent	De 0 à 1959 De 1960 à 2012	Instable	MAR non-couplé 30 km	Ré-analyses
Simulation 5	Stationnaire + Transitoire	Présent	De 0 à 1959 De 1960 à 2012	Instable	MAR non-couplé 15 km (interpolation classique)	Ré-analyses
Simulation 6	Stationnaire	Présent	De 0 à 2000	Instable	MAR non-couplé 30 km	MIROC5
Simulation 7	Transitoire	Futur	De 1976 à 2100	Stable = Simulation5 (t=2000)	MAR non-couplé 30 km	MIROC5
Simulation 8	Transitoire	Futur	De 1976 à 2100	Stable = Simulation5 (t=2000)	MAR couplé 30 km	MIROC5
Simulation 9	Transitoire	Futur	De 1976 à 2100	Stable = Simulation5 (t=2000)	MAR non-couplé 30 km + corrections	MIROC5

Tableau 3.1. : Synthèse des simulations réalisées avec GRISLI non couplé.

4. Résultats

Ce chapitre se divise en deux parties afin d'exposer le plus clairement possible les résultats des différentes simulations. Une première partie expose les résultats obtenus par les simulations sur le climat présent. La seconde partie décrit les résultats obtenus par les projections futures, qui ont notamment pour but de vérifier que les résultats obtenus par la méthode mise en œuvre pour éviter le couplage sont proches des résultats du couplage.

4.1. Climat présent

Avant toute chose, il faut signaler que GRISLI est un modèle simple de calotte glaciaire avec, par exemple, des vitesses d'écoulement fixes au cours des simulations et donc n'évoluant pas en fonction de la géométrie de la calotte. Or, celle-ci est directement dépendante de ces vitesses, qui ont été calibrées à l'aide d'anciennes sorties du modèle MAR forcé par les réanalyses ERA 40. Vu les améliorations apportées dans le MAR, il serait utile de recalibrer ces vitesses dans un travail ultérieur, pour avoir une géométrie de la calotte plus proche de celle observée par Bamber et al. (2013). Par conséquent, nous vérifierons surtout si GRISLI parvient à reconstruire les tendances de bilan de masse observées et non les quantités.

4.1.1. État stationnaire et résolution du MAR-GRISLI

Comme déjà dit précédemment, il est important qu'un modèle soit stabilisé pour que ses résultats soient exploitables. La Figure 4.1.(a) montre l'évolution au cours des simulations 1, 2, 3 et 4 (où MAR a été forcé par les réanalyses) de la racine carrée des écarts quadratiques moyens (RMSE) sur l'ensemble de la calotte glaciaire du Groenland entre les épaisseurs de glace simulées et les épaisseurs de glace de la calotte observées en 2012 par Bamber *et al.* (2013). La Figure 4.1.(b) montre l'évolution au cours des simulations de l'épaisseur moyenne de la calotte. Sur base de ces figures, on peut observer que :

- a) Dès le départ, les écarts entre les épaisseurs simulées et les épaisseurs observées sont très grands (Figure 4.1.(a)), entre 70 et 75 m, quelle que soit la résolution spatiale initiale des forçages de GRISLI, ce qui n'est pas négligeable si l'on rapporte ces valeurs de RMSE à l'épaisseur moyenne (~ 700 m) de la calotte (Figure 4.1.(b)). Cela suggère que les conditions initiales de GRISLI devraient être améliorées.

- b) Les RMSE (Figure 4.1.(a)) des quatre simulations augmentent par la suite mais se stabilisent vers la fin de la période de spin-up estimée à environ 2000 ans (1960 ans pour être précis ; cette valeur a été choisie pour des raisons pratiques lors de l'entrée des paramètres des simulations dans GRISLI). Cela signifie que le modèle était stable au terme de cette période et que les résultats de la partie transitoire suivant cette période (de 1960 à 2012) sont exploitables. La transition entre la partie stationnaire de la simulation et la partie transitoire se marque clairement par un dernier maximum avant une diminution de la RMSE. Cette diminution est due au fait que, pour le climat présent, le BMS de la calotte glaciaire du Groenland diminue, de sorte que la calotte s'affine sur les bords. Les écarts entre les épaisseurs de glace simulées et observées se réduisent alors.
- c) Au terme des quatre simulations, les RMSE (Figure 4.1.(a)) des quatre simulations sont très proches, entre 85 et 90 m. Cependant, ces différences de RMSE sont négligeables par rapport à la valeur absolue des RMSE. On peut ainsi conclure que la résolution spatiale initiale des fichiers de forçage, et donc la résolution utilisée par le MAR, n'influence pas de manière significative les résultats de GRISLI. On peut donc forcer GRISLI par des BMS calculés initialement à une résolution de 30 km et interpolés à la résolution de GRISLI (5 km) grâce à l'interpolation de Franco *et al.* (2012) (cf. Section 3.5.2.). Le couplage MAR-GRISLI, avec un MAR tournant à 30 km de résolution est donc tout à fait justifiable.

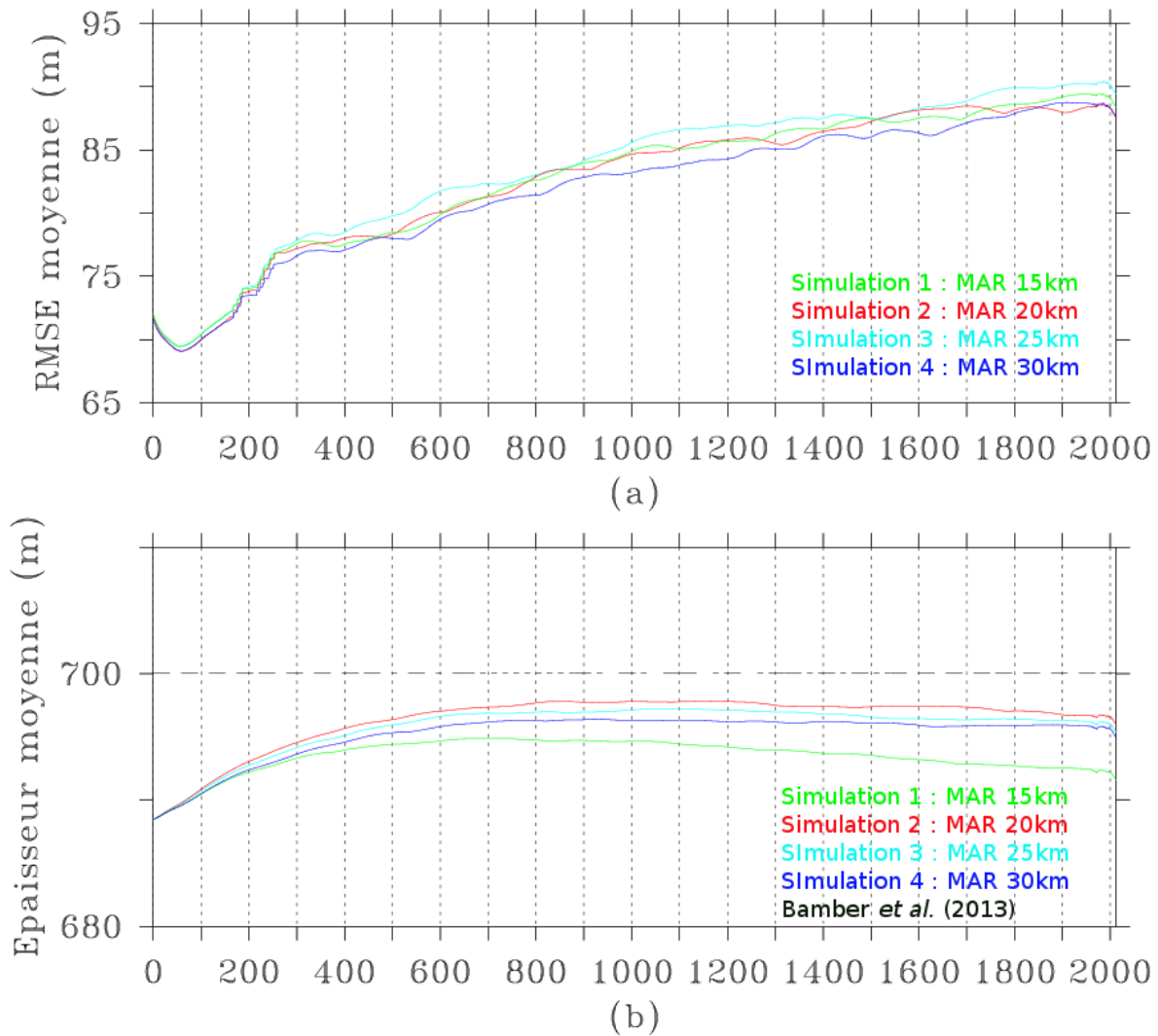


Figure 4.1. : (a) Evolution de la RMSE moyenne de l'épaisseur de la calotte glaciaire du Groenland durant les simulations 1, 2, 3 et 4 par rapport à l'épaisseur de Bamber et al. (2013). Pour rappel, aux cours de ces simulations, nous forçons GRISLI par le BMS moyen 1961-1990 pendant 1960 ans et ensuite, à partir de 1961, par le BMS moyen annuel de MAR forcé par les réanalyses. (b) Evolution de l'épaisseur de glace moyenne durant les simulations 1, 2, 3 et 4, et épaisseur moyenne de la calotte observée par Bamber et al. (2013).

La Figure 4.2. appuie les constats réalisés sur base de la Figure 4.1. à savoir que GRISLI est stable après 2000 ans et que la différence de résolution spatiale initiale des inputs n'influence pas de manière significative ses résultats. Les valeurs du volume de glace au terme des simulations, entre 2,91 et 2,94 millions de km^3 , sont proches du volume de la calotte en 2012, de 2,96 millions de km^3 , calculé par Bamber et al. (2013) sur base d'observations.

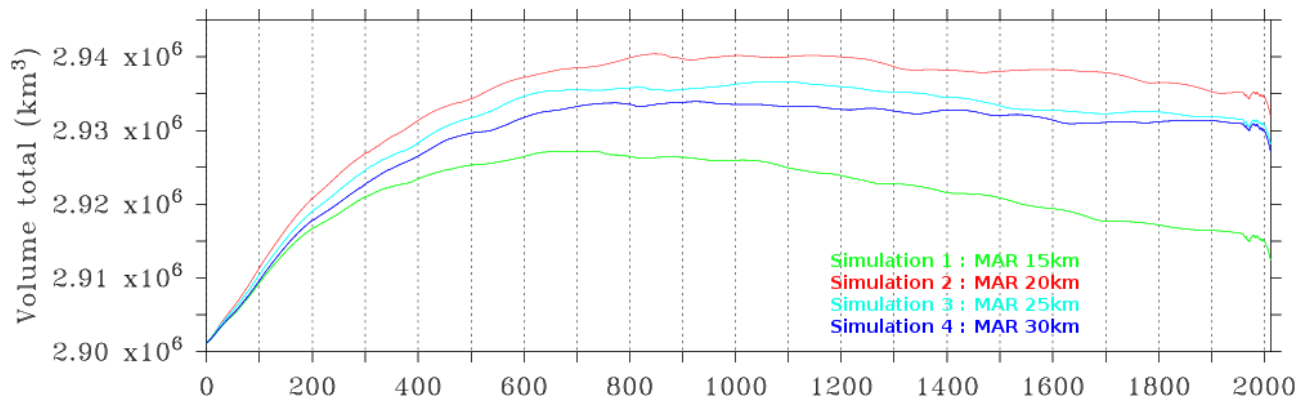


Figure 4.2. : Evolution du volume de la calotte glaciaire du Groenland au cours des simulations 1, 2, 3 et 4. Le volume observé de la calotte en 2012 est de 2,96 millions de km³ (Bamber et al., 2013)

La Figure 4.3. atteste de la stabilisation du modèle après 1960 ans et des écarts non significatifs entre les différentes simulations au moment de la stabilisation. Le BMT oscille en effet autour de 0 après 1000 ans de simulation stationnaire et ce, jusqu'à la fin de la partie stationnaire des simulations. Les fortes oscillations de BMT avant 1000 ans sont causées par l'instabilité de GRISLI sachant que les forçages durant la partie stationnaire des simulations (moyenne 1961-1990 du BMS et des ST) sont constants. Les fortes variations après le spin-up (1960) sont dues aux forçages de BMS qui changent chaque année quand les simulations passent en mode transitoire.

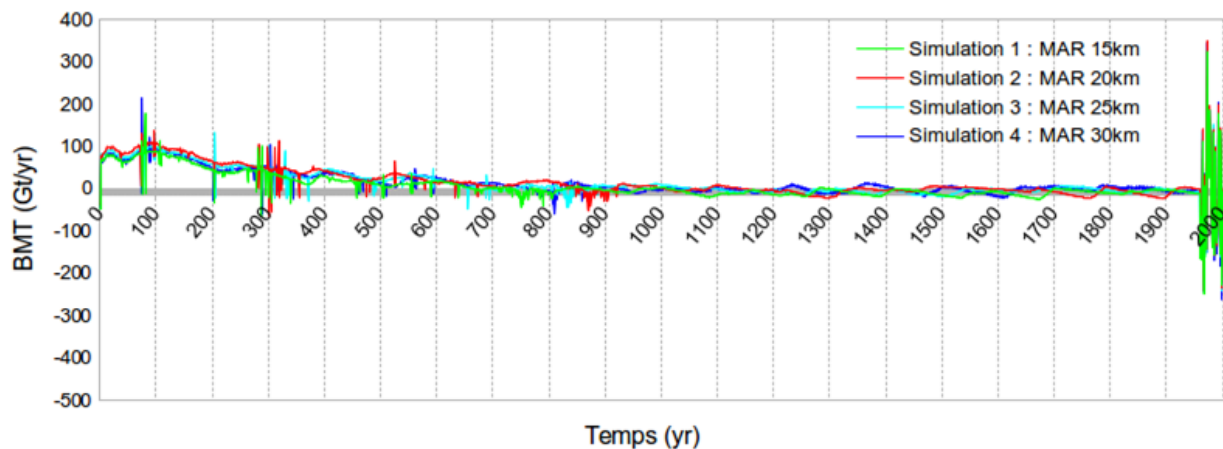


Figure 4.3. : Evolution du BMT de la calotte glaciaire du Groenland au cours des simulations 1, 2, 3 et 4.

Une analyse en deux dimensions (2D) de l'évolution des épaisseurs de glace calculées par GRISLI au cours de la simulation 1 (simulation de référence pour le climat présent) par rapport aux épaisseurs de glace initiales (Figure 4.4.), montre que plus le temps passe, plus la calotte s'épaissit sur les bords tout en s'affinant en son centre. Les biais les plus importants se localisent sur les bords de la calotte, là où de nombreux glaciers

émissaires à la dynamique très intense atteignent la mer. Or, les vitesses d'écoulement (Figure 4.5.(b)) de ces glaciers individuels à la dynamique intense sont fixées dans GRISLI, ce qui explique pourquoi GRISLI reste instable en ces endroits, quel que soit le spin-up car les vitesses d'écoulement ne s'adaptent pas à la géométrie des glaciers. Vu l'épaississement des bords de la calotte simulée en mode stationnaire, il serait utile dans un travail ultérieur d'augmenter la vitesse d'écoulement dans ces zones afin de corriger en partie ce biais.

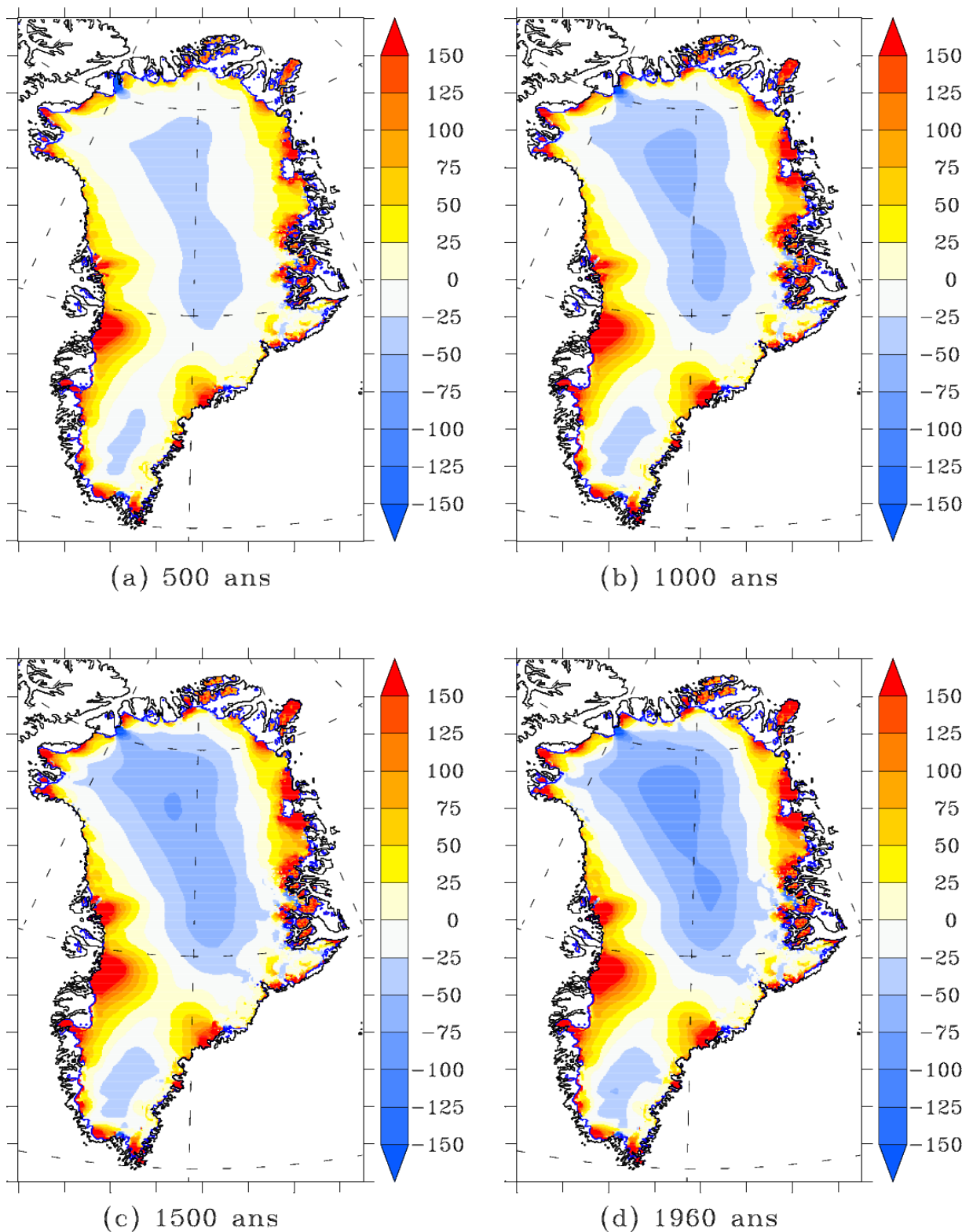


Figure 4.4. : Evolution de la différence d'épaisseurs de glace (en m) calculées par la simulation 1 par rapport aux épaisseurs de glace initiales après 500 (a), 1000 (b), 1500 (c) et 1960 (d) ans de simulation stationnaire.

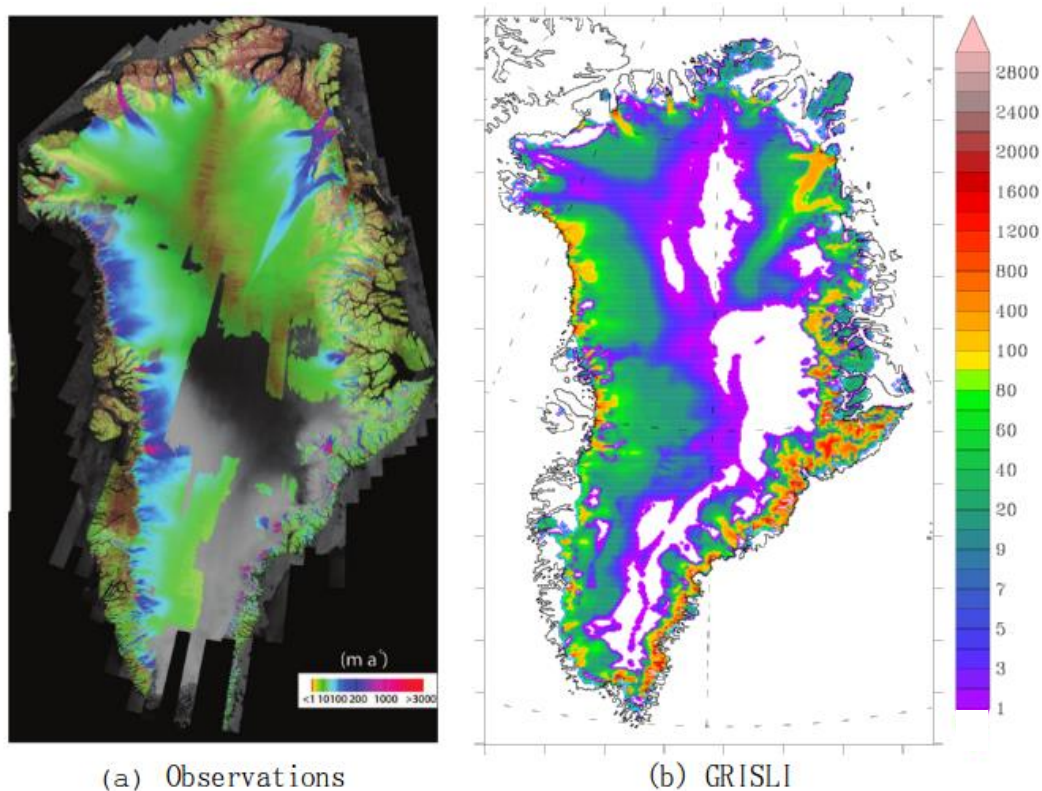


Figure 4.5. : Vitesses d'écoulement (m/an) (a) issues d'observations (Source : Joughin *et al.*, 2010), (b) calibrées dans GRISLI.

4.1.2. Biais de GRISLI avec la calotte observée

Une analyse en 2D de la différence d'épaisseur entre la calotte simulée et la calotte observée en 2012 (Bamber *et al.*, 2013) montre que la calotte simulée est plus fine en son centre et plus épaisse sur ses bords que la calotte observée, quelle que soit la résolution spatiale initiale des inputs (Figure 4.6.). Les épaissements dépassent même les 150 m sur les marges glaciaires du Sud-Ouest et du Nord-Est de la calotte du Groenland où sont présents de nombreux glaciers émissaires à la dynamique très intense. La Figure 4.4. montre que plus le temps de simulation passe en mode stationnaire, plus la calotte s'épaissit sur les bords et s'affine en son centre aux mêmes endroits que sur la Figure 4.6.

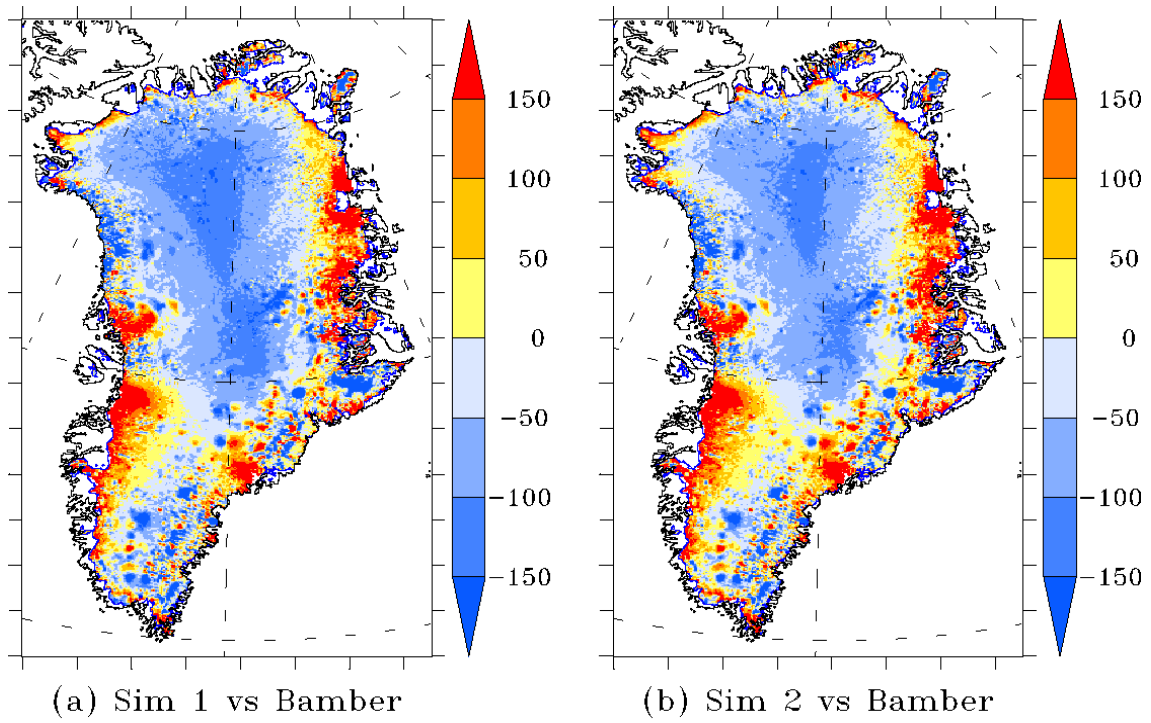
L'explication vient du fait que les vitesses d'écoulement glaciaire calibrées dans GRISLI sont trop élevées au centre de la calotte et trop faibles sur les bords. La calotte se vide ainsi de l'intérieur tout en s'épaississant sur les bords. Si la durée de la partie stationnaire des simulations avait été plus longue, les biais auraient été encore plus importants. A l'inverse, si cette durée avait été plus courte, les biais auraient été plus petits

mais le modèle aurait été instable, ce qui aurait rendu nos résultats inexploitable. En effet, il aurait impossible de déterminer si les changements de géométrie de la calotte simulée par GRISLI étaient dus aux forçages (BMS) ou aux instabilités dans GRISLI. De plus, même avec un spin-up de seulement 500 ans, les épaissements sur les bords de la calotte sont déjà conséquents, avec des valeurs dépassant les 150 m (Figure 4.4.).

La mauvaise calibration des vitesses viendrait d'une part des inputs sur base desquels les vitesses de GRISLI ont été calibrées. Les vitesses d'écoulement ont en effet été calibrées sur base d'inputs d'une ancienne version du MAR (Fettweis *et al.*, 2011) surestimant le BMS à l'intérieur de la calotte, en raison de précipitations pénétrant plus à l'intérieur de la calotte (Vernon *et al.*, 2013) que dans la version actuelle. Tandis que sur les bords, le BMS était plus faible car les précipitations neigeuses n'y étaient pas assez abondantes. La fonte en surface était aussi surestimée dans cette ancienne version du MAR utilisant un albédo de la glace vive trop faible. Enfin, les outputs du MAR n'étaient pas corrigés pour tenir compte de la différence entre la topographie utilisée dans le MAR et la topographie à 5 km.

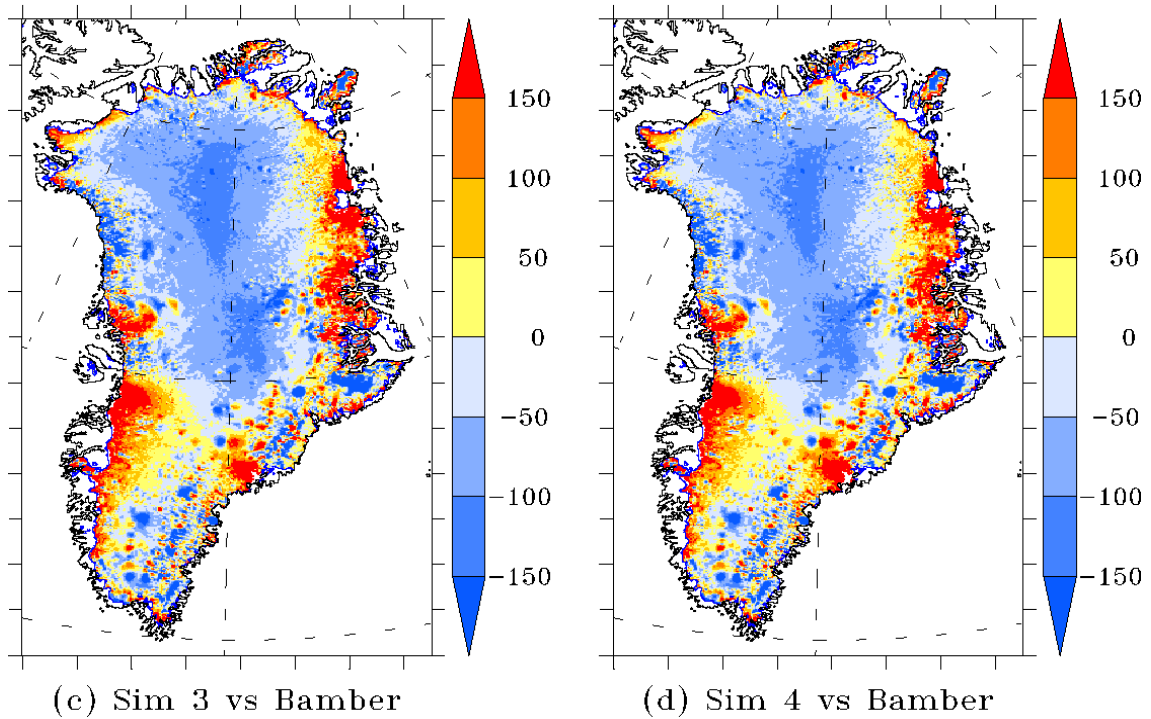
D'autre part, la mauvaise calibration aurait aussi pour origine la résolution spatiale de GRISLI qui n'est probablement pas assez fine pour calibrer les vitesses d'écoulement à l'échelle du glacier, surtout quand ceux-ci sont animés d'une dynamique très intense, comme c'est le cas des glaciers émissaires.

Il faudrait ainsi recalibrer les vitesses d'écoulement glaciaire de GRISLI (Figure 4.5.(b)) sur base de nos nouvelles sorties du MAR.



(a) Sim 1 vs Bamber

(b) Sim 2 vs Bamber



(c) Sim 3 vs Bamber

(d) Sim 4 vs Bamber

Figure 4.6. : Différence en 2012 entre épaisseurs de glace simulées et épaisseurs de glace observées de Bamber et al., 2013. (a) Simulation 1 (MAR 15km), (b) Simulation 2 (MAR 20 km), (c) Simulation 3 (MAR 25km), (d) Simulation 4 (MAR 30km). Les valeurs indiquées sont en m.

L'évolution du BMS total et de la décharge totale d'icebergs simulés par GRISLI a aussi été comparée à des observations sur la période 1992-2010 de Rignot *et al.* (2011). N'étant pas fournie directement par GRISLI, la décharge totale d'icebergs a été calculée sur base des séries temporelles du volume total de la calotte et du BMS total de la calotte de la manière suivante :

$$\text{BMT}(t) = \text{BMS}(t) - \text{décharge d'icebergs}(t)$$

$$\Leftrightarrow V(t) - V(t-1) = \text{BMS}(t) - \text{décharge d'icebergs}(t)$$

$$\Leftrightarrow V(t) = V(t-1) + \text{BMS}(t) - \text{décharge d'icebergs}(t)$$

$$\boxed{\text{Décharge d'icebergs (t) = BMS(t) + V(t-1) - V(t)}}$$

avec V, le volume total de la calotte

Les volumes de glace de décharge d'icebergs ont ensuite été convertis en Gt de glace suivant la formule :

$$m = \rho * V / 10^{12}$$

avec ρ , la densité de la glace valant 917 kg/m³

La Figure 4.7. illustre les résultats obtenus sur base de ceux issus de la simulation 4 (GRISLI forcé par les sorties du MAR initialement à 30 km de résolution). En comparant la Figure 4.7. à la Figure 4.8. extraite de Rignot *et al.* (2011), on peut constater que la diminution observée du BMS (donné en input de GRISLI) est bien représentée par le MAR forcé par les réanalyses. Par contre, alors que la décharge totale d'icebergs observée montre une tendance à une augmentation, GRISLI montre une décharge d'icebergs constante. L'explication vient de la calibration des vitesses d'écoulement et du vêlage. Les vitesses d'écoulement des glaciers sont calibrées dans GRISLI et demeurent constantes au cours des simulations. GRISLI ne saurait donc pas prendre en compte les phénomènes qui affectent les vitesses d'écoulement tels que la lubrification basale ou les perturbations au niveau des langues de glace terminales (cf. Section 2.2.1). Par conséquent, le vêlage d'icebergs au niveau des glaciers émissaires est constant. De plus, GRISLI fait s'épaissir la calotte sur les bords de sorte que le seuil de vêlage paramétré (épaisseur inférieure à 250 m au-dessus de l'océan) est de moins en moins souvent atteint.

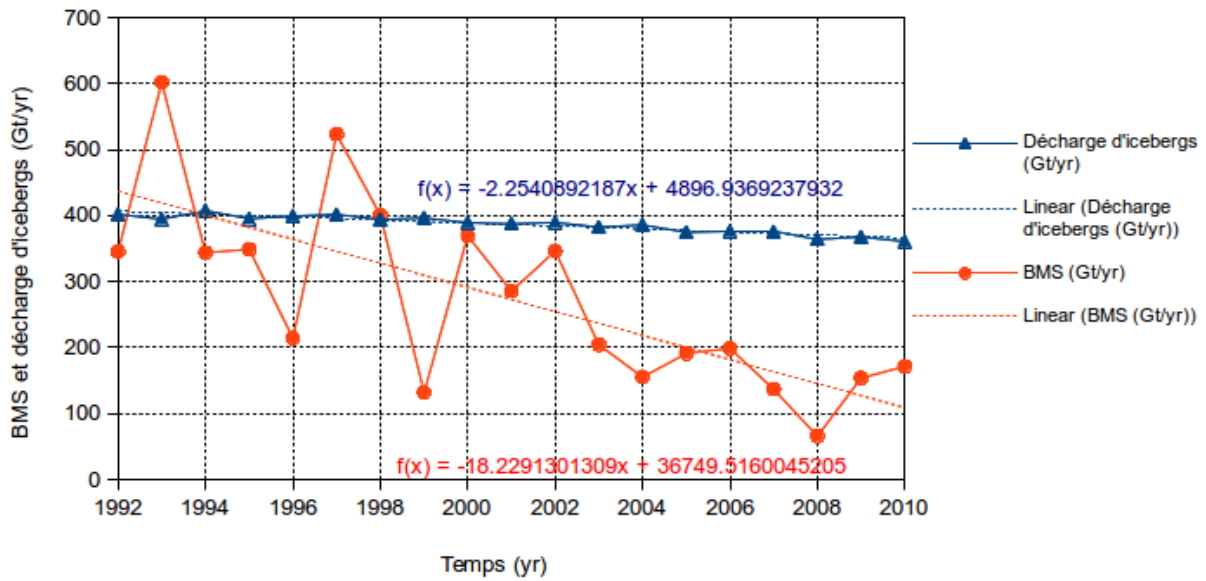


Figure 4.7. : BMS total et décharge d'icebergs totale simulés par GRISLI (simulation 4).

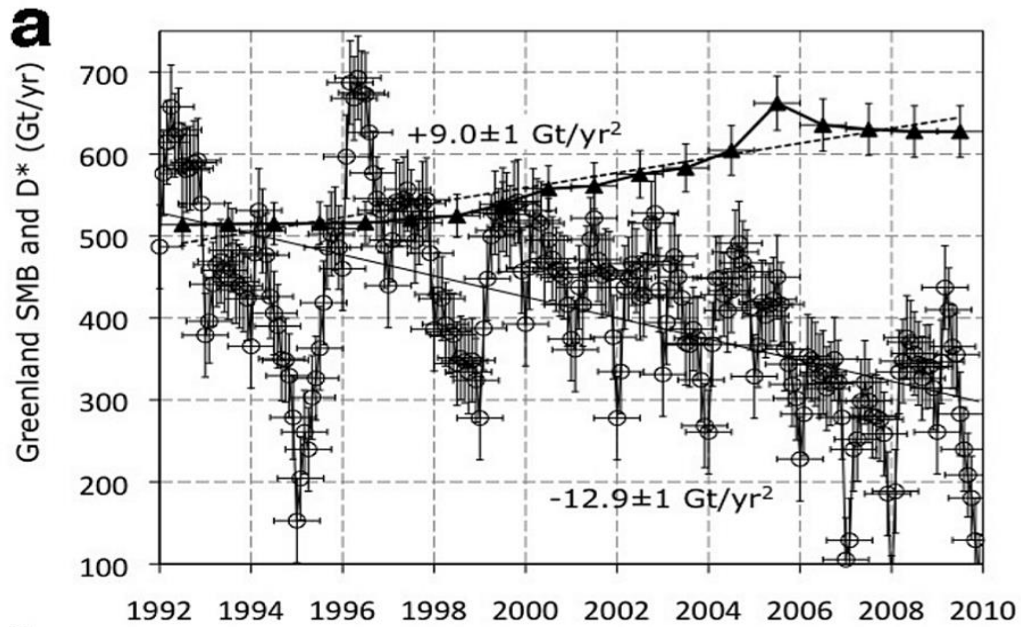


Figure 4.8. : BMS (ronds) et décharge d'icebergs (triangles) observés au Groenland entre 1992 et 2010
(Source : Rignot et al., 2011).

4.1.3. Impact du type d'interpolation des forçages

La RMSE moyenne des épaisseurs de glace simulées par rapport à celles observées par Bamber *et al.* (2013) (Figure 4.9.(a)), ainsi que l'épaisseur moyenne de la calotte glaciaire du Groenland (Figure 4.9.(b)) des simulations 1 (GRISLI forcé par les sorties de MAR 15 km interpolées intelligemment (cf. Section 3.5.2.)) et 5 (GRISLI forcé par les sorties de MAR 15 km interpolées de manière classique (cf. Section 3.5.1.)), ne montrent aucune différence significative tout au long des simulations, compte tenu des valeurs absolues de la RMSE moyenne et de l'épaisseur de glace moyenne. Cela signifie que de manière globale, le type d'interpolation utilisé ne change pas les résultats de façon significative.

Lorsque l'on compare les épaisseurs de glace en 2012 des simulations 1 (Figure 4.10.(a)) et 5 (Figure 4.10.(b)) par rapport aux épaisseurs de glace observées par Bamber *et al.* (2013), la distribution spatiale et les ordres de grandeurs sont identiques, avec des calottes simulées trop fines en leur centre et trop épaisses en certains endroits de leurs marges glaciaires, comme déjà observé sur la Figure 4.6. Les différences d'épaisseurs de glace entre les simulations 5 et 1 (Figure 4.11.(d)) sont très faibles, en comparaison avec celles obtenues lorsque l'on compare les simulations 1, 2, 3 et 4 entre elles (Figure 4.11.(a)-(b)-(c)), alors que leurs forçages, différant par leur résolution spatiale initiale (respectivement 15, 20, 25 et 30 km), ont pour toutes ces simulations été interpolés à la résolution spatiale de GRISLI (5 km) de manière intelligente (cf. Section 3.5.2.). Les écarts entre les épaisseurs de glace calculées par des simulations dont les forçages diffèrent par leur résolution spatiale initiale mais ayant été interpolés selon la même technique (simulations 1, 2, 3 et 4), sont plus grands (Figure 4.11.(a)-(b)-(c)) que les écarts d'épaisseurs de glace entre simulations dont les forçages sont initialement à la même résolution mais ayant été interpolés selon des techniques différentes (simulations 1 et 5) (Figure 4.11.(d)).

En conclusion, la résolution spatiale du MAR influence plus les résultats de GRISLI que la technique utilisée pour interpoler les résultats du MAR à la résolution de GRISLI. Dans la Section 4.1.1., nous avons conclu que les différences entre les simulations, ne différant que par la résolution spatiale de leurs forçages (simulations 1, 2, 3 et 4), étaient négligeables compte tenu de l'erreur absolue par rapport à la calotte observée de Bamber *et al.* (2013). On peut donc conclure que la correction des sorties du MAR pour tenir compte de la topographie sous-maille n'influence pas les résultats de GRISLI pour le climat présent car les différences entre les sorties du MAR corrigées ou non se situent uniquement sur les bords des calottes. Nous verrons cependant par la suite (dans la Section 4.2.1.) que cette technique de correction est utile lorsque l'on a des topographies sensiblement différentes.

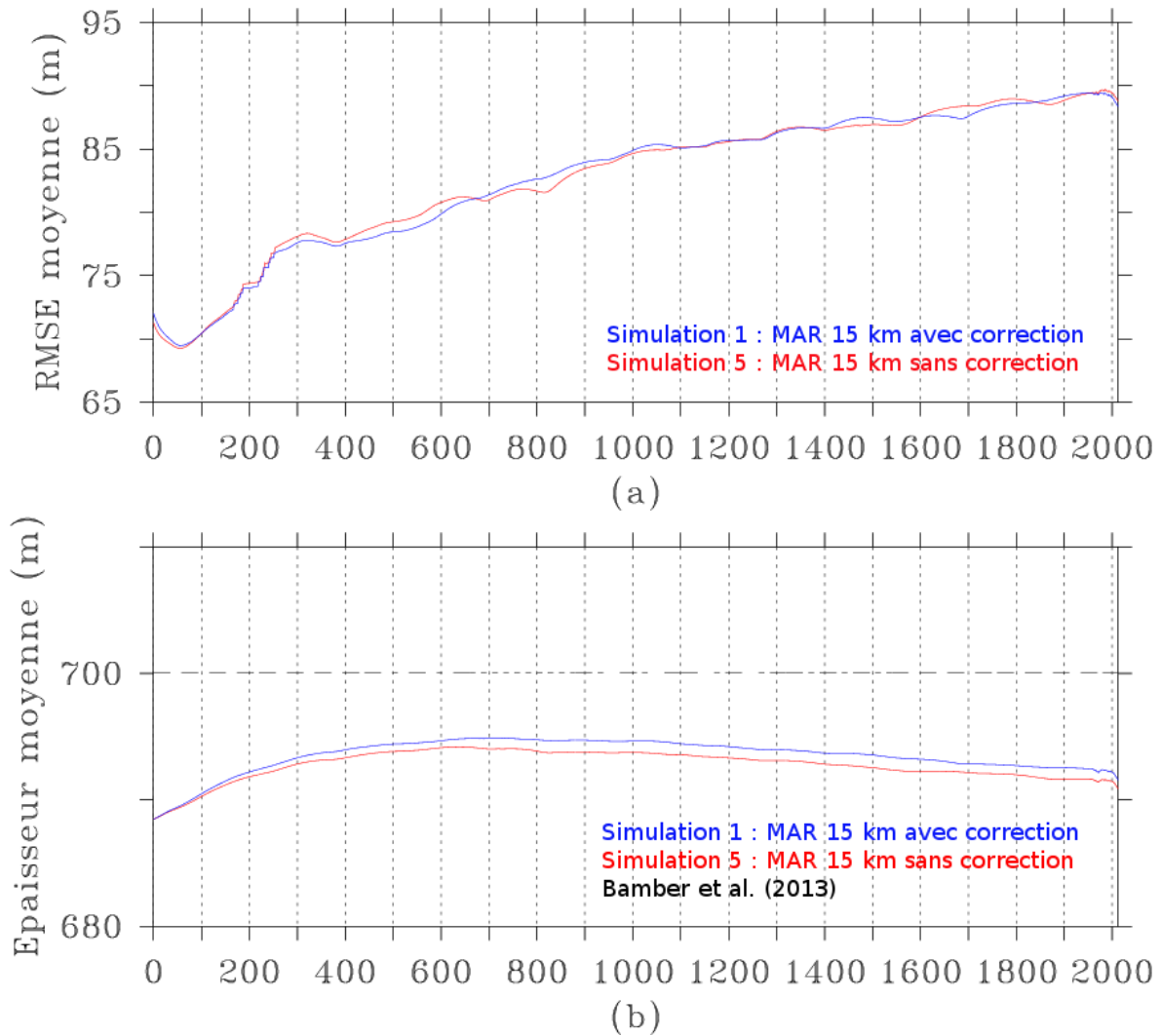


Figure 4.9. : (a) Evolution de la RMSE moyenne de l'épaisseur de la calotte glaciaire du Groenland durant les simulations 1 et 5 par rapport à l'épaisseur de Bamber et al. (2013). Pour rappel, aux cours de ces simulations, nous forçons GRISLI par le BMS moyen 1961-1990 pendant 1960 ans et ensuite, à partir de 1961, par le BMS moyen annuel de MAR forcé par les réanalyses. Les forçages de GRISLI sont issus de MAR 15 km et ont été interpolés à la résolution de GRISLI (5km) de manière intelligente (cf. Section 3.5.2.) pour la simulation 1 et de manière classique (cf. Section 3.5.1.) pour la simulation 5. (b) Evolution de l'épaisseur de glace moyenne durant les simulations 1 et 5, ainsi que l'épaisseur moyenne (~700 m) de la calotte observée par Bamber et al. (2013).

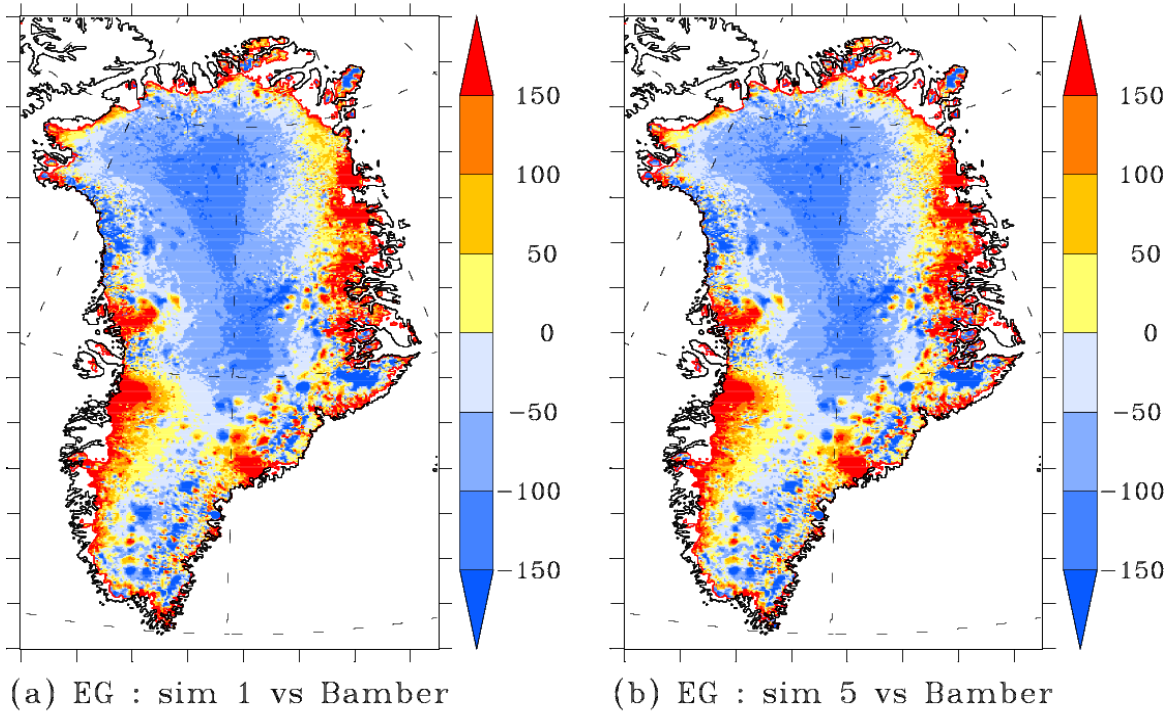


Figure 4.10. : Différence en 2012 entre les épaisseurs de glace (EG) en m (a) calculées par la simulation 1 et observées par Bamber et al. (2013) ; (b) calculées par la simulation 5 et observées par Bamber et al. (2013).

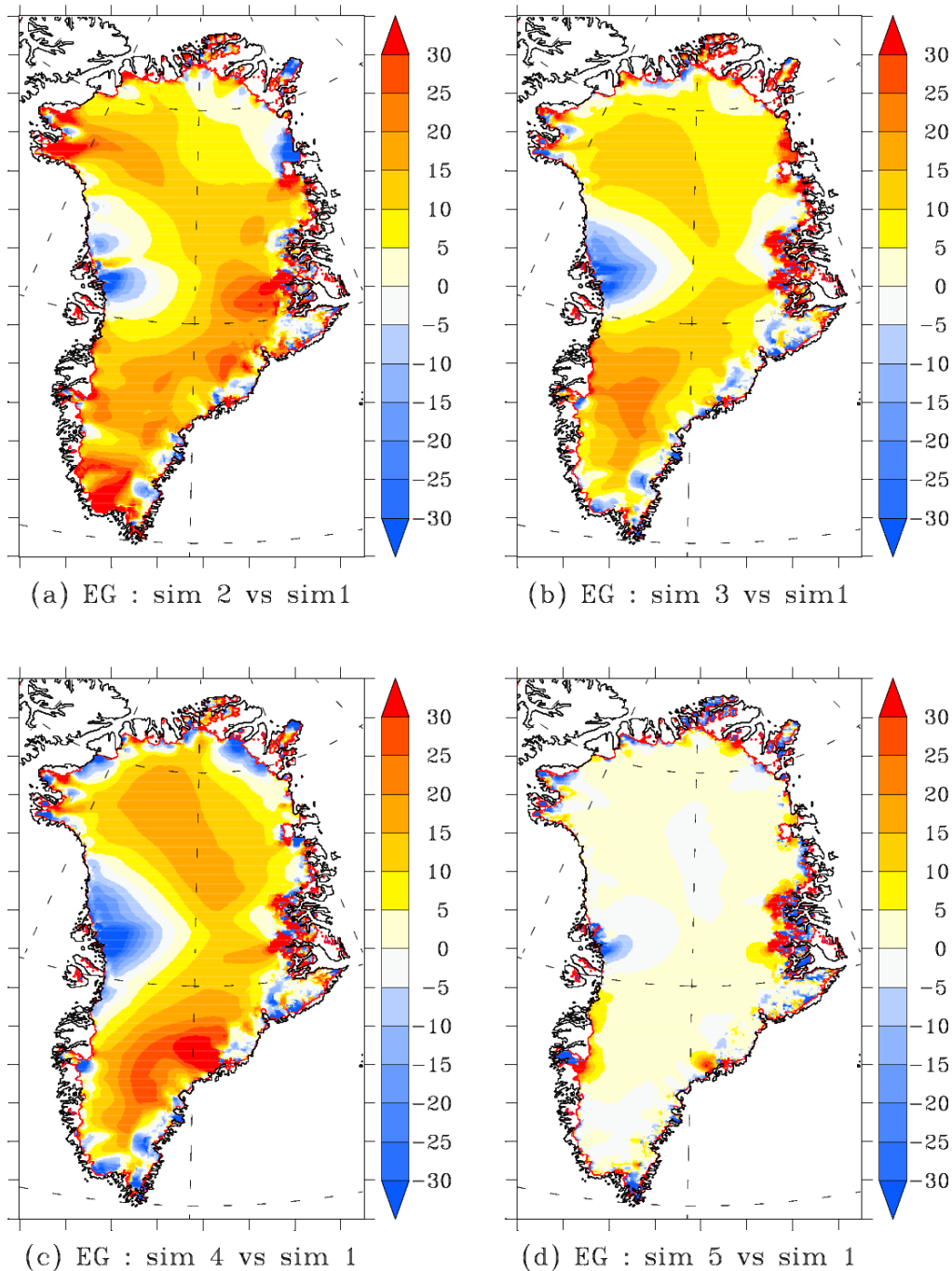


Figure 4.11. : Différences en 2012 d'épaisseurs de glace par rapport à celles calculées par la simulation 1 (MAR 15 km) (a) simulation 2 (MAR 20 km); (b) simulation 3 (MAR 25 km) ; (c) simulation 4 (MAR 30 km) et (d) simulation 5 (MAR 15 km). Pour rappel, les forçages issus des simulations MAR employés dans les simulations 1, 2, 3 et 4 ont été interpolés à la résolution de GRISLI de manière intelligente (cf. Section 3.5.2.) tandis que ceux utilisés pour la simulation 5 ont été interpolés de manière classique (cf. Section 3.5.1.). Les valeurs sur cette figure sont en m.

4.1.4. Réanalyses vs MIROC5

La Figure 4.12.(a) montre la différence d'épaisseur de glace obtenue à l'équilibre par les simulations 4 et 6.

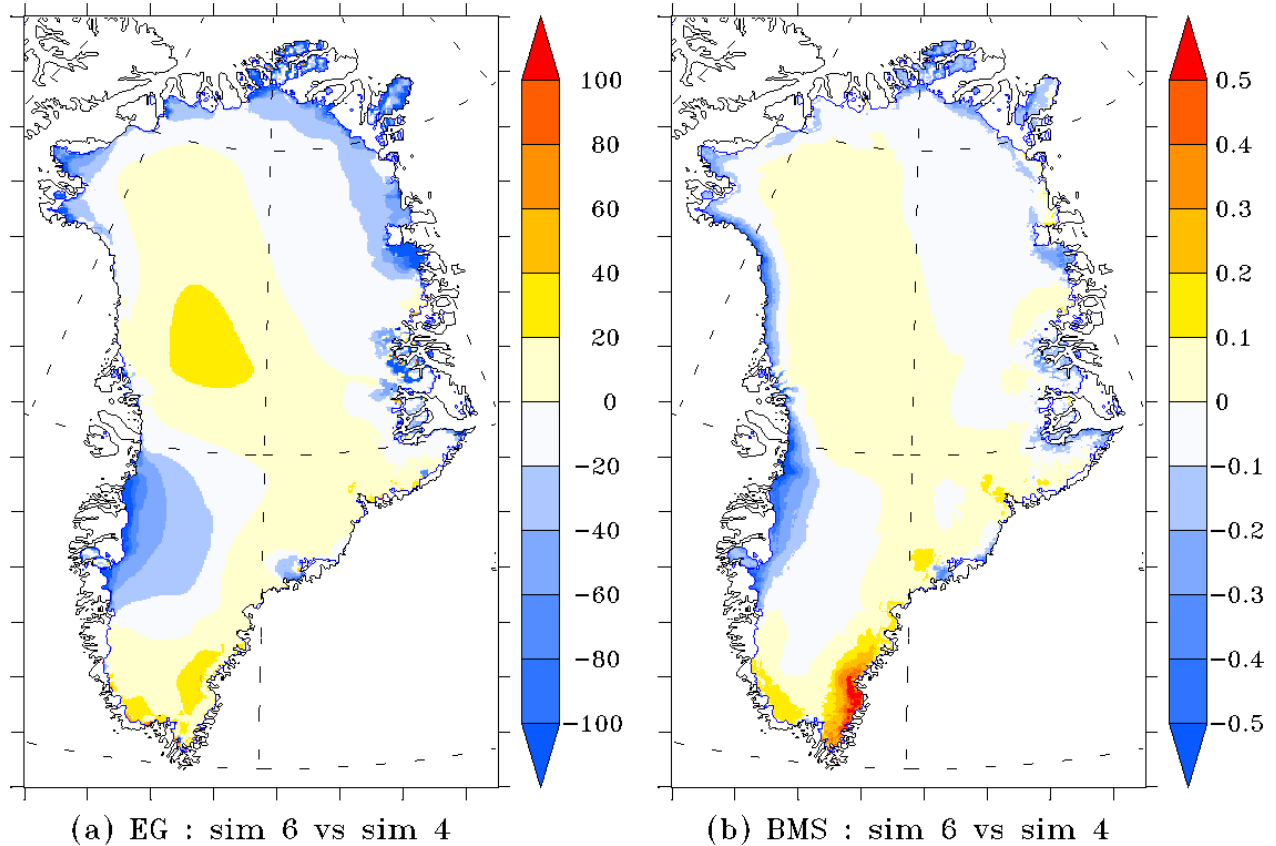


Figure 4.12. : (a) Différence d'épaisseur de glace (EG) à l'état d'équilibre entre la simulation 6 et la simulation 4. (b) Différence de BMS de forçage pendant la partie stationnaire des simulations 4 et 6. Les valeurs indiquées sont en m.

La calotte à l'équilibre, obtenue en forçant GRISLI par des sorties de MAR forcé par MIROC5 (simulation 6), présente des épaisseurs de glace moins importantes que GRISLI forcé par des sorties du MAR forcé par les réanalyses (simulation 4), surtout sur les bords de la calotte à l'exception du centre de la calotte et des marges du S-SE où les épaisseurs sont plus importantes. Ces différences proviennent du BMS ayant forcé le modèle chaque année tout au long de la partie stationnaire des simulations. Les différences entre les deux BMS de forçage (Figure 4.12.(b)) présentent la même distribution spatiale que les différences d'épaisseurs. GRISLI, forcé par MAR forcé par MIROC5 (simulation 6), calcule des BMS plus faibles que la simulation de référence (simulation 4 où GRISLI a été forcé par MAR forcé par les réanalyses) sur les marges glaciaires, tandis que sur le centre de la calotte et surtout sur les marges glaciaires du Sud, les BMS sont plus élevés. Lorsque l'on compare

la variation spatiale des différences de BMS de la Figure 4.12.(b) à la Figure 1 de Fettweis *et al.* (2013), montrant les anomalies de BMS de MAR forcé par MIROC5 par rapport à MAR forcé par les réanalyses, on retrouve la même distribution spatiale. Les différences de BMS sont directement liées à MIROC5. Ce dernier simule une atmosphère trop froide en été au S-SE du Groenland (de l'ordre de 1°C) par rapport aux ERA-Interim, de sorte que MAR forcé par MIROC5 sous-estime la fonte en surface d'où des BMS plus grands dans cette région de l'inlandsis du Groenland (Fettweis *et al.*, 2013). En outre, MAR forcé par MIROC5 présente plus de ruissellement en surface sur les marges glaciaires, en dehors de celles du S-SE, ce qui explique les BMS plus faibles à ces endroits.

4.1.5. Résumé

2000 ans de simulation stationnaire sont suffisants pour stabiliser GRISLI. La résolution spatiale initiale (de 15 à 30 km) des forçages de GRISLI n'a que des impacts négligeables sur les résultats de GRISLI de même que la méthode d'interpolation des forçages MAR. On peut donc raisonnablement faire tourner MAR à 30km de résolution pour produire nos champs de forçage pour GRISLI ou encore pour coupler MAR avec GRISLI du moment qu'on utilise une interpolation améliorée pour interpoler les champs du MAR à la résolution de GRISLI. Le gain de temps par rapport à MAR tournant à 15km de résolution n'est évidemment pas négligeable. MAR à 30 km est huit fois plus rapide qu'à 15 km !

La calibration des vitesses d'écoulement de la version présente de GRISLI limite la capacité du modèle à reproduire l'évolution de la calotte de Groenland sur le climat présent, dont notamment sa tendance au cours des vingt dernières années à un accroissement de la perte de masse par vêlage d'icebergs. D'une part, les vitesses d'écoulement ont été calibrées sur base de BMS qui étaient plus importants au centre de la calotte et moins importants sur les bords. D'autre part, la résolution spatiale du modèle n'est probablement pas assez fine pour calibrer les vitesses d'écoulement de glaciers individuels rendant ceux-ci instables. Les vitesses d'écoulement fixées dans GRISLI sont trop grandes au centre de la calotte et trop faibles sur les bords (là où sont présents de nombreux glaciers émissaires), d'où la tendance de la calotte à s'affiner en son centre tandis qu'elle s'épaissit sur les bords. De plus, comme les vitesses sont calibrées avant la simulation et non calculées en cours de simulation, les accélérations des glaciers ne sont pas prises en compte par GRISLI et la masse perdue par vêlage est inchangée d'année en année, pour autant qu'il n'y ait pas de changements dans la couverture de glace de GRISLI. En outre, comme les vitesses d'écoulement sont fixes durant les simulations, elles ne sont pas adaptées aux changements de géométrie des glaciers, ce qui est une cause supplémentaire de l'instabilité des glaciers émissaires où les changements de géométrie sont très rapides.

En forçant GRISLI par des sorties de MAR forcé par MIROC5 et en comparaison avec le cas où l'on force GRISLI par des sorties du MAR forcé par réanalyses, on obtient des épaissements moins importants sur les bords de la calotte à l'exception du centre de la calotte et des marges glaciaires du S-SE où les amincissements sont plus faibles. L'origine de ces différences d'épaisseur vient de MIROC5 qui simule en été une atmosphère trop froide, de l'ordre de 1°C sur le S-SE du Groenland par rapport aux ERA-Interim. Ainsi, MAR forcé par MIROC5 y simule moins de ruissellement en surface durant la saison de fonte, avec pour conséquence des BMS plus grands.

4.2. Climat futur

4.2.1. Evolution de la calotte et de son BMT

Comme l'atteste la Figure 4.13., les trois simulations (7, 8 et 9) prévoient une diminution du volume de la calotte glaciaire du Groenland à un rythme de plus en plus important au cours du XXI^e siècle. Cette perte générale de volume est causée par un amincissement de la calotte sur ses bords (Figure 4.14.(a)-(c)-(e)) sous l'effet d'un BMS se réduisant en ces endroits (Figure 4.14.(b)-(d)-(f)). Le BMS total de la calotte glaciaire du Groenland présente une tendance à une diminution causée par une fonte en surface accrue en raison de l'allongement de la saison de fonte et de l'augmentation des températures (Figure 4.15.). De plus, au cours de la deuxième partie du XXI^e siècle, le BMS, positif pour le climat présent, est de plus en plus fréquemment négatif. En outre, l'allure des courbes d'évolution du BMS (Figure 4.15.) et du BMT (Figure 4.16.) est très similaire, ce qui signifie que l'évolution du BMT au cours XXI^e siècle est dominée par l'évolution du BMS.

La décharge d'icebergs, quant à elle, diminue au cours du XXI^e siècle (Figure 4.17.). Cette réduction du vêlage d'icebergs dans le futur s'explique par le retrait de la calotte vers l'intérieur des terres, comme l'illustre la Figure 4.18 montrant une réduction de la superficie de la calotte. En outre, les vitesses des glaciers sont imposées dans GRISLI et ne varient pas au cours du temps. La diminution de la décharge d'icebergs ne peut donc pas s'expliquer par un ralentissement des glaciers émissaires. Pour rappel, pour le climat présent, la masse perdue par la calotte glaciaire du Groenland par décharge d'icebergs est contrebalancée par un BMS positif. Un changement de régime se produit ainsi dans le futur, avec un BMS devenant négatif s'ajoutant à la décharge d'icebergs, qui diminue, pour faire perdre à la calotte de la masse. Il faut toutefois souligner que, bien que l'on ait une tendance à une réduction du vêlage, celle-ci est biaisée par la mauvaise calibration des vitesses d'écoulement des glaciers, observée lors des simulations à l'équilibre et sur le climat présent (cf. Sections 4.1.2. et 4.1.4.). En effet, ces vitesses sont trop faibles sur les bords de la calotte et trop grandes à l'intérieur de celle-ci la faisant s'épaissir sur les bords et se vider de l'intérieur. On peut ainsi en conclure que le retrait de la calotte, et par conséquent la réduction de la perte de masse par vêlage d'icebergs, sont sous-évalués dans nos simulations futures, étant donné que le retrait de la calotte vers l'intérieur du Groenland est ralenti par les marges glaciaires trop épaisses au climat présent par rapport à la calotte observée par Bamber *et al.* (2013). Enfin, la sous-évaluation de la diminution de la décharge d'icebergs a aussi un impact sur le volume total et sur le BMT de la calotte qui sont alors eux aussi sous-évalués.

Outre ces tendances générales, des différences existent entre les simulations. Les Figures 4.13., 4.15. et 4.16. montrent que des différences commencent à apparaître entre la simulation 7 (GRISLI forcé par MAR non-couplé, ne tenant pas compte de la rétroaction BMS altitude) et les deux autres simulations (8 et 9, tenant compte de la rétroaction BMS-altitude) à partir de 2075, ce qui suggère que la rétroaction BMS-altitude commence à devenir importante à partir de ces années-là sous le scénario RCP 8.5. En 2100, le volume de la calotte, le BMT et le BMS calculés par la simulation 7 sont supérieurs à ceux calculés par la simulation 8 de référence (GRISLI forcé par MAR couplé). Figure 4.19.(a) montre que la simulation 7 calcule un amincissement sur les bords de la calotte moins important, de l'ordre de 2 %, par rapport à la simulation 8 de référence (GRISLI forcé par MAR couplé, tenant compte de la rétroaction BMS-altitude). Toutefois, ces différences d'épaisseur de glace ne dépassent pas les dix mètres en 2100. Ces différences sont causées par des BMS de forçage plus grands sur les bords de la calotte lorsque la rétroaction BMS-altitude n'est pas prise en compte (simulation 7) (Figure 4.19.(b)). En effet, quand cette rétroaction est prise en compte, lorsque la glace fond en surface, l'altitude de la calotte diminue ce qui renforce l'augmentation de température initiale, qui renforce à son tour, la fonte en surface. Cependant, une atmosphère plus chaude signifie également plus de précipitations. En outre, une topographie plus basse de la calotte permet aussi à ces précipitations de pénétrer davantage à l'intérieur de l'inlandsis. Au vu des résultats, la résultante de ces différents phénomènes consiste en une réduction plus importante du BMS sur les bords lorsque la rétroaction BMS-fonte (Figure 4.19.(b)) est prise en compte dans la simulation 8 (par rapport à la simulation 7) avec pour conséquence un amincissement plus important de la calotte sur les marges glaciaires (Figure 4.19.(a)).

La simulation 9 avait pour but de reproduire les résultats de la simulation de référence (simulation 8) en utilisant des forçages issus du MAR non-couplé mais en les corrigeant suivant les variations d'épaisseurs de glace calculées par GRISLI (cf. Section 3.7.2.3.). Les différences entre les simulations 8 et 9 apparaissent plus tardivement, vers 2085 et se creusent ensuite tout en demeurant inférieures aux différences entre les simulations 7 et 8 (Figures 4.13, 4.15. et 4.16.). En 2100, les épaisseurs de glace calculées par la simulation 9 sont très proches de celles calculées par la simulation 8 de référence (Figure 4.19.(c)). Sur la presque totalité de la calotte, les différences d'épaisseur de glace entre les simulations 9 et 8 sont inférieures au mètre (Figure 4.19.(c)). Toutefois, certaines parties des marges glaciaires présentent des amincissements plus importants en raison de BMS plus faibles en ces endroits (Figure 4.19.(d)). Ces endroits, le SO, l'Est et le NE de la calotte glaciaire du Groenland, sont ceux qui présentent les plus fortes réductions de BMS et les plus forts amincissements de glace en 2100 par rapport au présent (Figure 4.14.). Les BMS de forçages de la simulation 9, plus faibles que ceux de la simulation 8, suggèrent que la correction en cours de simulation appliquée aux BMS de forçage de la simulation 9 est trop grande sur les bords. Lorsque les amincissements de la glace deviennent trop

importants dans ces régions suite à des changements de vents en surface (dus aux changements de pente de la calotte) influençant les flux de chaleur sensible, le BMS décroît moins vite avec l'altitude qu'à l'intérieur de la calotte.

Les différences entre simulations sont moins évidentes en ce qui concerne le vêlage d'icebergs. Toutefois, entre 2080 et 2096-2097, la simulation 9 présente la perte de masse par décharge d'icebergs la plus faible (Figure 4.17.), car l'extension de la calotte issue de cette simulation est plus réduite que celle issue des simulations 7 et 8 (Figure 4.18.).

Globalement, en 2100, la simulation 9 produit des résultats plus proches de la simulation 8 que la simulation 7, grâce aux corrections des BMS de forçage. Les endroits de la calotte où les différences de BMS et d'épaisseurs de glace par rapport à la simulation 8 de référence dépassent respectivement les 0,1 m et les 1 m, sont beaucoup plus réduits avec la simulation 9 (Figure 4.19.(c)-(d)) qu'avec la simulation 7 (Figure 4.19.(a)-(b)). De plus, ces espaces ne se limitent en effet qu'à une fine tranche des bords de la calotte, ne dépassant pas les 100 km. La technique de correction des forçages employée lors de la simulation 9 semble dès lors avoir bien fonctionné, malgré une correction légèrement trop forte en certains endroits des bords de la calotte.

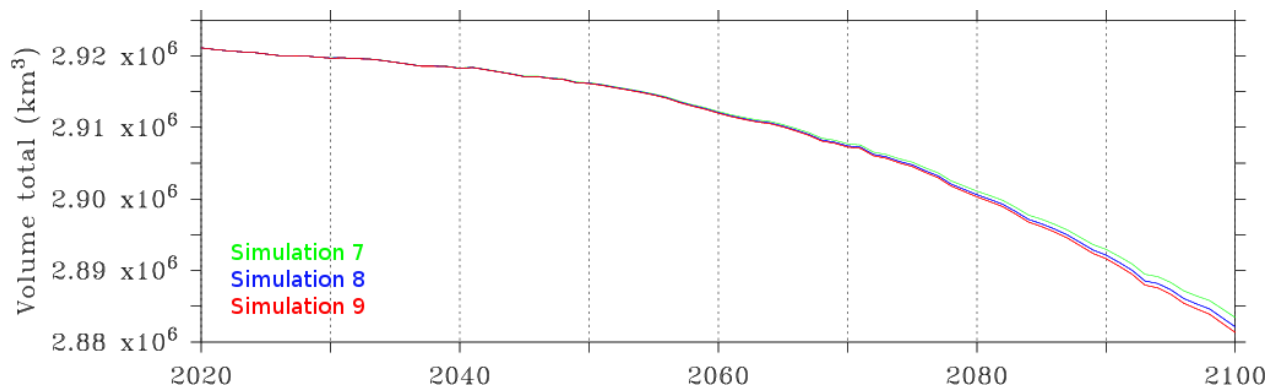


Figure 4.13. : Evolution du volume de la calotte glaciaire du Groenland au cours du XXIe siècle simulé par les simulations 7, 8 et 9 en km³ de glace.

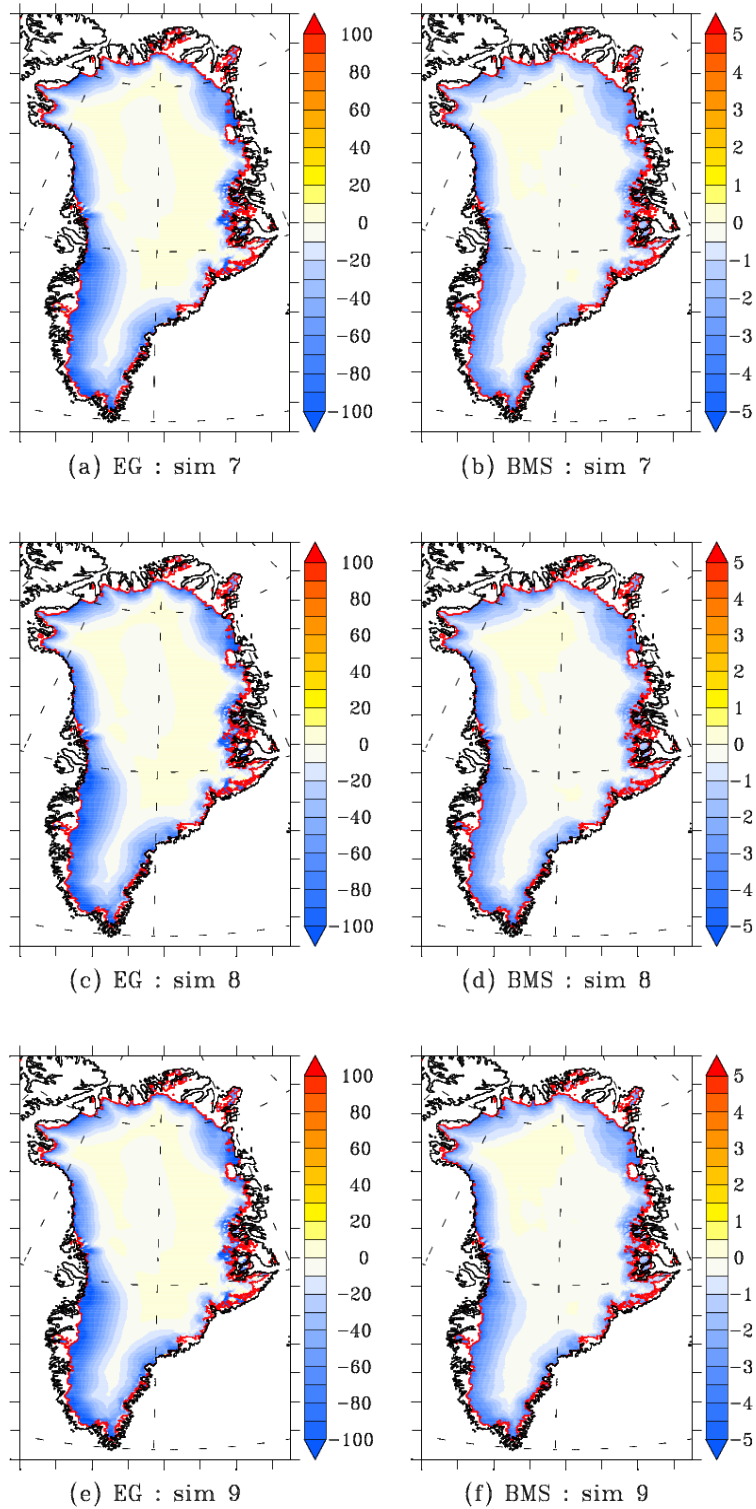


Figure 4.14. : (a) Anomalies de l'épaisseur de glace en 2100 de la simulation 7 par rapport à la période 1986-2005 en m. (b) Idem que (a) pour le BMS en mètre équivalent eau. (c) Idem que (a) mais pour la simulation 8. (d) Idem que (b) mais pour la simulation 8. (e) Idem que (a) mais pour la simulation 9. (f) Idem que (b) mais pour la simulation 9.

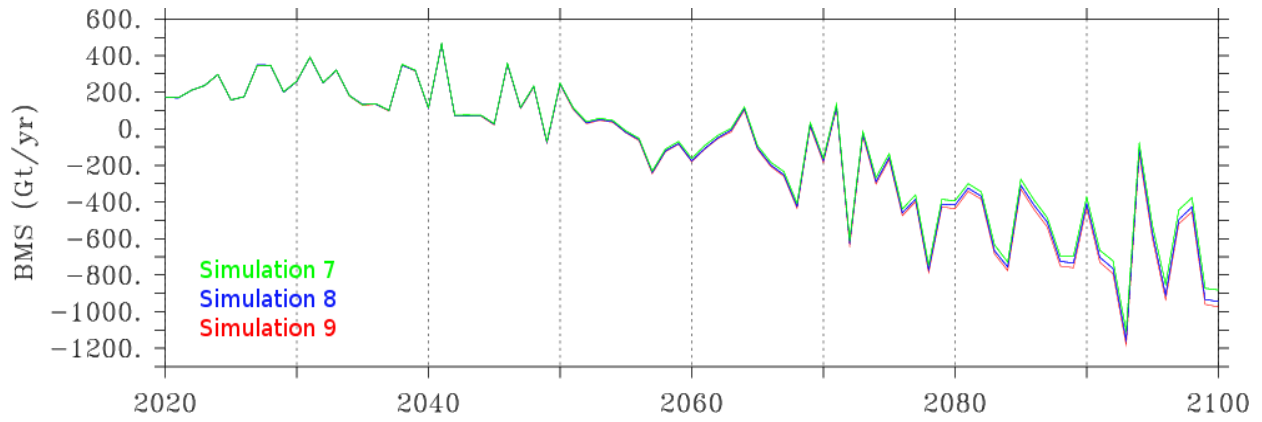


Figure 4.15. : Evolution du BMS de la calotte glaciaire du Groenland prévu par les simulations 7,8, et 9, au cours du XXIe siècle.

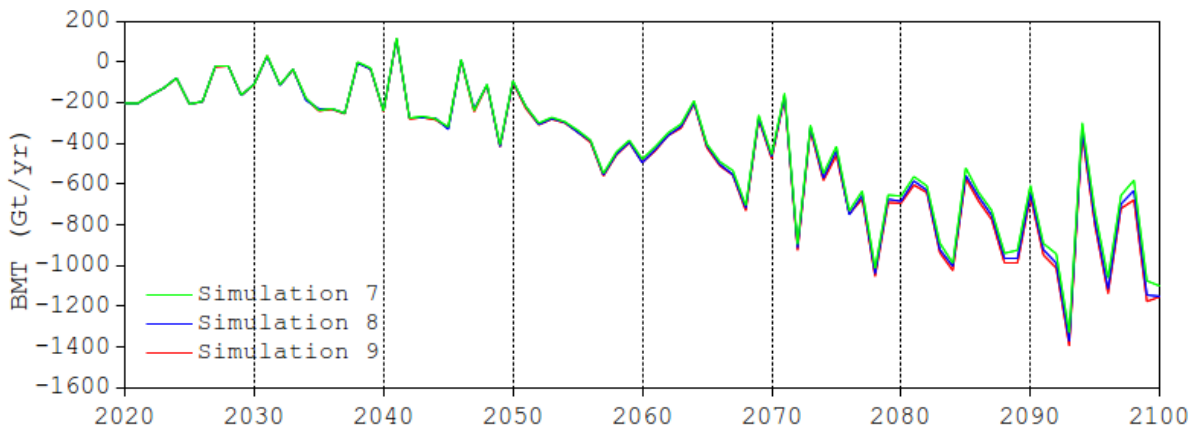


Figure 4.16. : Evolution du BMT de la calotte glaciaire du Groenland au cours du XXIe siècle simulé par les simulations 7, 8 et 9 en Gt/an.

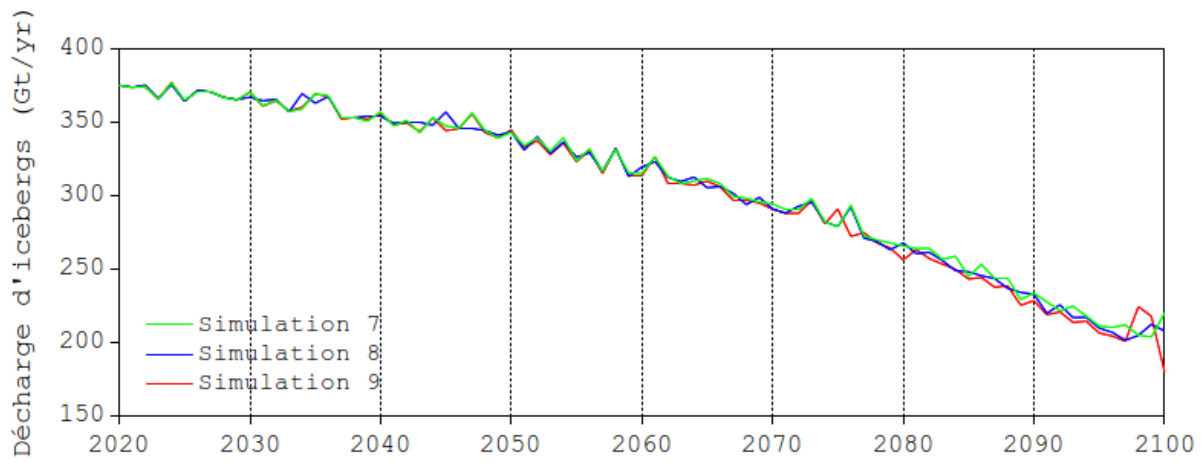


Figure 4.17. : Evolution de la décharge d'icebergs (Gt/an) simulée par les simulations 7, 8 et 9.

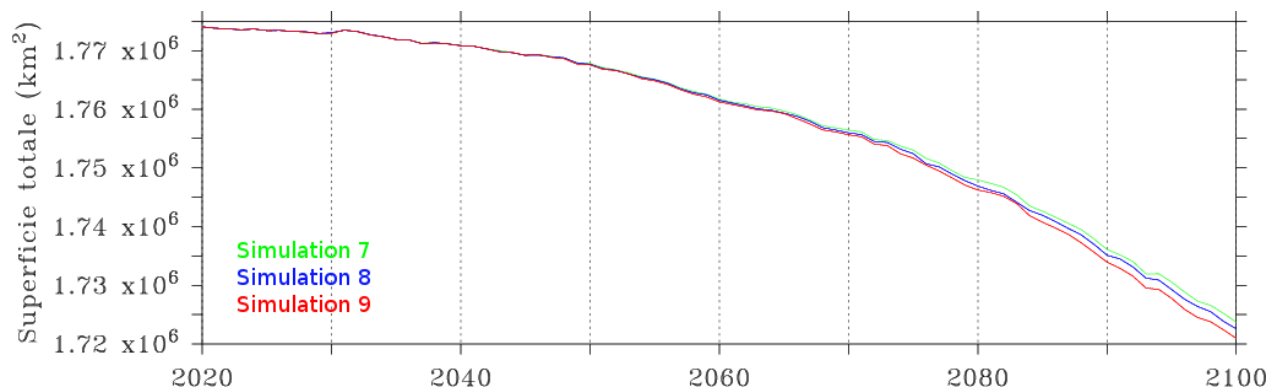
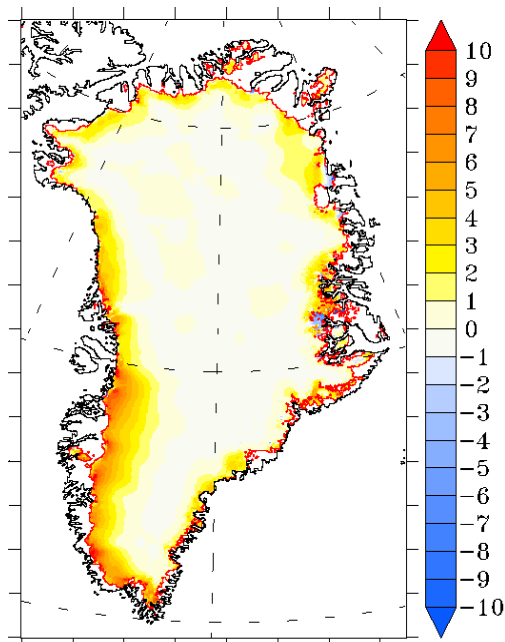
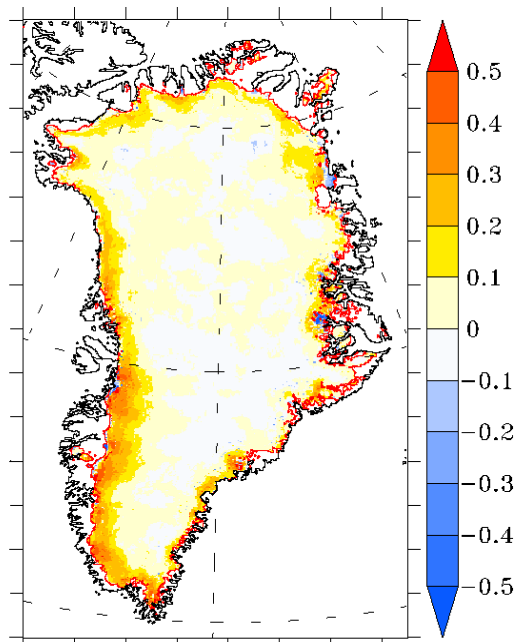


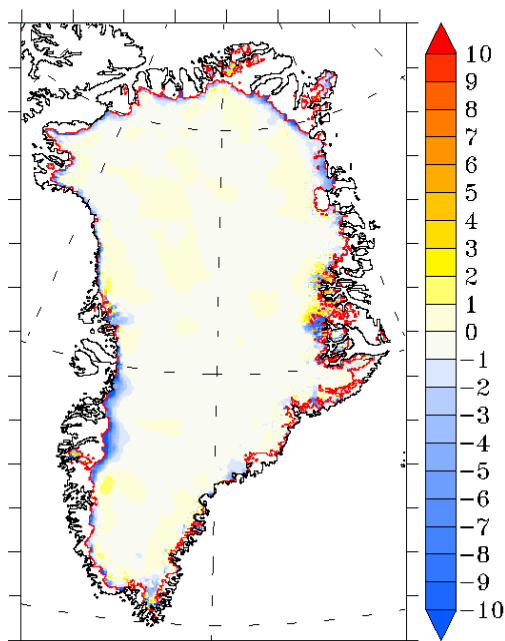
Figure 4.18. : Evolution au cours du XXI^e siècle de la superficie totale de la calotte glaciaire de Groenland simulée par les simulations 7, 8 et 9, en km².



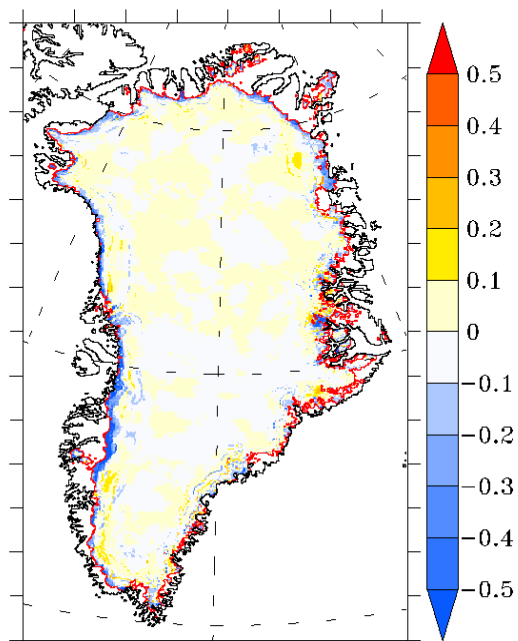
(a) EG : sim 7 vs sim 8



(b) BMS : sim 7 vs sim 8



(c) EG : sim 9 vs sim 8



(d) BMS : sim 9 vs sim 7

Figure 4.19. : (a) Différence d'épaisseurs de glace (en m) et de (b) BMS (en m équivalent eau) en 2100 de la simulations 7 par rapport à la simulation 8. (c) Idem que (a) mais pour la simulation 9 par rapport à la simulation 8. (d) Idem que (b) mais pour la simulation 9 par rapport à la simulation 8.

4.2.2. Contribution à la hausse du NGMM

Le BMT annuel indique la masse perdue ou gagnée par la calotte chaque année. Grâce aux BMT que nous avons calculés, nous pouvons estimer l'impact de cette perte annuelle de glace sur le NGMM dans le futur sous le scénario d'émissions RCP 8.5.

Tout d'abord, nous avons converti la masse de glace perdue (BMT) en volume d'eau perdu.

$$\begin{aligned} m_{\text{glace}} &= m_{\text{eau}} \\ \Leftrightarrow \rho_{\text{glace}} * V_{\text{glace}} &= \rho_{\text{eau}} * V_{\text{eau}} \\ \Leftrightarrow V_{\text{eau}} &= \rho_{\text{glace}} * V_{\text{glace}} / \rho_{\text{eau}} = m_{\text{glace}} / \rho_{\text{eau}} \quad [\text{m}^3] \end{aligned}$$

avec,

- m en kg (1Gt = 10^{12} kg)
- ρ en kg/m^3 , $\rho_{\text{eau}} = 1000 \text{ kg}/\text{m}^3$
- V en m^3

Ensuite, nous avons réparti ce volume d'eau perdu par la calotte sur l'entièreté de la surface du globe recouverte d'océans qui est d'à peu près 361 millions de km^2 .

$$\begin{aligned} \text{Hausse du NGMM} &= V_{\text{eau}} / S_{\text{océans}} \\ \Leftrightarrow \text{Hausse du NGMM} &= m_{\text{glace}} / (\rho_{\text{eau}} * S_{\text{océans}}) \\ \Leftrightarrow \text{Hausse du NGMM} &= m_{\text{glace}} / (1000 * 361 * 10^{12}) \end{aligned}$$

avec :

- S en m^2
- Hausse du NGMM en m

Sur base de nos calculs, nous obtenons les équivalences suivantes :

$$\begin{aligned} 100 \text{ Gt de glace} &\rightarrow +0,27 \text{ mm d'eau} \\ +1 \text{ mm d'eau} &\rightarrow 368 \text{ Gt de glace} \end{aligned}$$

Le Tableau 4.1. reprend l'élévation du NGMM en 2100 par rapport au NGMM de 1986-2005 due à la fonte de l'inlandsis du Groenland calculée sur base des résultats des simulations 7, 8 et 9. Les valeurs d'élévation du NGMM diffèrent peu d'une simulation à

l'autre. La différence entre la simulation 8 et la simulation 7 n'est que de 3 mm tandis que la différence entre la simulation 9 et la simulation 8 n'est que de 2 mm. Par ailleurs, les différences de résultats entre ces trois simulations proviennent du BMS de forçage de GRISLI qui domine le signal du BMT de la calotte.

Les BMS de forçage de la simulation 7, contrairement aux simulations 8 et 9, ne tiennent pas compte de la rétroaction positive BMS-altitude. C'est pour cette raison qu'ils présentent des valeurs systématiquement plus élevées par rapport aux deux autres simulations et que la hausse du NGMM de cette simulation 7 est la plus faible. La simulation 9, tente de reproduire les mêmes résultats que la simulation 8 (simulation de référence). Cependant, la correction réalisée sur les BMS de forçage est trop importante sur les bords (cf. Section 4.2.1.) de sorte que les BMS de forçage de la simulation 9 sont les plus faibles, et que la hausse du NGMM de cette simulation est plus grande que la simulation 8 de référence.

Simulation 7	Simulation 8	Simulation 9	AR5 GIEC
(2100)	(2100)	(2100)	(2081-2100)
0,097 m	0,1 m	0,102 m	0,12 [0,07 à 0,21] m

Tableau 4.1. : Élévation du niveau des mers en 2100 par rapport au NGMM de 1986-2005 issu des résultats des simulations 7, 8 et 9, et évaluations fournies par le GIEC dans son 5e rapport d'évaluation (AR5) par rapport au NGMM de 1986-2005 pour 2081-2100 (Church et al. 2013) . Les valeurs sont en m.

4.2.3. Perte de masse supplémentaire associée à la rétroaction positive BMS-altitude

La rétroaction BMS-altitude est responsable d'une hausse du niveau supplémentaire due à une perte de masse supplémentaire. Nous avons obtenu la perte supplémentaire due à la rétroaction BMS-altitude en comparant simplement la perte de masse en 2100 de la simulation 8 à celle de la simulation 7. On peut ainsi voir que la perte de masse due à la rétroaction BMS-altitude est de 1189 Gt, ce qui correspond à 3,29 mm d'élévation du NGMM supplémentaire en 2100 par rapport au NGMM de 1986-2005 (Tableau 4.2.). Cette perte de masse additionnelle ne représente toutefois que 3 % de la perte totale. Cette valeur de 3,29 mm correspond exactement à l'écart d'élévation du niveau des mers entre les simulations 7 et 8 constaté au point précédent (cf. Section 4.2.2.). En comparant la simulation 9 à la simulation 7, la perte de masse due à la rétroaction BMS-altitude est de 1 891 Gt, soit 5,24 mm d'élévation du NGMM. Nous avons ainsi une surestimation de la perte de masse due à la rétroaction BMS-altitude de 702 Gt ce qui correspond à une surestimation de la hausse du

NGMM de 1,94 mm. Cette surestimation provient de la correction des BMS trop importante sur les bords de la calotte (cf. 4.2.1.).

	Simulation 7	Simulation 8	Simulation 9
Perte de volume en 2100 par rapport à 1986-2005 (km³)	38 953	40 260	41 032
Perte de masse en 2100 par rapport à 1986-2005 (Gt)	35 447	36 637	37 339
Perte de masse supplémentaire due à la rétroaction BMS-altitude (Gt)	/	1 189	1 891
Perte de masse supplémentaire due à la rétroaction BMS-altitude (mmWE)	/	3,29	5,24

Tableau 4.2. : Perte de volume en km³ et de masse en Gt en 2100 par rapport à 1986-2005 de la calotte glaciaire du Groenland simulée par les simulations 7, 8 et 9. Perte de masse supplémentaire due à la rétroaction BMS-altitude en Gt et en mmWE (mm « Water Equivalent » (équivalent eau)) en 2100 par rapport à 1986-2005.

4.2.4. Résumé

Dans le futur, la perte de masse par vêlage d'icebergs devrait se réduire en raison du retrait de la calotte vers l'intérieur des terres. La perte de masse de la calotte glaciaire du Groenland sera ainsi dominée par le BMS de la calotte. La rétroaction BMS-altitude deviendra positive sur les bords de la calotte entraînant une perte de masse supplémentaire de l'ordre de 3 % en 2100 par rapport à 1986-2005. Cette perte de masse supplémentaire se traduit par une contribution supplémentaire à la hausse du NGMM.

Les résultats de GRISLI pour le climat futur sont biaisés par les biais constatés pour le climat présent. L'épaississement de la calotte simulé par GRISLI sur les bords constaté pour le climat présent, ralentit le retrait de la calotte. Par conséquent, nos projections surestiment probablement la NGMM, sachant que le vêlage d'iceberg est surestimé dans nos projections ainsi que la perte de masse en surface, car l'étendue de la zone d'ablation est surestimée.

La rétroaction BMS-altitude ne devient importante qu'à partir du milieu 2070 sous le scénario RCP 8.5.

La technique mise en œuvre pour éviter le couplage semble bien fonctionner jusqu'au milieu des années 2080. Au-delà, la correction appliquée au BMS de la calotte est trop forte sur les bords ce qui entraîne une sous-estimation du BMS de la calotte, un retrait de la calotte plus important et une surestimation de la perte de volume de la calotte.

5. Conclusion

5.1. Synthèse

Le but de cette recherche était d'évaluer la pertinence du couplage inédit entre un MCR (le modèle MAR), et un MCG (le modèle GRISLI). A cet effet, de nombreuses simulations ont été réalisées avec GRISLI en le forçant avec différentes sorties du MAR.

Une première série de simulations avait pour but de déceler les biais de GRISLI pour le climat présent afin d'interpréter au mieux les résultats obtenus pour le climat futur. En comparant les résultats de ces simulations de la topographie actuelle de la calotte simulée par GRISLI à des observations (issues de Bamber *et al.* (2013)), nous avons ainsi pu déterminer que :

- L'utilisation de sorties MAR initialement à une résolution spatiale de 30 km était tout à fait raisonnable. Par conséquent, le couplage de GRISLI et de MAR tournant à 30 km de résolution est justifiable.
- Les conditions initiales de GRISLI doivent être améliorées.
- Les vitesses d'écoulement glaciaire doivent être recalibrées sur base des sorties (BMS) de la nouvelle version du MAR, sorties qui ont servi à forcer GRISLI dans cette recherche. Les vitesses d'écoulement utilisées dans la version de GRISLI exploitée dans ce travail ont été calibrées sur base des sorties d'une ancienne version du MAR qui calcule des BMS différents de ceux calculés par la nouvelle version du MAR. En conséquence de ces mauvaises vitesses d'écoulement, la calotte est trop fine en son centre et trop épaisse sur les bords par rapport aux observations, ce qui biaise le retrait de la calotte, le vèlage d'icebergs, l'étendue de la zone d'ablation, et donc le BMT de la calotte.
- Comme les vitesses d'écoulement demeurent fixes durant toute la durée des simulations, des instabilités apparaissent au niveau des glaciers périphériques du Groenland. En effet, ces glaciers peuvent être animés d'une dynamique très intense qui change très rapidement leur géométrie. Or, les vitesses d'écoulement ne s'adaptent pas à ces changements de géométrie rendant ces glaciers instables. De plus, le vèlage est aussi biaisé par ces vitesses constantes. Il ne dépend ainsi que du nombre de glaciers atteignant la mer (conditionné par l'extension de la calotte) et de l'épaisseur de la glace au niveau de la langue terminale flottante de ces glaciers (le vèlage est paramétré dans GRISLI si la calotte a une épaisseur inférieure à 250 m). L'impact de la variation des vitesses d'écoulement des glaciers émissaires est ainsi négligé par GRISLI.

- La résolution spatiale de GRISLI (5 km) n'est probablement pas assez fine pour calibrer correctement les vitesses d'écoulement à l'échelle du glacier, surtout quand ceux-ci sont animés d'une dynamique très intense comme c'est le cas des glaciers émissaires. Il s'agit probablement d'une cause supplémentaire à l'instabilité qui demeure sur ces glaciers même après un spin-up de 2000 ans avec le même forçage.
- GRISLI ne parvient pas à recréer la tendance à une augmentation du vêlage observée au cours de ces vingt dernières années (Rignot *et al.*, 2011 ; Moon *et al.*, 2012 ; Sasgen *et al.*, 2012) car les vitesses d'écoulement sont fixes et ne dépendent donc pas, par exemple, de la quantité d'eau de fonte présente à la base des glaciers (Zwally *et al.*, 2001).

Une deuxième série de simulations réalisées pour le climat futur avait pour but de trouver une technique parvenant à recréer les résultats du couplage MAR-GRISLI afin d'éviter ce couplage gourmand en temps de calculs. Les conclusions de l'analyse de ces simulations sont les suivantes :

- Au cours de ces vingt dernières années, la contribution de la fonte de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM a augmenté en raison d'une décharge d'icebergs accrue. Dans le futur, la décharge d'icebergs devrait diminuer en raison du retrait de la calotte vers l'intérieur des terres. L'évolution de la perte de masse sera uniquement dirigée par les changements de BMS. La rétroaction BMS-altitude entraînera une diminution du BMS sur les bords de la calotte et ainsi, une perte de masse supplémentaire de 3 %.
- La rétroaction BMS-altitude ne devient importante qu'à partir du milieu des années 2070 sous le scénario RCP 8.5.
- La technique mise en œuvre pour éviter le couplage fonctionne bien jusqu'au milieu des années 2080. Au-delà, des différences entre les résultats du couplage et ceux de notre technique apparaissent et se creusent durant la fin du XXI^e siècle. Notre technique d'interpolation intelligente des BMS de forçage corrige trop fortement les BMS de forçage après ~2085, ce qui a pour effet de sous-estimer le BMT de la calotte et de surestimer sa contribution à la hausse du NGMM.
- Les bords trop épais de la calotte simulés par GRISLI pour le climat présent par rapport aux observations biaisent en partie les résultats de nos simulations du climat futur. Le retrait de la calotte dans le futur est ralenti, la diminution du vêlage d'icebergs est ainsi sous-évaluée, etc.

5.2. Pertinence du couplage MAR-GRISLI

Un couplage entre MAR tournant à 30 km et GRISLI tournant à 5 km est tout à fait raisonnable.

Pour ce qui est de sa pertinence au cours du XXI^e siècle, les résultats ont prouvé qu'on pouvait l'éviter jusque dans les années 2080 grâce à notre technique d'interpolation intelligente des forçages. Cependant, au-delà, le couplage deviendrait probablement nécessaire car notre technique sous-estime les BMS de forçage sur les bords de la calotte de sorte que des différences apparaissent entre les résultats du couplage et ceux de notre technique. Cependant, une possibilité pour éviter le couplage serait de réduire la correction du BMS (issus de MAR non-couplé) sur les bords de la calotte pour éviter cette surestimation de perte de masse supplémentaire.

En outre, l'utilisation de GRISLI comme MCG auquel couplé MAR est discutable. Tout d'abord, de nombreux biais sont apparus en raison de mauvaises conditions initiales et de vitesses d'écoulement mal calibrées et fixes en cours des simulations. Dans un travail ultérieur, on pourrait améliorer ces conditions initiales et recalibrer les vitesses d'écoulement. Cependant, même en effectuant ces améliorations, GRISLI resterait instable au niveau des glaciers périphériques très dynamiques, et peu fiable pour ce qui est du vêlage des icebergs en raison des vitesses d'écoulement qui demeurent fixes et de la résolution spatiale qui n'est probablement pas assez fine pour résoudre la dynamique des glaciers périphériques. Dès lors, on peut se demander si GRISLI n'est pas un MCG trop obsolète et s'il ne vaudrait mieux pas utiliser un MCG un peu plus complexe pour réaliser ce couplage, par exemple un MCG où les vitesses d'écoulement glaciaire s'adaptent aux changements de géométrie de la calotte.

5.3. Perspectives

Le couplage MAR–GRISLI constitue une avancée majeure pour l'amélioration de l'évaluation de la contribution de l'inlandsis du Groenland à la hausse du NGMM. Il s'agit en effet du premier couplage du genre permettant de calculer à la fois la contribution de l'inlandsis du Groenland via son BMS et via sa dynamique. Cependant le couplage MAR–GRISLI n'a fourni des résultats que jusqu'en 2100. Il serait ainsi intéressant de poursuivre les simulations de MAR couplé au-delà.

Le couplage MAR-GRISLI ouvre en outre la voie à d'autres couplages similaires, comme par exemple, au couplage de MAR avec un MCG plus sophistiqué que GRISLI qui a montré ses limites dans le cadre de cette recherche.

Toutefois, si GRISLI devait demeurer le MCG auquel MAR est couplé, des pistes d'amélioration de GRISLI existent en vue de réduire ses biais. Les conditions initiales de GRISLI pourraient être améliorées et les vitesses d'écoulement pourraient être recalibrées.

Concernant la technique mise en œuvre pour éviter le couplage, des améliorations peuvent être apportées pour éviter la sous-estimation des BMS sur les bords de la calotte. On pourrait, par exemple, réduire la correction apportée aux BMS, correction qui dépend des changements de topographie sur la calotte.

Enfin, une autre alternative au couplage serait de rendre directement la topographie du MAR dynamique en paramétrant dans MAR une relation faisant varier la topographie de la calotte glaciaire du Groenland suivant le BMS calculé par MAR.

Références

- Bamber J.L., Layberry R.L. and Gogineni S.P., 2001 : A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet 1. Measurement, data reduction, and errors. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 33773–33780.
- 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. and Steinhage D., 2013 : A new bed elevation dataset for Greenland. *The Cryosphere*, 7, pp. 499–510.
- Bartholomew I., Nienow P., Mair D., Hubbard A., King M.A. and Sole, A., 2010 : Seasonal evolution of subglacial drainage and acceleration in a Greenland outlet glacier. *Nature Geoscience*, 3 (6), pp. 408–411.
- Bengtsson, L., S. Koumoutsaris, and K. Hodges, 2011: Large-scale surface mass balance of ice sheets from a comprehensive atmosphere model. *Surveys in Geophysics*, 32, pp. 459–474.
- Bougamont, M., *et al.*, 2007 : The impact of model physics on estimating the surface mass balance of the Greenland ice sheet. *Geophysical Research Letter*, 34, L17501.
- Box J. E., Yang L., Bromwich D. H., and Bai L. S., 2009: Greenland ice sheet surface air temperature variability: 1840–2007. *Journal of Climate*, 22, pp. 4029–4049.
- Brun E., David P., Sudul M. and Brunot, G. 1992 : A numerical model to simulate snowcover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *Journal of Glaciology*, 38, pp. 13–22.
- Christoffersen P., *et al.*, 2011: Warming of waters in an East Greenland fjord prior to glacier retreat: Mechanisms and connection to large-scale atmospheric conditions. *The Cryosphere*, 5, pp. 701–714.
- Church J.A., Clark P.U., Cazenave A., Gregory J.M., Jevrejeva S., Levermann A., Merrifield M.A., Milne G.A., Nerem R.S., Nunn P.D., Payne A.J., Pfeffer W.T., Stammer D. and Unnikrishnan A.S., 2013 : Sea Level Change. 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. and Midgley P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Deschamps, P., *et al.*, 2012 : Ice-sheet collapse and sea level rise at the Bølling warming 14,600 years ago. *Nature*, 483, pp. 559–564.

- Driesschaert E., *et al.*, 2007 : Modeling the influence of Greenland ice sheet melting on the Atlantic meridional overturning circulation during the next millennia. *Geophysical Research Letters*, 34, L10707.
- Ewert H., Groh A. and Dietrich R., 2012 : Volume and mass changes of the Greenland ice sheet inferred from ICESat and GRACE. *Journal of Geodynamics*, 59, pp. 111–123.
- Fettweis X., Gallée H., Lefebvre L. and van Ypersele J.-P., 2005 : Greenland surface mass balance simulated by a regional climate model and comparison with satellite derived data in 1990–1991. *Climate Dynamics*, 24, pp. 623-640.
- Fettweis, X., 2007 : Reconstruction of the 1979–2006 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate model MAR. *The Cryosphere*, 1, pp. 21–40.
- Fettweis X., Tedesco M., van den Broeke M. And Ettema J., 2011 : Melting trends over the Greenland ice sheet (1958–2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *The Cryosphere*, 5, pp. 359–375.
- Fettweis X., Franco B., Tedesco M., van Angelen J. H., Lenaerts J. T. M., van den Broeke M. R. and Galée H., 2013 : Estimating the Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR. *The Cryosphere*, 7, pp. 469-489.
- Franco B., Fettweis X., Lang C., and 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, pp. 695–711.
- Gallée H. and Schayes G., 1994: Development of a three-dimensional meso- γ primitive equations model, *Monthly Weather Review*, 122, pp. 671–685, 1994.
- Gillet-Chaulet F., *et al.*, 2012 : Greenland ice sheet contribution to sea-level rise from a new-generation ice-sheet model. *The Cryosphere*, 6, pp. 1561–1576.
- Goelzer H., *et al.*, 2013 : Sensitivity of Greenland ice sheet projections to model formulations. *Journal of Glaciology*, 59, pp. 733-749.
- Graversen R. G., Drijfhout S., Hazeleger W., van de Wal R., Bintanja R. and Helsen M., 2011 : Greenland's contribution to global sea level rise by the end of the 21st century. *Climate Dynamics*, 37, pp. 1427–1442
- Gregory J.M., 2000 : Vertical heat transports in the ocean and their effect on time- dependent climate change. *Climate Dynamics*, 16, pp. 501–515.

- Gregory, J.M., and Huybrechts P., 2006 : Ice-sheet contributions to future sea-level change. *Philosophical transactions of the Royal Society of London A*, 364, pp. 1709–1731.
- Hanna E., Huybrechts P., Steffen K., Cappelen J., Huff R., Shuman C., Irvine-Fynn T., Wise S. and Griffiths M., 2008. Increased runoff from melt from the Greenland Ice Sheet: a response to global warming. *Journal of Climate*, 21 (2), pp. 331–341.
- Hanna E., Navarro F.J., Pattyn F., Domingues C.M., Fettweis X., Ivins E.R., Robert J. Nicholls R.J., Ritz C., Smith B., Tulaczyk S., Whitehouse P.L. and Zwally H.J., 2013 : Ice-sheet mass balance and climate change. *Nature*, 498, pp. 51-59.
- Harper N., Humphrey N. F., Pfeffer W. T., Brown J. & Fettweis X., 2012 : Greenland ice- sheet contribution to sea-level rise buffered by meltwater storage in firn. *Nature*, 491, pp. 240–243.
- Hartmann D.L., Klein Tank A.M.G., Rusticucci M., Alexander L.V., Brönnimann S., Charabi Y., Dentener F.J., Dlugokencky E.J., Easterling D.R., Kaplan A., Soden B.J., Thorne P.W., Wild M. and Zhai P.M., 2013 : Observations: Atmosphere and Surface. 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. and Midgley P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Holland, D.M., Thomas, R.H., de Young, B., Ribergaard, M.H., Lyberth, B., 2008 : Acceleration of Jakobshavn Isbrae triggered by warm subsurface ocean waters. *Nature Geoscience*, 1 (10), pp. 659–664.
- Howat I.M., Joughin I., Tulaczyk S. and Gogineni S., 2005 : Rapid retreat and acceleration of Helheim Glacier, east Greenland. *Geophysical Research Letters*, 32, L22502.
- Huybrechts P., Goelzer H., Janssens I., Driesschaert E., Fichet T., Gooze H., and Loutre M.F., 2011 : Response of the Greenland and Antarctic ice sheets to multi- millennial greenhouse warming in the earth system model of intermediate complexity LOVECLIM. *Surveys in Geophysics*, 32, pp. 397–416.
- IPCC, 2000 : Scénarios d'émissions : résumés à l'intention des décideurs. IPCC, Geneva, Switzerland, 20 p.
- Joughin I., Abdalati W. and Fahnestock M., 2004 : Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbrae glacier. *Nature* 432, pp. 608–610.
- Joughin, I., Smith B., Howat I., Moon T. and Scambos T., 2010: Greenland Flow Variability from Ice-Sheet-Wide Velocity Mapping. *Journal of Glaciology*, 56(197), pp. 415-430.

- Joughin I., Alley R.B. and Holland D.M., 2012 : Ice sheet response to oceanic forcing. *Science*, 338, pp. 1172-1176.
- Lambeck K. and Nakiboglu S.M., 1984 : Recent global changes in sea level. *Geophysical Research Letters*, 11, pp. 959-961.
- Lambeck, K., Yokoyama Y. and Purcell T., 2002: Into and out of the Last Glacial Maximum: sea level change during oxygen isotope stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21, pp. 343-360.
- Lefebre F., Gallée H., van Ypersele J.-P. and Greuell W., 2003 : Modeling of snow and ice melt at ETH-camp (West Greenland): a study of surface albedo. *Journal Geophysical Research*, 108, p. 4231.
- Lefebre F., Fettweis X., Gallée H., van Ypersele J.-P., Marbaix P., Greuell W. and Calanca, P., 2005 : Evaluation of a high-resolution regional climate simulation over Greenland. *Climate Dynamics*, 25, pp. 99-116.
- Masson-Delmotte, V., Schulz M., Abe-Ouchi A., Beer J., Ganopolski A., González Rouco J.F., Jansen E., Lambeck K., Luterbacher J., Naish T., Osborn T., Otto-Bliesner B., Quinn T., Ramesh R., Rojas M., Shao X. and A. Timmermann, 2013 : Information from Paleoclimate Archives. 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. and Midgley P.M. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Meehl G.A., Stocker T.F., Collins W.D., Friedlingstein P., Gaye A.T., Gregory J.M., Kitoh A., Knutti R., Murphy J.M., Noda A., Raper S.C.B., Watterson I.G., Weaver A.J. and Zhao Z.-C., 2007 : Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M. and Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mernild S.H., Mote T.L. and Liston G.E., 2011 : Greenland ice sheet surface melt extent and trends : 1960-2010. *Journal of Glaciology*, 57, pp. 621-628.
- Mikolajewicz U., Groger M., Maier-Reimer E., Schurgers G., Vizcaíno M. and Winguth A., 2007 : Long-term effects of anthropogenic CO₂ emissions simulated with a complex earth system model. *Climate Dynamics*, 28, pp. 599-634.
- Moon T., Joughin I., Smith B. and Howat I., 2012 : 21st-Century evolution of greenland outlet glacier velocities. *Science*, 336, pp. 576-578.

- Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., Manning M.R., Rose S.K., van Vuuren D.P., Carter T.R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G.A., Mitchell J.F.B., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S.J., Stouffer R.J., Thomson A.M., Weyant J.W. and Wilbanks T.J., 2010 : The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, pp. 747-756.
- Nick F.M., Vieli A., Howat I.M., and Joughin I., 2009 : Large-scale changes in Greenland outlet glacier dynamics triggered at the terminus. *Nature Geoscience*, 2, pp.110–114.
- Nick F.M., et al., 2012 : The response of Petermann Glacier, Greenland, to large calving events, and its future stability in the context of atmospheric and oceanic warming. *Journal of Glaciology*, 58, pp. 229–239.
- Nick F.M., et al., 2013 : Future sea-level rise from Greenland’s major outlet glaciers in a warming climate. *Nature*, 497, pp. 235–238.
- Ohmura A., 2001 : Physical basis for the temperature-based melt-index method. *Journal of Applied Meteorology*, 40, pp. 753-761.
- Parizek B.R. and Alley R.B., 2004 : Implications of increased Greenland surface melt under global-warming scenarios: Ice sheet simulations. *Quaternary Science Reviews*, 23, pp. 1013–1027.
- Peltier W.R. and Tushingham A.M., 1991 : Influence of glacial isostatic-adjustment on tide gauge measurements of secular sea-level change. *Journal of Geophysical Research Solid Earth Planets*, 96, pp. 6779–6796.
- Peyaud V., Ritz C. and Krinner G., 2007 : Modelling the Early Weichselian Eurasian Ice Sheets: role of ice shelves and influence of ice-dammed lakes. *Climate of the Past*, 3, pp. 375–386.
- Price S.F., Payne A.J., Howat I.M., and Smith B.E., 2011 : Committed sea-level rise for the next century from Greenland ice sheet dynamics during the past decade. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108, pp. 8978–8983.
- Quiquet A., Punge H.J., Ritz C., Fettweis X., Gallée H., Kageyama M., Crinner G., Salas y Melia D. and Sjolte J., 2012 : Sensitivity of a Greenland ice sheet model to atmospheric forcing fields. *The Cryosphere*, 6, pp. 999–1018.
- Rae J.G.L., et al., 2012 : Greenland ice sheet surface mass balance: Evaluating simulations and making projections with regional climate models. *The Cryosphere*, 6, pp. 1275–1294.
- Reeh N., 1989 : Parametrization of the melt rate and the temperature on Greenland ice sheet. *Polarforschung*, 5913, pp. 113-128.
- Rastner P., Bolch T., Mölg N., Machguth R., Le Bris R. and Paul F., 2012 : The first complete inventory of the local glaciers and ice caps on Greenland. *The Cryosphere*, 6 (6), pp. 1483-1495.

- Ridley J. K., Huybrechts P., Gregory J. M. and Lowe J. A., 2005 : Elimination of the Greenland ice sheet in a high CO₂ climate. *Journal of Climate*, 18, pp. 3409–3427.
- Rignot, E., Koppes, M., Velicogna, I., 2010. Rapid submarine melting of the calving faces of West Greenland glaciers. *Nature Geoscience*, 3 (3), pp. 187–191.
- Rignot E., Velicogna I., van den Broeke M. R., Monaghan A. and Lenaerts J., 2011 : Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise. *Geophysical Research Letters*, 38, L05503.
- Ritz C., Rommelaere V. and Dumas C., 2001 : Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years : Implications for altitude changes in the Vostok region. *Journal of Geophysical Research*, 106, pp. 31943-31964.
- Robinson A., Calov R. and Ganopolski A., 2012 : Multistability and critical thresholds of the Greenland ice sheet. *Nature Climate Change*, 2, pp. 429–432.
- Sahagian D., 2000: Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations : Sea level and water redistribution. *Global Planetary Change*, 25, pp. 39–48.
- Sasgen, I., van den Broeke M., Bamber J.L., Rignot E., Sandberg Sørensen L., Wouters B., Martinek Z., Velicogna I. and Simonsen S.B., 2012: Timing and origin of recent regional ice-mass loss in Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 333, pp. 293–303.
- Seddik H., Greve R., Zwinger T., Gillet-Chaulet F. and Gagliardini O., 2012: Simulations of the Greenland ice sheet 100 years into the future with the full Stokes model Elmer/Ice. *Journal of Glaciology*, 58, pp. 427–440.
- Shepherd A., et al., 2012 : A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science*, 338, pp. 1183–1189.
- Straneo F., et al., 2010: Rapid circulation of warm subtropical waters in a major glacial fjord in East Greenland. *Nature Geoscience*, 3, pp. 182–186.
- Sundal A.V., Shepherd A., Nienow P., Hanna E., Palmer S. and Huybrechts P., 2011 : Melt-induced speed-up of Greenland ice sheet offset by efficient subglacial drainage. *Nature*, 469, pp. 522–583.
- Swingedouw, D., Fichfet T., Huybrechts P., Goosse H., Driesschaert E. and Loutre M. F., 2008 : Antarctic ice-sheet melting provides negative feedbacks on future climate warming. *Geophysical Research Letters*, 35, L17705.

- Thomas R. B., 2004 : Force-perturbation analysis of recent thinning and acceleration of Jakobshavn Isbrae, Greenland. *Journal of Glaciology*, 50, pp. 57–66.
- van Angelen J.H., Lenaerts J.T.M., van den Broeke M., Fettweis X. and van Meijgaard E., 2013 : Rapid loss of firn pore space accelerates 21st century Greenland mass loss. *Geophysical Research Letters*, 40, pp. 2109-2113.
- van den Broeke M., Bamber J.L., Ettema J., Rignot E., Schrama E., van de Berg W.J., van Meijgaard E., Velicogna I. and Wouters B., 2009: Partitioning recent Greenland mass loss. *Science*, 326, pp. 984–986.
- 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. and 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. and 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. and Huybrechts P., 2013 : Surface mass balance model intercomparison for the Greenland ice sheet. *The Cryosphere*, 7, pp. 599–614.
- Vieli, A., and F. M. Nick, 2011: Understanding and modelling rapid dynamic changes of tidewater outlet glaciers: Issues and implications. *Surveys in Geophysics*, 32, pp. 437-458.
- Vizcaíno M., Mikolajewicz U., Jungclaus J. and Schurgers G., 2010 : Climate modification by future ice sheet changes and consequences for ice sheet mass balance. *Climate Dynamics*, 34, pp. 301–324.
- Vizcaíno M., Mikolajewicz U., Groger M., Maier-Reimer E., Schurgers G. and Winguth A.M.E., 2008 : Long-term ice sheet-climate interactions under anthropogenic greenhouse forcing simulated with a complex Earth System Model. *Climate Dynamics*, 31, pp. 665–690.
- Wada Y., van Beek L.P.H., van Kempen C.M., Reckman J.W.T.M., Vasak S. and P. Bierkens M.F., 2010 : Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37, L20402, 5p.
- Winguth A., Mikolajewicz U., Groger M., Maier-Reimer E., Schurgers G. and Vizcaíno M., 2005 : Centennial-scale interactions between the carbon cycle and anthropogenic climate change using a dynamic Earth system model. *Geophysical Research Letters*, 32, L23714.
- Yin J.J., Overpeck J.T., Griffies S.M., Hu A.X., Russell J.L., and Stouffer R.J., 2011 : Different magnitudes of projected subsurface ocean warming around Greenland and Antarctica. *Nature Geoscience*, 4, pp. 524–528.

Yoshimori M. and Abe-Ouchi A., 2012 : Sources of spread in multi-model projections of the Greenland ice-sheet surface mass balance. *Journal of Climate*, 25, 1157–1175.

Zwally H.J., Abdalati W., Herring T., Larson K., Saba J. and Steffen K., 2002 : Surface melt-induced acceleration of Greenland ice-sheet flow. *Science*, 297, pp. 218–222.