

ESTIMATION DE L'ÉVOLUTION DU BILAN DE MASSE EN SURFACE AU GROENLAND DE 1900 À 2014 À L'AIDE DU MODÈLE MAR

FETTWEIS X. ⁽¹⁾

(1) Université de Liège, Laboratoire de climatologie, 3 Clos Mercator, 4000 Liège, Belgique
[xavier.fettweis@ulg.ac.be]

Résumé – A l'aide du modèle régional du climat MAR forcé par 4 réanalyses (ERA-Interim, NCEP-NCARv1, ERA-20C et 20CRv2), nous avons étudié l'évolution du bilan de masse en surface de la calotte du Groenland de 1900 à 2014. Malgré l'utilisation de différentes réanalyses comme forçage de notre modèle, les différents résultats obtenus se comparent très bien aux observations in situ et montrent tous les mêmes tendances : à savoir, une augmentation des chutes de neige après l'optimum climatique au Groenland (années 1920-1930) jusqu'en 1950, ensuite une stabilisation du bilan de masse en surface jusqu'à la fin des années 1990 avec un maximum dans les années 1970 et finalement une augmentation significative de la fonte dans les années 2000 expliquant les minimums absolus de bilan de masse observés ces dernières années. Depuis les années 1930, le Groenland accumule chaque année de la masse (ce qui a diminué le niveau des mers d'environ 10mm). Cependant, cette tendance est en train de s'inverser depuis les années 2000 avec l'augmentation de la fonte en surface.

Mots-clés : Calotte du Groenland, bilan de masse en surface, modélisation régionale.

Abstract – *Time evolution of the Greenland ice sheet surface mass balance from 1900 to 2014 with the help of the MAR model.* With the help of the regional climate MAR model forced by 4 reanalyses (ERA-Interim, NCEP-NCARv1, ERA-20C and 20CRv2), we studied the time evolution of the Greenland ice sheet surface mass balance (SMB) from 1900 to 2014. Although the use of different forcing data sets, the MAR results compare well with in situ observations and show the same trends i.e. a snowfall increase after the climate optimum (1920-1930) over Greenland until 1950, a stable SMB afterward until the end of the 1990's with a maximum in the 1970's and finally, a sudden and significant melt increase in the 2000's explaining the absolute SMB minima observed these last years. Since the 1930's, the Greenland ice sheet gains mass thanks to heavier snowfall (which decreases the sea level of about 10mm). However, the trend seems to be inverted since the 2000 years with the surface melt increase.

Keywords: Greenland ice sheet, surface mass balance, regional climate modeling, sea level change.

Introduction

Depuis le siècle précédent, le niveau de la mer a augmenté de près de 20cm suite au réchauffement global (GIEC, 2013). Une partie de cette variation du niveau des mers est due à des changements de bilan de masse de la calotte polaire du Groenland. Chaque année, la calotte gagne de la masse en hiver grâce aux chutes de neige et en perd en été à cause de la fonte en surface et de la décharge d'icebergs (comme celui qui a coulé le Titanic) par les glaciers qui atteignent l'océan.

A l'aide du modèle régional du climat MAR (pour *Modèle Atmosphérique Régional*), nous allons ici quantifier les changements du *bilan de masse en surface* (c.-à-d. les chutes de neige moins la fonte, noté BMS par la suite) de la calotte du Groenland qui ont contribué aux changements du niveau de la mer depuis 1900. Un modèle régional (c.-à-d. simulant seulement le climat d'une région de la Terre) par rapport à un modèle global (simulant le climat de toute la Terre) permet de travailler à plus haute résolution spatiale pour un moindre coût en temps de calcul et permet surtout d'avoir une physique adaptée et calibrée à la région étudiée. C'est le cas du modèle MAR développé au Laboratoire de Climatologie de l'Université de Liège pour simuler spécifiquement les climats polaires et qui fait maintenant référence en la matière dans ces régions (Fettweis *et al.*, 2013 ; IPCC, 2013). Le module atmosphérique du MAR est couplé à un modèle de balance énergétique en surface permettant de prendre en compte les rétroactions entre la surface (toundra, glace, neige, océan) et l'atmosphère. Le module de neige, représentant les 20 premiers mètres du manteau neigeux en 30 couches d'épaisseurs variables, permet à la neige de fondre, de sublimer, de s'accumuler, de se réchauffer et de se densifier avec l'eau de fonte, de se transformer en glace et d'en changer la taille et la forme des grains influençant ainsi son albédo. Seule l'érosion du

manteau neigeux par le vent (déflation éolienne, formation de congères) n'est pas prise en compte vu la complexité de ce phénomène qui n'a pas encore été mis en équations.

Comme pour tout modèle régional, les résultats du MAR sont sensibles aux forçages utilisés aux frontières de son domaine d'intégration.

1. Données de forçages : réanalyses

Un modèle régional comme le MAR a besoin d'un forçage atmosphérique (température, vent, pression et humidité) toutes les 6 heures aux frontières latérales de son domaine d'intégration ainsi que d'un forçage océanique (température de surface et étendue de glace de mer) à l'intérieur de celui-ci. Les réanalyses, qui sont en réalité les sorties d'un modèle global dans lequel des observations (stations météo, ballons sondes, satellites, ...) sont assimilées toutes les 6 heures, sont les meilleurs forçages disponibles pour simuler le climat actuel avec les modèles régionaux. Dans cette étude, nous utiliserons les réanalyses suivantes :

- ERA-40 (période 1958-1978) suivies des ERA-Interim (1979-2014) du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Toutes les observations disponibles, incluant les observations satellites après 1979, sont assimilées dans ces réanalyses (Dee *et al.*, 2011) que l'on considère ici comme la référence.
- NCEP-NCARv1 ou NCEP/NCAR version 1 (1948-2014) des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) et for Atmospheric Research (NCAR) n'incluant pas les données satellites dans les observations assimilées (Kalnay *et al.*, 1996).
- ERA-20C (1900-2010) du CEPMMT dans lesquelles uniquement les pressions de surface et le vent de surface au-dessus des océans ont été assimilés.
- 20CRv2 ou 20th Century Reanalysis version 2 (1871-2012) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) dans lesquelles uniquement les pressions de surface, l'étendue de la glace de mer et les températures de surface des océans ont été assimilées (Compo *et al.*, 2011).

L'évolution de la cryosphère est très sensible à l'altitude du 0°C en été. La réponse de la cryosphère à une hausse de température suivant que l'on se trouve en dessous ou au-dessus de cette altitude sera toute autre. Dans la zone d'ablation (où le BMS est négatif c.-à-d. où la masse perdue par la fonte en surface est supérieure à la masse gagnée par les chutes de neige), la fonte va s'emballer de manière quadratique avec une hausse de la température (Fettweis *et al.*, 2013). Dans la zone d'accumulation (où le BMS est positif), on aura plutôt une augmentation de la masse gagnée par les chutes de neige. D'où la nécessité de bien représenter la température du climat actuel en été.

Un modèle régional est capable de corriger des biais dans les champs de forçage en surface et dans la couche limite. Par contre, si l'atmosphère est trop chaude/froide en été dans les champs de forçage, MAR va sur/sous-estimer la fonte comme montré dans Fettweis *et al.* (2013). Or, comme le montre la Fig. 1, les ERA-20C (respectivement 20CRv2) sont en moyenne trop froides (resp. trop chaudes) dans l'atmosphère libre (ici à 600 hPa) par rapport aux ERA-Interim sur la période 1980-2010. C'est pourquoi, nous avons appliqué une correction de +1°C (resp. -1°C) aux champs de températures utilisés comme forçage aux frontières de notre domaine d'intégration en conservant l'humidité relative. Des résultats préliminaires montrent que le MAR sous-estime (resp. surestime) significativement la fonte par rapport à la simulation forcée par les ERA-Interim/NCEP-NCARv1 si MAR est forcé par ERA-20C (resp. 20CRv2). Comme seules des données en surface sont assimilées dans ERA-20C et 20CRv2, il est normal que de tels biais soient présents dans l'atmosphère libre de ces réanalyses. Comme expliqué sur le site web des 20CRv2¹, le biais chaud en Arctique résulte

1 http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/20thC_ReanV2/opportunities.html

en partie d'un artefact dans la glace de mer prescrite et sera corrigé dans la prochaine version (>20CRv2c).

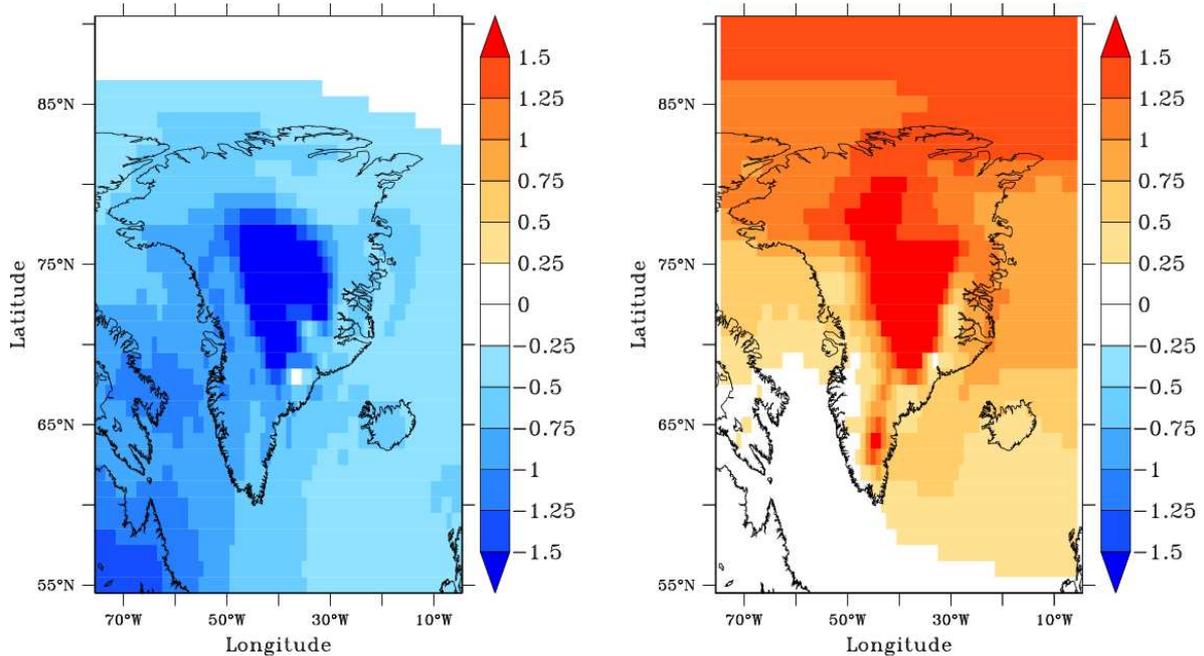


Figure 1. a) Différences de la température (en °C) moyenne en été (juin-juillet-août) à 700hPa entre les ERA-20C et les ERA-Interim sur la période 1980-2010. b) Idem mais pour les 20CRv2 et les ERA-Interim. Il est important de noter qu'avec la même échelle de couleur, les différences de température entre NCEP-NCARv1 et les ERA-Interim seraient non visibles c-à-d < 0.25°C.

2. Validation et intercomparaison

La Figure 2 montre la comparaison entre le BMS simulé par MAR forcé par les ERA-Interim (1979-2012) et 435 observations in situ (Figure 3). L'erreur quadratique moyenne (RMSE) est de 340 mm, ce qui représente moins de 25 % de la variabilité dans les observations. Vu la valeur du R^2 et la non-dépendance de la comparaison aux forçages utilisés (Tableau 1), on peut considérer que le modèle MAR représente de manière satisfaisante le BMS observé.

Tableau 1. Équivalent des statistiques de la Figure 2 pour les 4 forçages utilisés.

	R2	RMSE (mm)
ERA-Int	0.94	340
NCEP-NCARv1	0.94	364
ERA-20C	0.93	361
20CRv2	0.94	353

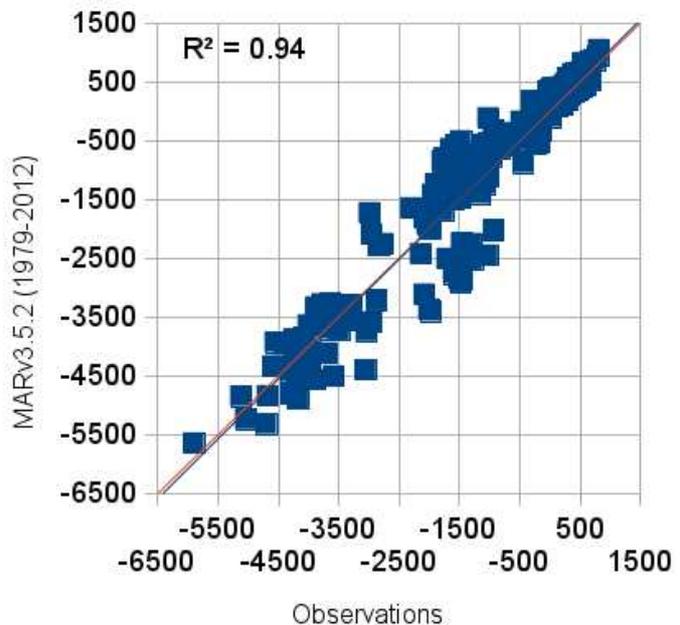


Figure 2. Comparaison entre le BMS simulé par MAR (version 3.5.2) forcé par les ERA-Interim (1979-2012) et des observations listées dans Bales *et al.* (2009) et van de Wal *et al.* (2012). Les unités sont des mm d'équivalent en eau par an. Voir Figure 3 pour l'emplacement des observations.

La Figure 3a nous montre tout d'abord l'étroitesse de la zone d'ablation (en bleu) par rapport à la zone d'accumulation (dans les tons jaunes/rouges). La plupart des différences du BMS entre MAR forcé par les 4 réanalyses sont inférieures à la variabilité interannuelle (Figures 3b,c,d) sauf au centre-est du Groenland pour MAR forcé par 20CRv2 à cause d'une surestimation des précipitations. Cette surestimation significative est due à une sous-estimation de l'étendue de la glace de mer dans les 20CRv2 (artefact corrigé dans 20CRv2c) induisant dans le MAR une surestimation de l'évaporation (et donc des précipitations) au-dessus des mers au nord-est du Groenland habituellement recouvertes de glace toute l'année. Il est aussi intéressant de noter que malgré la correction de $+1^{\circ}\text{C}$ appliquée aux forçages basés sur ERA-20C, MAR sous-estime toujours la fonte aux marges de la calotte. Enfin, la plupart des écarts ont lieu sur les bords de la calotte où la variabilité spatiale du bilan de masse est la plus élevée mais où il y a encore très peu d'observations. D'où la nécessité de mener des campagnes de mesures notamment dans les zones de fortes précipitations (sud-est) pour départager nos simulations.

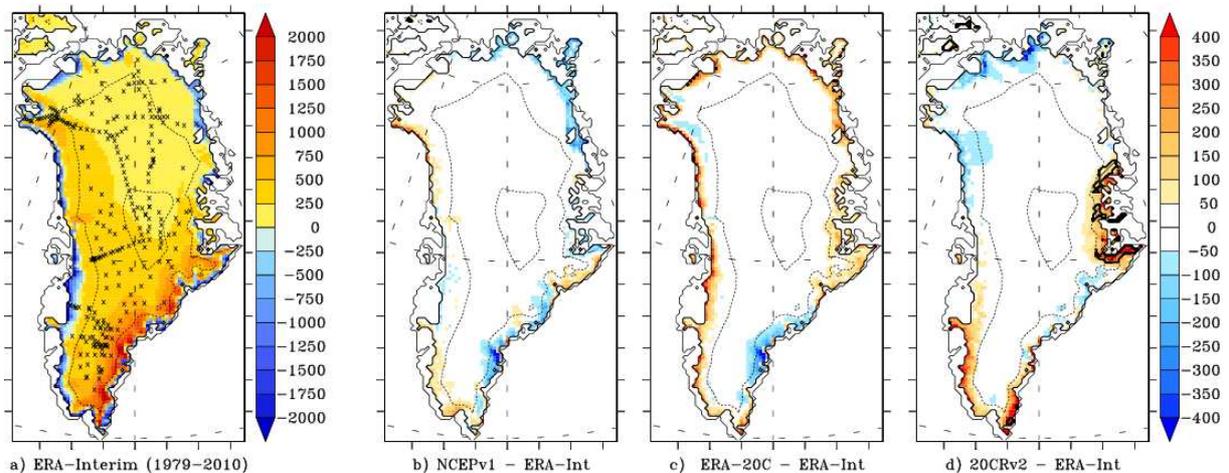


Figure 3. a) Moyenne du BMS annuel (en mm/an) simulé par MAR forcé par ERA-Interim sur la période 1979-2010. L'emplacement des observations comparées dans la Figure 2 est indiqué par les croix noires. b) Différence entre MAR forcé par NCEP-NCARv1 et par ERA-Interim (montré en a)). c) Idem que b) mais pour ERA-20C. d) Idem que b) mais pour 20CRv2. Les zones où la différence avec MAR forcé par les ERA-Interim est supérieure à la variabilité interannuelle du BMS sont hachurées en noir.

3. Evolution temporelle du BMS

Malgré une forte variabilité interannuelle (mais semblable dans les 4 simulations après 1960), MAR forcé par ERA-20C et 20CRv2 (voir Figure 4) montre une augmentation des chutes de neige (resp. une diminution de la fonte) sur la période 1930-1950 (resp. 1930-1970). Les résultats divergent cependant significativement avant 1930. La variabilité du bilan de masse pendant la période 1960-1980 est dominée par les chutes de neige alors que la fonte reste constante. On observe un maximum du BMS dans les années 1970 associé à un maximum dans les précipitations représenté par les 4 simulations. Après une période stable (1980-2000), les 4 simulations sont unanimes pour montrer une augmentation significative de la fonte à partir de la fin des années 1990 expliquant le minimum du BMS simulé fin des années 2000. Les taux de fontes ($> 400 \text{ Gt/an}$) atteints ces dernières années semblent n'avoir jamais été atteints depuis 1900.

On a observé au Groenland pendant les années 1920-1930 un optimum climatique souvent mis en parallèle avec le réchauffement et les minima de bilan de masse observés ces dernières années (Chylek *et al.*, 2006). Il est vrai que les 2 simulations forcées par ERA-20C et 20CRv2 simulent bien un minimum du bilan de masse aux alentours de 1930 mais seule la synchronicité de la simulation forcée par ERA-20C semble correcte. Ce minimum vers 1930

correspond à la fois à des chutes de neige moins abondantes que la normale et à des taux de fonte plus élevés mais pas équivalents à ceux observés ces dernières années. Ainsi, le minimum du SMB dans les années 1920-1930 ne résulte pas des mêmes conditions atmosphériques que celles observées dans les années 2000.

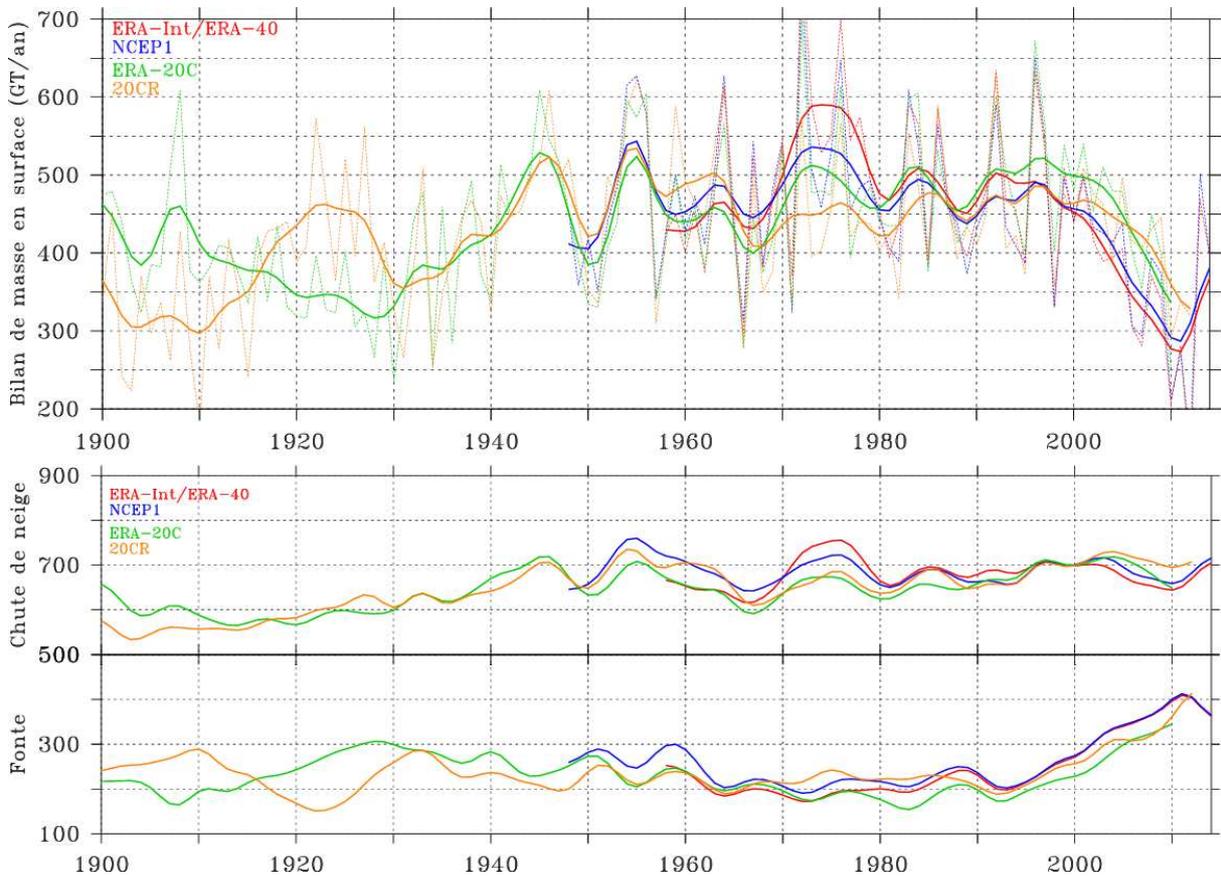


Figure 4. Au-dessus : Evolution du BMS total annuel (en gigatonne par an) de la calotte du Groenland de 1900 à 2014 simulé par MAR forcé par ERA-40/Interim (en rouge), par NCEP-NCARv1 (en bleu), par ERA-20C (en vert) et par 20CRv2 (en orange). Les courbes en gros traits représentent la moyenne glissante sur 10 ans des valeurs annuelles montrées en tiretés. Au milieu : Idem mais pour les chutes de neiges. Seules les moyennes glissantes sur 10 ans sont montrées. En dessous : Idem mais pour l'écoulement de l'eau de fonte.

Même si les BMS simulés par MAR forcé par ERA-20C et par 20CRv2 divergent avant 1930, les deux simulations suggèrent que les variations du BMS du Groenland ont contribué à une baisse du niveau des mers de 1930 à ~ 2005 principalement à cause d'une hausse de l'accumulation des chutes de neige et que cette tendance est en train de s'inverser depuis le milieu des années 2000 (voir Figure 5).

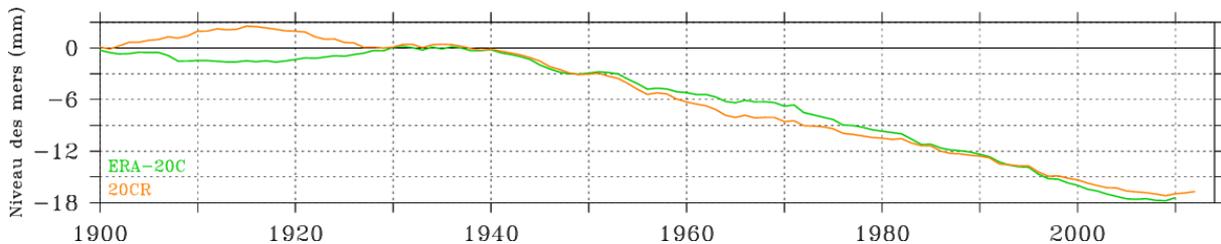


Figure 5. Variation du niveau des mers résultant des anomalies (par rapport à 1900-1930) cumulées de bilans de masse en surface simulés par MAR forcé par ERA-20C (en vert) et 20CRv2 (en orange).

Conclusion

A l'aide du modèle régional MAR forcé par 4 réanalyses, nous avons modélisé l'évolution du BMS de la calotte du Groenland de 1900 à 2014. Malgré des différences entre les réanalyses (car elles n'assimilent pas les mêmes observations), ces 4 simulations montrent peu de différences significatives sur la période récente bien instrumentée et se comparent bien aux observations in situ de BMS. Ces simulations suggèrent que le bilan de masse a augmenté sur la période 1930-1950 à la suite de l'optimum climatique observé au Groenland dans les années 1920-1930 où un premier minimum de BMS a été simulé. La variabilité du BMS pendant la période 1960-1990, tout en restant stable, est dominée par les variations dans les chutes de neige qui ont atteint un maximum dans les années 1970. Depuis la fin des années 1990, la fonte a significativement augmenté et cette augmentation explique le minimum absolu du bilan de masse observé ces dernières années. Depuis les années 1940, le Groenland gagne en masse (et donc contribue à diminuer le niveau des mers) chaque année. Cependant, depuis les années 2000, à cause de l'augmentation de la fonte, cette tendance est en train de s'inverser.

Toutefois, avant 1930, nos résultats divergent en fonction du forçage utilisé et une comparaison avec des observations faites au début du 20ème siècle permettrait de mieux corroborer nos résultats et de vérifier nos tendances. Il faudrait aussi tester MAR avec la nouvelle version des 20CRv2c auxquelles il ne devrait plus être nécessaire d'appliquer une correction de -1°C car le biais chaud en Arctique y est corrigé par rapport aux 20CRv2.

Références bibliographiques

- Bales, R. C., Q. Guo, D. Shen, J. R. McConnell, G. Du, J. F. Burkhart, V. B. Spikes, E. Hanna, and J. Cappelén, 2009 : Annual accumulation for Greenland updated using ice core data developed during 2000–2006 and analysis of daily coastal meteorological data. *J. Geophys. Res.*, **114**, D06116.
- Chylek, P., M. K. Dubey, and G. Lesins, 2006 : Greenland warming of 1920–1930 and 1995–2005. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L11707.
- Compo, G.P. and 26 co-authors, 2011 : The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly J. Roy. Meteorol. Soc.*, **137**, 1-28.
- Dee, D. P., and 35 co-authors, 2011 : The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553-597.
- Fettweis, X., Franco, B., Tedesco, M., van Angelen, J. H., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., and Gallée, H., 2013 : Estimating the Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR. *The Cryosphere*, **7**, 469-489.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Kalnay *et al.*, 1996 : The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-470.
- van de Wal, R. S. W., Boot, W., Smeets, C. J. P. P., Snellen, H., van den Broeke, M. R., and Oerlemans, J., 2012 : Twenty-one years of mass balance observations along the K-transect, West Greenland. *Earth Syst. Sci. Data*, **4**, 31-35.