

# IMPACT DU CONTENU EN EAU SUR LA CAPACITÉ DE RÉTENTION SIMULÉE DU MANTEAU NEIGEUX DE LA CALOTTE DU GROENLAND

## IMPACT OF IRREDUCIBLE WATER SATURATION ON SIMULATED RETENTION CAPACITY OF THE GREENLAND ICE SHEET SNOWPACK

Josip BRAJKOVIC, Alison DELHASSE, Xavier FETTWEIS

### Résumé

Les eaux de fonte générées en surface de la calotte du Groenland peuvent s'infiltrer en profondeur au sein du manteau neigeux et y être retenues. Récemment, des épisodes de fonte ont pu être observés dans des zones élevées de la calotte où tout au long d'une année, aucune fonte n'apparaît généralement avec un manteau neigeux constitué de neige fraîche et poreuse à son sommet, nommé firn. Pour simuler le bilan de masse en surface (SMB) futur de la calotte, cette rétention doit être prise en compte. Le modèle climatique régional MAR a été utilisé pour la réalisation de simulations jusqu'en 2300 afin d'en attester la sensibilité au paramètre de contenu en eau dans le manteau neigeux. Les résultats montrent qu'en fonction de la valeur initiale donnée à ce paramètre, le ruissellement simulé en surface varie fortement, cela étant majoritairement dû à une rétroaction d'albédo. Néanmoins, à ces altitudes, même sur le long terme, la capacité de rétention du manteau neigeux limite l'apport de ces plus hautes zones vers les marges de la calotte.

### Mots-clés

Groenland, rétention, firn, infiltration, manteau neigeux, MAR

### Abstract

*The Meltwater generated at Greenland ice sheet (GrIS) surface can percolate into firn, a multi-year porous snow layer, and be retained in there. In recent years, melting episodes have occurred at heights where firn is exposed at the surface and no melt is generally produced. To simulate the GrIS surface mass balance (SMB), meltwater retention in firn must be taken into account. In our study, the regional climate model MAR is used to perform projections which cover a period until 2300 in order to assess snow retention sensitivity to the irreducible water saturation (IWS) parameter. Our results show that simulated run-off strongly vary with changes in the IWS values. The major cause lies in the albedo feedback with more solar radiation being absorbed for higher IWS values. Nevertheless, on a long term perspective, meltwater retention in firn inhibits meltwater produced in the elevated GrIS interior to run-off towards the ice-sheet margins.*

### Keywords

*Greenland, retention, firn, percolation, snowpack, MAR*

## INTRODUCTION

Les années 2012 et 2019 ont donné lieu à des épisodes de fonte intenses aux altitudes les plus élevées de la calotte du Groenland (GrIS) (Nghiem *et al.*, 2012 ; Tedesco & Fettweis, 2020). Plus récemment, 2021 fut la première année où de la pluie a été observée à la station météorologique Summit (72°N 38°0, altitude de 3200 m). (WMO, 2022). Ainsi, de nouvelles zones de la GrIS peuvent potentiellement participer à l'élévation du niveau des mers, qui s'est d'ailleurs accélérée depuis 1990 (Shepherd *et al.*, 2020).

Pour évaluer dans quelle mesure une zone interne de la calotte peut contribuer positivement à cette

élévation, on peut en évaluer le bilan de masse en surface (SMB). La quantité de ruissellement générée en surface (RU) participe négativement à celui-ci et peut s'évaluer via le bilan suivant :

$$RU = RA + CO + ME - RT - RF. \quad (1)$$

Avec RA qui représente la pluie, CO qui représente la condensation de la vapeur d'eau en surface, ME qui est la production d'eau de fonte, RT qui est la rétention en eau liquide par les forces capillaires et RF qui est le regel (Van den Broeke *et al.*, 2017).

L'eau peut donc être retenue sous forme liquide ou sous forme solide après regel si la température au sein du manteau neigeux le permet. Cette

rétenion de l'eau de fonte se réalise au sein du manteau neigeux (firn) qui couvre 90 % de la GrIS (Noël *et al.*, 2022). Ce manteau neigeux constitué de couches de densités variables en raison de la teneur en eau/glace et de la compaction de la neige (Niels Bohr Institute, n.d.) retiendrait actuellement ~50 % des eaux de fonte (Noël *et al.*, 2022). Pour la réalisation de simulations futures du bilan de masse en surface, cette capacité de rétention du manteau neigeux doit être prise en compte (Pfeffer *et al.*, 1991 ; Vandecrux *et al.*, 2020) puisqu'elle permet de stocker les eaux de fonte générées en surface après percolation de celles-ci. Cette capacité de rétention du manteau neigeux a pu être évaluée en 2012 (Harper *et al.*, 2012). Les données radars collectées, combinées aux observations de terrain, y ont montré une capacité de rétention totale potentielle entre  $322 \pm 44$  et  $1289 +388/-252$  Gt.

Les modèles régionaux sont souvent utilisés pour réaliser des projections de SMB (Noël *et al.*, 2021 ; Fettweis *et al.*, 2021). Dans une étude de 2013, les modèles atmosphériques régionaux MAR (Gallée & Schayes, 1994) et RACMO (Van Meijgaard *et al.*, 2008) ont été utilisés pour évaluer le regel formé au sein de la calotte de 1958 à 2008 (Reijmer *et al.*, 2012). Ces deux modèles régionaux possèdent deux modèles de neige distincts qui permettent de représenter la percolation des eaux de fonte. Sur la période simulée (1958-2008), les deux modèles s'accordent bien sur les valeurs de regel simulées avec un écart moyen de 4 mmWE/an pour des valeurs moyennes de regel annuel de 108 et 113 mm pour RACMO et MAR respectivement. En prenant en compte la surface de la GrIS (1,7 millions de km<sup>2</sup>, Barry et HallMcKim, 2018) et une densité d'eau de 1000 kg/m<sup>3</sup>, les valeurs respectives de regel annuel valent 183 et 192 Gt/an. Avec les zones présentant le plus de regel situé dans la zone de percolation de la calotte, ce faciès glaciologique se distinguant par un manteau neigeux dont les caractéristiques sont modifiées à chaque saison par les eaux de fonte (Fettweis, 2007 ; Fettweis *et al.*, 2011). Des études plus récentes conduisent à des valeurs de 216 Gt/an et 242 Gt/an pour le regel intégré sur la GrIS respectivement pour les modèles IMAU-FDM et SNOWPACK (période 1960-2014) (Steger *et al.*, 2017).

Dans les modèles de neige, la quantité maximale d'eau liquide qui peut être retenue par capillarité dans une couche de neige est un paramètre dont

la valeur est fixe. Cette valeur de contenu en eau IWS (*Irreducible Water Saturation* en anglais) varie entre 0.02 et 0.15 et représente le rapport entre le volume qu'occupe l'eau dans les pores du manteau neigeux et le volume total des pores du manteau neigeux (Coléou et Lesaffre, 1998). Pour MAR et RACMO, dans cette même étude (Reijmer *et al.*, 2012), les valeurs attribuées à ce paramètre valaient respectivement 0.02 et 0.05.

La percolation des eaux de fonte en profondeur vient modifier les caractéristiques du manteau neigeux et donc également sa capacité de rétention. En effet, la percolation des eaux de fonte vient tout d'abord augmenter la densité du manteau neigeux. De par le regel de l'eau de percolation, la capacité d'absorption du manteau neigeux s'en retrouve limitée. (de La Peña *et al.*, 2015 ; Fettweis *et al.*, 2020) Ensuite, le contenu en air dans le manteau neigeux est également modifié puisque les pores sont comblés (van Angelen *et al.*, 2013 ; Vandecrux *et al.*, 2019). De plus, cette percolation et ce regel viennent modifier la température du manteau, le regel agissant comme une source de chaleur latente (Polashenski *et al.*, 2014). Enfin, une plus haute température du manteau neigeux vient augmenter la compaction de la neige fraîche, réduisant ainsi le volume des pores en addition au phénomène de regel (Van den Broeke *et al.*, 2016).

Dans notre étude, la sensibilité du modèle régional MAR vis-à-vis du paramètre de contenu en eau est testée afin de répondre à deux questions principales. Dans quelle mesure la contribution au ruissellement total de la calotte des zones les plus élevées de la calotte est-elle importante dans le futur ? Comment le paramètre étudié influence-t-il les caractéristiques du manteau neigeux en altitude ? Ces questions de recherches sont d'autant plus pertinentes dans le contexte actuel où la compréhension des processus qui affectent la rétention d'eau au sein du manteau neigeux nécessite encore un important effort de recherche comme l'a démontré une enquête auprès de chercheurs du domaine de la glaciologie (van As *et al.*, 2016).

## I. MÉTHODOLOGIE

### A. Le modèle MAR

MAR (Modèle Atmosphérique Régional) est un modèle d'équation primitive hydrostatique

dont la paramétrisation a été réalisée grâce à de nombreuses études (Doutreloup *et al.*, 2019). Il est composé de différents modules. La convection y est paramétrisée d'après Bechtold *et al.* (2001) (Wyard *et al.*, 2017) et sa partie atmosphérique est entièrement décrite dans Gallée & Schayes (1994) et Gallée (1995). Les paramétrisations microphysiques des nuages s'y basent sur les études de Kessler (1969), Lin *et al.* (1983), Meyers *et al.* (1992) et Levkov *et al.* (1992). Le transfert radiatif à travers l'atmosphère est modélisé grâce au schéma radiatif de ERA 40 basé sur Morcrette (2002) (Wyard *et al.*, 2018).

MAR est couplé au modèle de transfert végétation-atmosphère SISVAT (Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere transfer). La partie neige-glace de SISVAT étant le modèle de neige CROCUS du CEN (Centre d'Études de la Neige) décrit dans Brun *et al.* (1992). Ce couplage permet de prendre en considération trois caractéristiques de surface des sous-pixels. En effet, MAR prend en compte les interactions entre la surface et l'atmosphère (transferts d'énergie et d'humidité), l'accumulation de neige et la fonte de la neige sur la surface, la percolation de l'eau dans le sol ou la neige et le ruissellement de l'eau excédentaire (Wyard *et al.*, 2017). Le modèle a été évalué à différentes reprises dans sa capacité à reproduire le bilan énergétique et le bilan de masse de surface de la calotte du Groenland (voir notamment Gallée et Schayes, 1994 ; Fettweis, 2007 ; Fettweis *et al.*, 2011). Comme vu précédemment, ce modèle a déjà également été utilisé pour effectuer des projections de changements de niveau marin et de SMB jusqu'en 2100 (Hofer *et al.*, 2020). Lorsque MAR s'applique au Groenland, son domaine inclut également une partie du Canada oriental ainsi qu'une partie de l'Islande. Pour cette étude, une résolution de 25 km est utilisée.

Ici, MAR n'est pas utilisé dans sa version classique, mais plutôt dans un mode « offline » On parle de mode « offline » car les calculs se basent uniquement sur le module de sol SISVAT. La partie atmosphérique n'est utilisée qu'en tant que forçage avec un champ de températures qui reproduit les conditions de l'année 2100. Ces conditions initiales sont générées par MAR forcé par le modèle global CESM2 dans le cadre d'une autre étude (Delhasse, 2022). Le scénario socio-économique SSP5-8.5 est utilisé (Arias *et al.*,

2021). Dans de telles conditions, la température moyenne au Groenland en 2100 subit une augmentation de +7°C par rapport à la période 1960-1990. Pour cette même autre étude, MAR a été couplé à un modèle de dynamique glaciaire nommé PISM et la topographie utilisée pour notre simulation est celle de l'initialisation du couplage entre MAR et PISM (Delhasse, 2022). Les caractéristiques initiales de la calotte qui servent de base aux simulations sont également celles simulées pour 2100. Le modèle ainsi configuré présente l'avantage d'un moindre temps de calcul pour la réalisation de tests de sensibilité qui, dans notre cas, se focalisent sur la partie manteau neigeux du modèle. Avec ces nouvelles conditions imposées en 2100, nous considérons que la période de spin-up couvre 25 années qui sont nécessaires à la stabilisation du manteau neigeux. Cette période de spin-up est affichée dans les figures qui suivent.

## B. Rétention d'eau dans CROCUS

Le modèle de neige de MAR, dénommé CROCUS, est formulé d'après Gallée et Duyenkerke (1997) ; Gallée *et al.* (2001) ; Lefebvre *et al.* (2003). CROCUS utilise une grille verticale composée de couches d'épaisseurs variables inférieures au centimètre proche de la surface et supérieures au mètre à 10 mètres de profondeur. Cette épaisseur est d'ailleurs susceptible de changer à chaque pas de temps (2 minutes). Chaque couche est tout d'abord caractérisée par sa température, sa densité, sa profondeur et son contenu en eau liquide mais également par des paramètres décrivant les cristaux de neige à savoir, leur dendricité, leur sphéricité et leur taille. Ce modèle est couplé de manière interactive à la partie atmosphérique de MAR via l'albédo et la température de surface  $T_s$  (Reijmer *et al.*, 2012), couplage qui, dans notre configuration, n'est pas activé.

Dans CROCUS, la quantité d'eau retenue dans une couche du modèle par le regel et par forces capillaires est obtenue via un calcul de l'énergie disponible pour le regel. Tout d'abord, pour déterminer la quantité d'eau retenue à chaque pas de temps, la quantité d'eau liquide disponible dans une certaine couche est calculée. Cette quantité d'eau exprimée en  $\text{kg/m}^2/\text{s}$  est la somme de l'eau ayant percolé depuis les couches supérieures, de l'eau retenue par forces capillaires et de l'eau de fonte générée par la couche.

Dans un premier temps, pour chaque couche, l'épaisseur de fonte  $dz_{Melt}$  est calculée via la quantité d'énergie disponible pour la fonte  $E_{fonte}$  :

$$dz_{Melt} = \frac{E_{fonte}}{\rho_c * L_n} \quad (2)$$

Avec

$$E_{fonte} = \rho_c * C_n * (T_c - T_f) * dz_c + E_{supl} \quad (3)$$

Où  $\rho_c$  représente la densité de la couche,  $L_n$  représente la chaleur latente de fusion de la neige ( $3.34 * 10^5$  J/kg),  $C_n$  représente la capacité thermique de la neige (2105 J/kg/K),  $T_c$  et  $T_f$  représentent respectivement la température de la couche (en K) et la température de fusion de la neige (273.15 K),  $dz_c$  représente l'épaisseur de la couche (en m) et  $E_{supl}$  représente l'énergie restante non utilisée par les couches supérieures (J).

Si la température de la couche est négative,  $E_{fonte}$  est également négative et du regel RF apparaît. La quantité de regel est ensuite calculée comme suit :

$$RF = \frac{E_{fonte}}{L_n} \quad (4)$$

Cette quantité de regel générée est ensuite soustraite à la quantité en eau liquide disponible. La chaleur latente libérée par cette quantité de regel vient ensuite augmenter la température de la couche en question et s'ajoute à l'énergie disponible dans le système. Ensuite, avant de calculer le volume d'eau retenu par capillarité dans le manteau, le volume sous forme de pores  $V_p$  (mm/mm) de la couche est calculé comme suit :

$$V_p = 1 - (1 - q_w) * \rho_c / \rho_g \quad (5)$$

Où,  $q_w$  représente la quantité d'eau retenue au préalable sous forme liquide dans la couche (mm/mm) et  $\rho_g$  représente la densité de la glace pure. Ce volume s'obtient donc en évaluant la différence existante entre la densité de la couche de neige lorsqu'on retire la part occupée par l'eau liquide retenue et la densité de la glace pure (920 kg/m<sup>3</sup>). Si de l'eau sous forme liquide est disponible, une partie est donc retenue par le manteau neigeux. La quantité d'eau retenue est restreinte par le paramètre de contenu en eau (IWS).

Le paramètre de contenu en eau représente la saturation maximale en eau qui peut être soutenue par les forces capillaires. Cela représente donc le pourcentage de l'espace présent sous forme de pores qui peut être occupé par de l'eau liquide (Coléou & Lesaffre, 1998). Les valeurs que peuvent prendre ce paramètre varient entre 0.02 et 0.15 suivant la densité du firn (Coléou & Lesaffre, 1998). Dans le modèle CROCUS, une seule valeur est donnée à ce paramètre à l'initialisation. Dans la simulation de référence, la valeur de 0.07 (7%) a été donnée.

Cette valeur influence la quantité d'eau  $r_{Water}$  (kg/m<sup>2</sup>) qui peut être retenue sous forme liquide dans les pores du manteau neigeux. Dans le modèle, l'eau retenue dans une couche de firn s'obtient via la formule suivante :

$$r_{Water} = V_p * \rho_w * dz_c * IWS \quad (6)$$

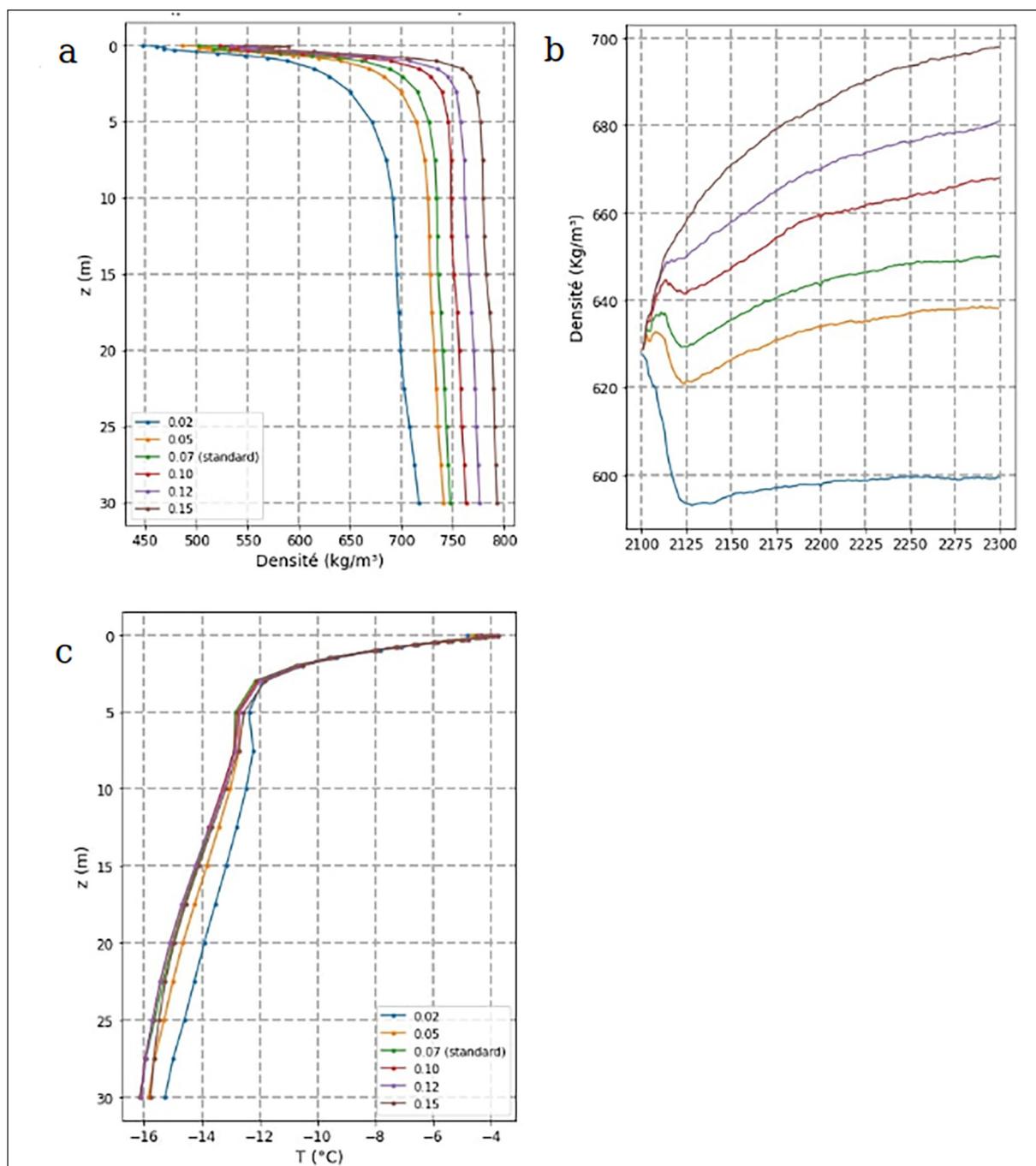
Où,  $\rho_w$  représente la densité de l'eau.

Dans cette étude 6 valeurs ont été utilisées pour la réalisation des simulations : 0.02, 0.05, 0.07 (valeur pour la simulation de référence), 0.10, 0.12 et 0.15.

## II. RÉSULTATS

### A. Profils de densité et de température et rétroaction d'albédo

Pour la réalisation des figures de cette section ainsi que pour celles de la section B, seuls les pixels du domaine dont l'altitude moyenne dépasse 2500 m ont été sélectionnés, l'intérêt étant porté aux zones les plus élevées de la calotte. Cette limite a été choisie de façon arbitraire bien que cette altitude soit considérée dans la littérature comme transition entre les zones de percolation et de neige fraîche (Charalampidis, 2016). Au terme des 200 années de simulation, les caractéristiques du manteau neigeux de cette zone diffèrent sensiblement (Figure 1). L'évolution de la densité avec la profondeur est pratiquement similaire pour toutes les valeurs d'IWS considérées. À partir 20 cm de profondeur la densité chute très rapidement jusqu'à la profondeur de 3 m. Ensuite, cette décroissance disparaît pratiquement avec une valeur de densité quasiment constante entre 7 et 30 m (Figure 1a).



**Figure 1.** (a) Profil de densité moyen pour les mois de juin, juillet août moyenné de 2281 à 2300, (b) évolution de la densité moyenne des dix premiers mètres de firn calculée sur les mois de juin, juillet et août pour les pixels dont l'altitude moyenne dépasse 2500 m (la période de spin-up 2100-2125 est affichée) et (c) profil de température moyen pour les mois de juin, juillet août moyenné de 2281 à 2300

Toutefois, la valeur que peut prendre la densité en fonction de la profondeur varie fortement suivant l'IWS. À la surface, les densités couvrent ainsi une gamme de valeurs s'étendant de 460 kg/m<sup>3</sup> à 590 kg/m<sup>3</sup> ce qui représente près de 130 kg/m<sup>3</sup> de variation. À 5m, cet intervalle s'étend de 670 kg/m<sup>3</sup> à 780 kg/m<sup>3</sup> avec donc un écart de 110 kg/m<sup>3</sup>. Cet écart atteint 60 kg/m<sup>3</sup> à 30m variant entre 720 kg/m<sup>3</sup> et 780 kg/m<sup>3</sup>. En moyennant sur l'ensemble

du profil (Figure 1b), les différentes valeurs d'IWS mènent à des variations de la densité de 100 kg/m<sup>3</sup> sur les 30 premiers mètres. L'impact qu'à l'IWS sur le profil de densité est assez instinctif. En augmentant la possibilité de stocker de l'eau dans les pores du manteau neigeux (IWS plus élevé), on augmente la quantité de masse présente dans un même volume ce qui revient donc à augmenter la densité.

Pour ce qui est du profil de température (Figure 1c), des différences se marquent à partir de 3 mètres de profondeur où le profil avec IWS de 0.02 se démarque des autres. Cette différence entre ce profil bien précis et les autres ne dépasse pas le degré sur l'ensemble de l'épaisseur de neige prise en compte. Cet écart positif de température trouve son origine dans le phénomène de regel. En effet, lorsque les eaux de fonte qui s'infiltrèrent regèlent à une profondeur donnée, cela s'accompagne par un dégagement de chaleur latente qui réchauffe l'environnement proche. La différence de température peut s'expliquer du fait de l'état de saturation des couches supérieures.

Au fur et à mesure des années, avec des valeurs d'IWS plus élevées, les couches de neige supérieures se saturent préférentiellement. Alors qu'avec une IWS faible de 0.02, le regel peut se développer plus bas, avec une plus grande proportion des eaux de percolation qui atteignent les grandes profondeurs. La densité moyenne de 1 à 10 mètres évolue en effet différemment suivant la valeur donnée au paramètre d'IWS. Alors qu'avec une IWS de 0.15, on assiste à une augmentation rapide de la densité avec une valeur moyenne dans les 10 premiers mètres qui passe de 660 kg/m<sup>3</sup> en 2125 à près de 700 kg/m<sup>3</sup> en 2300, avec une IWS de 0,02, on passe de 595 kg/m<sup>3</sup> à 600 kg/m<sup>3</sup>. Les différences observées entre les profils de densité sont accentuées par la rétroaction de l'albédo. En moyenne, à la fin de la période de simulation, au pic de la saison de fonte situé à la fin juillet, un écart d'albédo de 0.12 existe entre les deux simulations extrêmes pour lesquelles les valeurs d'IWS valent 0.02 et 0.15 (Figure 2.a). En termes de fonte générée annuellement, les différences relatives à la simulation de référence atteignent voire dépassent les 30% (Figure 2.c).

## **B. Percolation et saisonnalité des profils de densité et température**

Le paramètre de contenu en eau IWS influence directement l'évolution du profil de densité au cours de la saison de fonte. Du fait d'une fonte plus importante liée à un albédo plus faible et d'un contenu en eau supérieur, les couches de surface se densifient et saturent davantage dans une situation au contenu en eau élevé (Figure 3.a).

En autorisant une plus grande proportion des pores à être occupé par de l'eau liquide, on

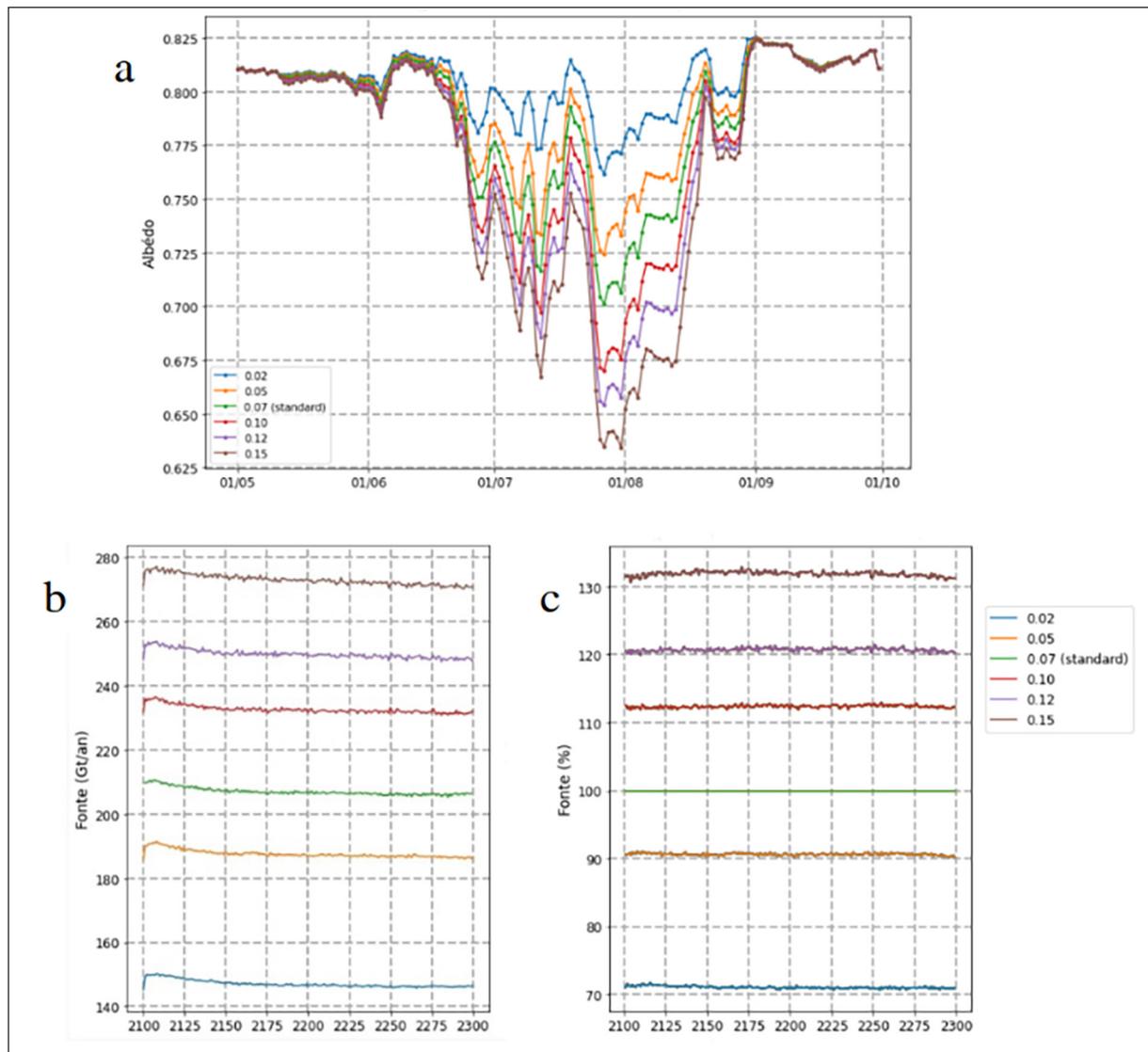
limite la quantité d'eau pouvant percoler, ainsi les écarts de densité entre simulations diminuent en profondeur. Ces différences dans la quantité d'eau de percolation se marquent également dans les profils de température (Figure 3.b). Durant les pics de la saison de fonte, le profil avec une IWS de 0.02 est plus chaud dans les couches proches de la surface ce qui atteste de la formation de regel. En raison d'une percolation plus efficace, ce dégagement de chaleur latente par regel permet de réchauffer le manteau neigeux en profondeur.

Par contre après la saison de fonte, pour les simulations avec hautes valeurs d'IWS, le regel s'effectue durant tout l'hiver ce qui se marque par des températures plus élevées dans les 5 premiers mètres du manteau neigeux et mène à des conditions peu favorables au regel durant la saison de fonte puisque le manteau est plus chaud au démarrage de celle-ci. Ainsi, aussi bien la profondeur de percolation et la temporalité du regel sont affectées par l'IWS.

## **C. Impact sur le ruissellement en surface et le regel**

Les différences de caractéristiques du manteau neigeux et d'albédo en surface mènent à des valeurs de ruissellement sensiblement différentes d'une simulation à l'autre. Lorsque l'on intègre la contribution au ruissellement en surface de l'ensemble des pixels de la calotte, on obtient, pour la simulation de référence une valeur stable autour de 2600 Gt/an pour les 100 dernières années simulées. Les écarts les plus importants en termes de fonte sont observés entre les simulations aux 2 valeurs extrêmes d'IWS avec des écarts de -11 et +6 % respectivement pour des valeurs d'IWS de 0.02 et 0.15. Ainsi même à l'échelle de la calotte entière, une variation de ce paramètre introduit des variations en termes de ruissellement non négligeables. Pour le regel intégré sur toute la calotte, la simulation de référence affiche une valeur stable de 322 Gt/an sur les 100 dernières années de simulations. Comme pour le ruissellement, des écarts non négligeables de  $\pm 9$  % de la simulation de référence existent à cette échelle.

La restriction de l'analyse aux zones les plus hautes de la calotte (Figure 4) mène à des écarts plus importants. En effet, pour le ruissellement tout d'abord, les écarts atteignent pratiquement +40 %

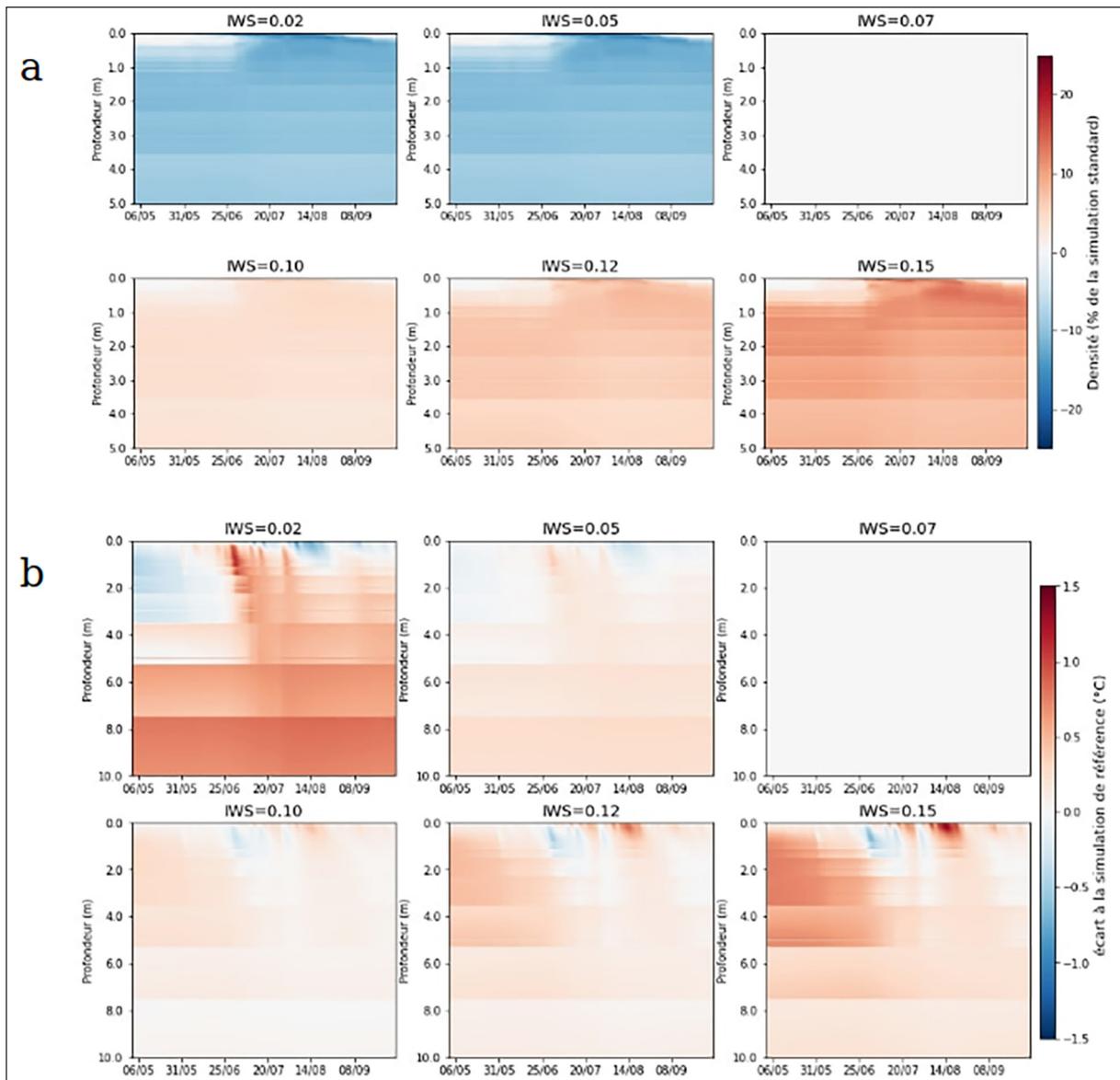


**Figure 2.** (a) Évolution quotidienne de l'albédo moyen calculé entre 2281 et 2300 et (b) évolution de la quantité de fonte générée par la zone dépassant 2500 m d'altitude en Gigatonnes par an et en % © (la période de spin-up 2100-2125 est affichée)

avec une IWS de 0.15 et -35% avec une IWS de 0.02. Pour le regel, les écarts atteignent respectivement +20% et -18% pour les simulations aux IWS de 0.15 et 0.02 (Figure 4.a). Spatialement la zone la plus élevée ressort lorsqu'on calcule le biais moyen sur le regel en prenant comme référence la simulation avec IWS de 0.07 (Figure 5). La sensibilité du modèle à ce paramètre est particulièrement haute pour les zones les plus élevées de la calotte. La zone de neige sèche jouera un rôle primordial dans le maintien futur du SMB de la calotte puisqu'entre 31 et 36 % du regel annuel provient de la zone plus élevée que 2500 m sur la période simulée (2100-2300) pour des valeurs d'IWS de 0,02 et 0,15. En raison de cette rétention, cette même zone contribue entre 3,5 et 6 % au ruissellement intégré sur la

GrIS (Figure 6). Par conséquent, bien que la fonte générée en altitude augmente, cette contribution au ruissellement demeure limitée, bien que non négligeable, en raison de la capacité de rétention de cette zone. D'ailleurs, suivant les caractéristiques du manteau neigeux, cette capacité de rétention est relativement importante.

Ainsi, avec une valeur d'IWS plus importante, on sature davantage le manteau neigeux avec une fonte plus importante. Le regel de ces eaux de percolation en hiver a comme effet de fournir des conditions encore plus favorables à la fonte avec une augmentation de la saturation des couches supérieures du manteau. En opposition à cela, avec une valeur d'IWS faible, le regel potentiel



**Figure 3.** (a) Évolution quotidienne des profils moyens de densité (a) et de température (b) calculés entre 2281 et 2300 pour les pixels dont l'altitude moyenne dépasse 2500 m pour différentes valeurs de contenu en eau liquide

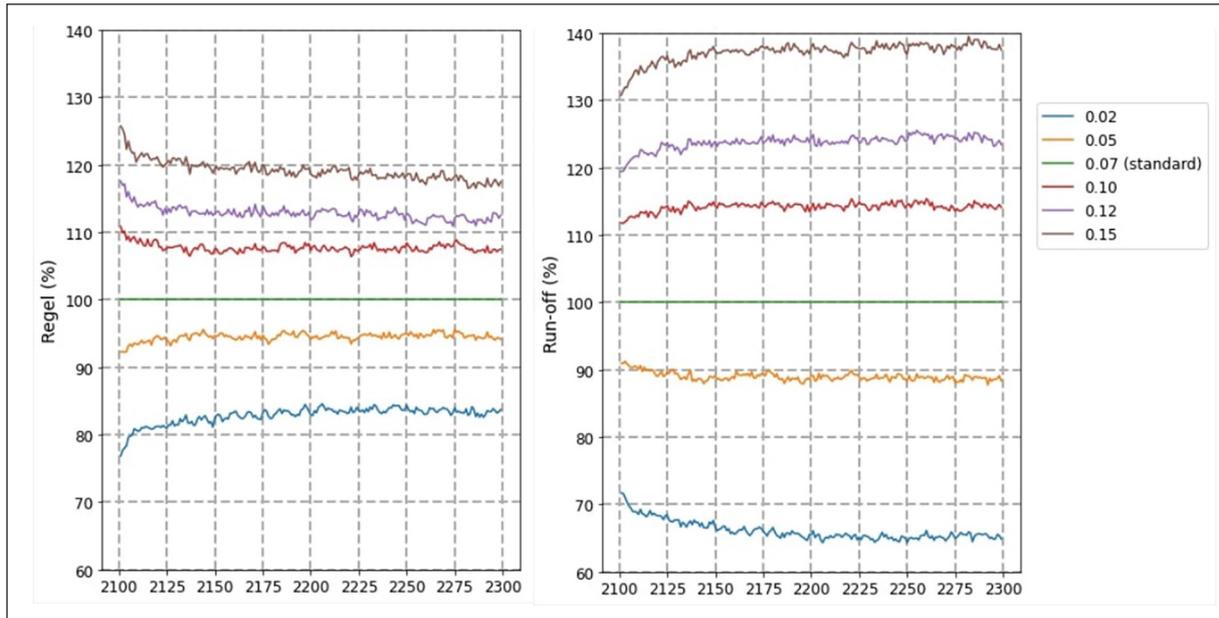
est moindre puisque moins de fonte est générée. Cependant, la percolation pouvant se faire à plus grande profondeur et le manteau étant plus froid en début de saison de fonte, la capacité de rétention de la neige est supérieure.

### III. DISCUSSION

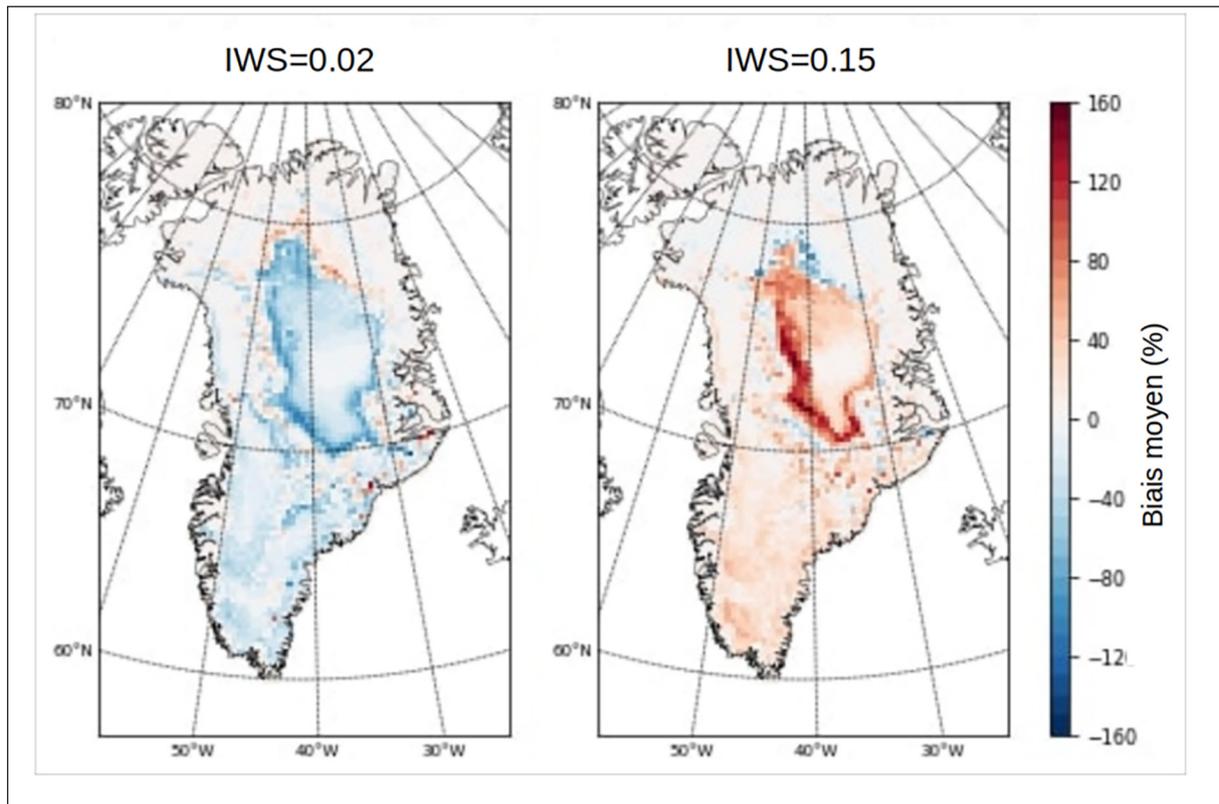
Cette étude démontre la sensibilité de CROCUS au paramètre IWS en utilisant le scénario socio-économique le plus pessimiste, à savoir le scénario SSP5-8.5. En effet, les conditions atmosphériques de ce scénario au cours de l'année 2100 ont été répétées pendant 201 années. Par ce biais, la réalisation d'expériences s'est avérée moins coûteuse en termes de temps

de calcul. L'utilisation du modèle classique aurait pu également être intéressante puisqu'elle aurait introduit une variabilité interannuelle des conditions atmosphériques et par la même occasion, une variabilité de la quantité de fonte générée. Ainsi, par exemple, l'apparition d'années plus ou moins intenses aurait permis de saturer davantage le manteau ou de résorber sa capacité de rétention pendant une ou plusieurs années.

L'introduction de conditions variables présenterait donc l'avantage de comprendre la façon dont le manteau est affecté par les épisodes de fonte et par des périodes plus froides. De plus, l'utilisation d'autres scénarios socio-économiques pourrait également s'avérer intéressante. Ainsi, on pourrait



**Figure 4.** Regel et run-off générés par la zone d'altitude supérieure à 2500 m exprimés en pourcentage de la simulation de référence (la période de spin-up 2100-2125 est affichée)

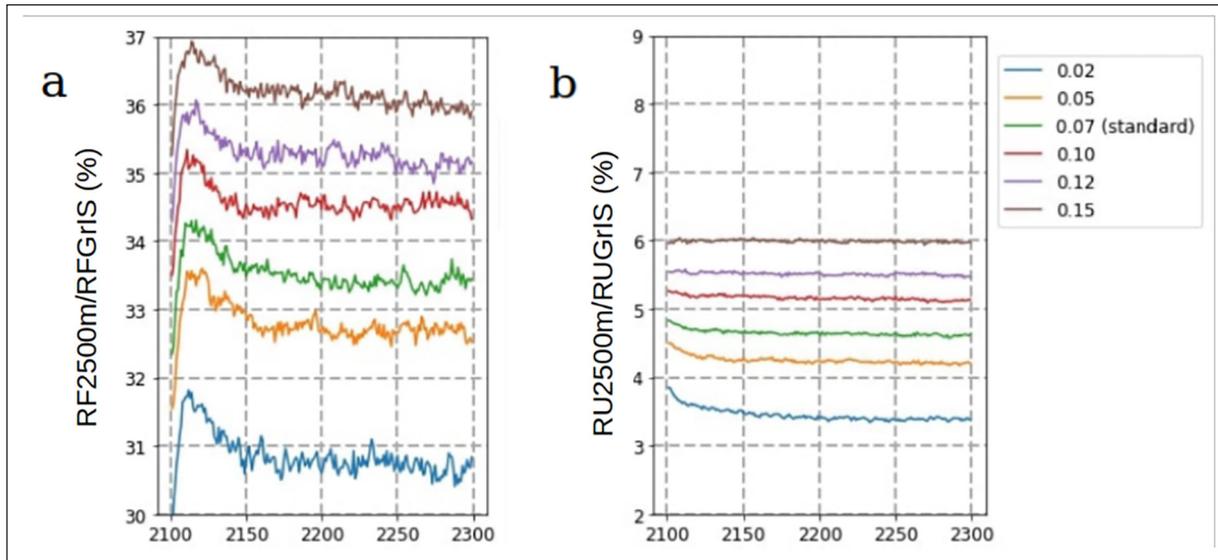


**Figure 5.** Biais moyen évalué par rapport à la simulation de référence pour les 2 valeurs extrêmes d'IWS

étudier dans quelle mesure la sensibilité aux paramètres est affectée par le choix du scénario socio-économique.

Une telle approche a été utilisée récemment (Noël *et al.*, 2022) et suggère que le regel intégré sur la

GrIS augmente après 2100 et atteint un pic vers 2125 (~780 Gt/an) ou vers 2175 respectivement pour les scénarios SSP5-8.5 et SSP3-7.0. Durant cette phase d'augmentation, l'étendue de la couche de firm, où du regel peut apparaître, décroît alors que le regel total au sein de cette même couche



**Figure 6.** (a) rapport entre le regel généré à plus de 2500 m (RF2500m) d'altitude et le regel intégré sur toute la calotte (RFGrlS) et (b) idem pour le ruissellement (RU2500m et RUGrlS) (la période de spin-up 2100-2125 est affichée)

augmente. L'augmentation avant ce pic étant due à l'augmentation de la fonte. Passé ce pic, seules les couches de neige saisonnières peuvent retenir les eaux de fonte, le manteau sous-jacent étant saturé. Cette rétention est donc limitée aux couches superficielles et au début de la saison de fonte. Par la suite, ces couches superficielles fondent elles-mêmes et donc la capacité de rétention est nulle dans de telles circonstances. Le scénario SSP1-2.6 quant à lui ne montre aucune diminution de la quantité de regel avec une variabilité interannuelle inexistante à partir de 2050.

Bien que la sensibilité à l'égard de l'IWS ait pu être démontrée, des valeurs extrêmes ont été utilisées dans le cadre de cette étude. L'IWS utilisé dans nos expériences varie de 0,02 à 0,15. Or lorsqu'on sait que la résolution utilisée dans notre étude vaut 25 kilomètres, il est difficile d'imaginer qu'en réalité, cette valeur puisse être identique pour une surface de 625 km<sup>2</sup>. Ainsi, dans un modèle de neige simple permettant la réalisation de simulations sur de longues périodes, l'utilisation d'une valeur centrale comme celle de 0.07 est cohérente.

Nos résultats confirment l'impact qu'a la percolation des eaux de fonte sur les caractéristiques du manteau neigeux. Les eaux de fonte permettent de réchauffer le manteau neigeux en profondeur. En effet, par libération de chaleur latente lors du regel et par apport d'eau liquide plus chaude que l'environnement proche, le réchauffement du

manteau neigeux diminue la quantité de regel qui peut être produite, initiant ainsi une rétroaction négative du regel. Ces caractéristiques du manteau affectent directement la capacité de rétention simulée du manteau neigeux. Bien que Reijmer *et al.* (2012) montrent que les deux modèles régionaux MAR et RACMO s'accordent sur le regel simulé, la compréhension de ces processus et leur paramétrisation doit encore progresser pour avoir une meilleure représentation du comportement du manteau neigeux en altitude dans un contexte de réchauffement climatique.

## CONCLUSIONS

La capacité de rétention du manteau neigeux de la calotte du Groenland est d'une importance majeure afin d'obtenir des projections fiables du bilan de masse en surface (SMB). Notre étude démontre que le paramètre de contenu en eau (IWS) peut grandement affecter le ruissellement généré par la calotte. En augmentant la possibilité de stockage dans les pores du manteau par capillarité et en augmentant la fonte, des valeurs supérieures de ce paramètre inhibent la percolation à grande profondeur en saturant préférentiellement les hautes couches du manteau neigeux. Inversement, une valeur inférieure augmente la possibilité de percolation à grande profondeur et diminue la température en surface du manteau neigeux. Par conséquent, une valeur d'IWS faible augmente le SMB de la calotte, alors qu'une valeur élevée tend à réduire le SMB.

Cette étude explore le rôle joué par les zones les plus élevées de la calotte en termes de rétention d'eau de fonte face aux épisodes de plus en plus fréquent à haute altitude. Les conditions globalement moins saturées de ces hautes zones, même à l'horizon 2300 avec un scénario pessimiste, font que la rétention y est efficace. Ainsi, dans nos expériences, en moyenne, annuellement, 5% du ruissellement généré provient de ces hautes zones contre 30% du regel total généré par la calotte. Cependant, des précautions doivent être prises quant à l'interprétation de ces résultats au vu des conditions expérimentales. En effet, Noël *et al.* (2022) suggèrent un pic de regel après 2100 à partir duquel la capacité de rétention diminue drastiquement pour les scénarios pessimistes. Leur expérience n'imposant pas de conditions atmosphériques fixes.

Le manteau neigeux (firn) couvrant la calotte du Groenland, de par ses caractéristiques, est le siège de boucles de rétroactions. Ces rétroactions sont soit négatives (IWS bas) ou soit positives (IWS haut) suivant les valeurs prises par le paramètre de rétention de l'eau liquide. Une attention particulière doit donc être portée à la paramétrisation des propriétés du manteau neigeux puisque certains paramètres dont l'IWS ont un effet non négligeable sur la capacité de rétention.

## BIBLIOGRAPHIE

- Arias, P.A., N. Bellouin, E. Coppola, R.G. Jones, G. Krinner, J. Marotzke, V. Naik, M.D. Palmer, G.-K. Plattner, J. Rogelj, M. Rojas, J. Sillmann, T. Storelvmo, P.W. Thorne, B. Trewin, K. Achuta Rao, B. Adhikary, R.P. Allan, K. Armour, G. Bala, R. Barimalala, S. Berger, J.G. Canadell, C. Cassou, A. Cherchi, W. Collins, W.D. Collins, S.L. Connors, S. Corti, F. Cruz, F.J. Dentener, C. Dereczynski, A. Di Luca, A. Diongue Niang, F.J. Doblas-Reyes, A. Dosio, H. Douville, F. Engelbrecht, V. Eyring, E. Fischer, P. Forster, B. Fox-Kemper, J.S. Fuglestedt, J.C. Fyfe, N.P. Gillett, L. Goldfarb, I. Gorodetskaya, J.M. Gutierrez, R. Hamdi, E. Hawkins, H.T. Hewitt, P. Hope, A.S. Islam, C. Jones, D.S. Kaufman, R.E. Kopp, Y. Kosaka, J. Kossin, S. Krakovska, J.-Y. Lee, J. Li, T. Mauritsen, T.K. Maycock, M. Meinshausen, S.-K. Min, P.M.S. Monteiro, T. Ngo-Duc, F. Otto, I. Pinto, A. Pirani, K. Raghavan, R. Ranasinghe, A.C. Ruane, L. Ruiz, J.-B. Sallée, B.H. Samset, S. Sathyendranath, S.I. Seneviratne, A.A. Sörensson, S. Szopa, I. Takayabu, A.-M. Tréguier, B. van den Hurk, R. Vautard, K. von Schuckmann, S. Zaehle, X. Zhang & K. Zickfeld (2021). Technical Summary. *In* Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33-144. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.002>
- Barry, R. G. & Hall-McKim, E. A. (2018). Ice Sheets and Ice Shelves. *In* Polar Environments and Global Change (pp. 235-268). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108399708.007>
- Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P. & Richard, E. (2001). Amass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(573), 869-886. <https://doi.org/10.1002/qj.49712757309>
- Brun, É., David, P., Sudul, M. & Brunot, G. (1992). A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, 38(128), 13-22. <https://doi.org/10.3189/S0022143000009552>
- Charalampidis, C. (2016). Climatology and Firn Processes in the Lower Accumulation Area of the Greenland Ice Sheet. Uppsala Dissertation 1372, Faculty of Science and Technology. Uppsala: Acta Universitatis Upsaliensis.
- Coléou, C. & Lesaffre, B. (1998). Irreducible water saturation in snow: experimental results in a cold laboratory. *Annals of Glaciology*, 26, 64-68.
- Delhasse, A. (2022). Uncertainties in surface mass balance projections of the Greenland Ice Sheet. Unpublished doctoral thesis, ULg - Université de Liège [Sciences], Liège, Belgium. Jury: Fettweis, X. (Promotor), Hubert, A., Amory, C., Gallée, H., Mottram, R., ... Ghilain, N. <https://hdl.handle.net/2268/297034>
- de La Peña, S., Howat, I. M., Nienow, P. W., van den Broeke, M. R., Mosley-Thompson, E., Price, S. F., Mair, D., Noël, B. & Sole, A. J. (2015). Changes in the firn structure of the western Greenland Ice Sheet caused by recent warming. *Cryosphere*, 9(3), 1203-1211. <https://doi.org/10.5194/tc-9-1203-2015>
- Doutreloup, S., Wyard, C., Amory, C., Kittel, C., Erpicum, M. & Fettweis, X. (2019). Sensitivity to Convective Schemes on Precipitation Simulated by the Regional Climate Model MAR over Belgium (1987-2017). *Atmosphere*, 10, 34. <https://doi.org/10.3390/atmos10010034>
- Fettweis, X. (2007). Reconstruction of the 1979-2006 Greenland ice sheets surface mass balance using the regional climate model MAR. *Cryosphere*, 1, 21-40, <http://www.the-cryosphere-discuss.net/1/21/2007/>.

- Fettweis, X., Tedesco, M., van den Broeke, M. & Ettema, J. (2011). Melting trends over the Greenland ice sheet (1958-2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *Cryosphere*, 5, 359-375. <http://www.the-cryosphere-discuss.net/5/359/2011/>
- Fettweis, X., Hofer, S., S  ferian, R., Amory, C., Delhasse, A., Doutreloup, S., Kittel, C., Lang, C., van Bever, J., Veillon, F. & Irvine, P. (2021). Brief communication: Reduction in the future Greenland ice sheet surface melt with the help of solar geoengineering. *Cryosphere*, 15(6), 3013-3019. <https://doi.org/10.5194/tc-15-3013-2021>
- Gallée, H. & Schayes, G. (1995). Development of a three-dimensional meso-primitive equation model: katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay. *Monthly Weather Review*, 122, 671-685. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122%3C0671:DOATDM%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122%3C0671:DOATDM%3E2.0.CO;2)
- Gallée, H. (1995). Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica. *Monthly Weather Review*, 123, 2051-2069. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123%3C2051:SOTMAI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123%3C2051:SOTMAI%3E2.0.CO;2)
- Gallée, H. (1997). Air-snow interactions and the surface energy and mass balance over the melting zone of west Greenland during the Greenland Ice Margin Experiment. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 102(D12), 13813-13824. <https://doi.org/10.1029/96JD03358>
- Gallée, H., Guyomarch, G. & Brun, E. (2001). Impact of Snow Drift on the Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance: Possible Sensitivity to Snow-Surface Properties. *Boundary-Layer Meteorology*, 99, 1-19.
- Harper, J., Humphrey, N., Pfeffer, W. T., Brown, J. & Fettweis, X. (2012). Greenland ice-sheet contribution to sea-level rise buffered by meltwater storage in firn. *Nature*, 491(7423), 240-243. <https://doi.org/10.1038/nature11566>
- Hofer, S., Lang, C., Amory, C., Kittel, C., Delhasse, A., Tedstone, A. & Fettweis, X. (2020). Greater Greenland Ice Sheet contribution to global sea level rise in CMIP6. *Nature Communications*, 11(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-020-20011-8>
- Kessler E. (1969). On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. In On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulations. Monog, M. Meteorological Monographs, vol 10. Boston: American Meteorological Society, 1-84. [https://doi.org/10.1007/978-1-935704-36-2\\_1](https://doi.org/10.1007/978-1-935704-36-2_1)
- Lefebvre, F., Gallée, H., van Ypersele, J. P. & Greuell, W. (2003). Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland): A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(8). <https://doi.org/10.1029/2001jd001160>
- Levkov, L., Rockel, B., Kapitza, H. & Raschke, E. (1992). 3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution. *Contributions to Atmospheric Physics*, 65, 35-58.
- Lin, Y.-L., Farley, R.D. & Orville, H.D. (1983). Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 22, 1065-1092. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2)
- Meyers, M.P., DeMott, P.J. & Cotton, W.R. (1992). New Primary Ice-Nucleation Parameterizations in an Explicit Cloud Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 31, 708-721. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1992\)031%3C0708:NPINPI%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1992)031%3C0708:NPINPI%3E2.0.CO;2)
- Morcrette, J.-J. (2002). Assessment of the ECMWF Model Cloudiness and Surface Radiation Fields at the ARM SGP Site. *Monthly Weather Review*, 130, 257-277. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2002\)130<0257:AOTEMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<0257:AOTEMC>2.0.CO;2)
- Nghiem, S. v., Hall, D. K., Mote, T. L., Tedesco, M., Albert, M. R., Keegan, K., Shuman, C. A., DiGirolamo, N. E. & Neumann, G. (2012). The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012. *Geophysical Research Letters*, 39(20). <https://doi.org/10.1029/2012GL053611>
- No  l, B., van Kampenhout, L., Lenaerts, J. T. M., van de Berg, W. J. & van den Broeke, M. R. (2021). A 21st Century Warming Threshold for Sustained Greenland Ice Sheet Mass Loss. In *Geophysical Research Letters* (Vol. 48, Issue 5). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1029/2020GL090471>
- Niels Bohr Institute (n.d). The firn zone: Transforming snow to ice. Niels Bohr Institute. [https://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/research/drill\\_analysing/cutting\\_and\\_analysing\\_ice\\_cores/analysing\\_gasses/firn\\_zone/](https://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/research/drill_analysing/cutting_and_analysing_ice_cores/analysing_gasses/firn_zone/), consult  e en ao  t 2022.
- Pfeffer, W. T., Meier, M. F. & Illangasekare, T. H. (1991). Retention of Greenland runoff by refreezing: implications for projected future sea level change. *Journal of Geophysical Research*, 96(C12). <https://doi.org/10.1029/91jc02502>
- Polashenski, C., Courville, Z., Benson, C., Wagner, A., Chen, J., Wong, G., Hawley, R. & Hall, D. (2014). Observations of pronounced Greenland ice sheet firn warming and implications for runoff production. *Geophysical Research Letters*, 41(12), 4238-4246. <https://doi.org/10.1002/2014GL059806>
- Reijmer, C. H., van den Broeke, M. R., Fettweis, X., Ettema, J. & Stap, L. B. (2012). Refreezing on the Greenland ice sheet: A comparison of parameterizations. *Cryosphere*, 6(4), 743-762. <https://doi.org/10.5194/tc-6-743-2012>
- Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E., Smith, B., van den Broeke, M., Velicogna, I., Whitehouse, P., Briggs,

- K., Joughin, I., Krinner, G., Nowicki, S., Payne, T., Scambos, T., Schlegel, N., A, G., Agosta, C., Ahlström, A., Babonis, G., Barletta, V. R., ... Wuite, J. (2020b). Mass balance of the Greenland Ice Sheet from 1992 to 2018. *Nature*, 579(7798), 233-239. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1855-2>
- Tedesco, M. & Fettweis, X. (2020). Unprecedented atmospheric conditions (1948-2019) drive the 2019 exceptional melting season over the Greenland ice sheet. *Cryosphere*, 14(4), 1209-1223. <https://doi.org/10.5194/tc-14-1209-2020>
- van Angelen, J. H., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., Fettweis, X. & van Meijgaard, E. (2013). Rapid loss of firn pore space accelerates 21st century Greenland mass loss. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2109-2113. <https://doi.org/10.1002/grl.50490>
- van As, D., Box, J. E. & Fausto, R. S. (2016). Challenges of quantifying meltwater retention in snow and firn: An expert elicitation. *Frontiers in Earth Science*, 4. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00101>
- van den Broeke, M. R., Enderlin, E. M., Howat, I. M., Kuipers Munneke, P., Noël, B. P. Y., Jan Van De Berg, W., van Meijgaard, E. & Wouters, B. (2016). On the recent contribution of the Greenland ice sheet to sea level change. *Cryosphere*, 10(5), 1933-1946. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1933-2016>
- van den Broeke, M., Box, J., Fettweis, X., Hanna, E., Noël, B., Tedesco, M., van As, D., van de Berg, W. J. & van Kampenhout, L. (2017). Greenland Ice Sheet Surface Mass Loss: Recent Developments in Observation and Modeling. In *Current Climate Change Reports* (Vol. 3, Issue 4, pp. 345-356). Springer. <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0084-8>
- Van Meijgaard, E., van Ulf, L., van de Berg, W., Bosveld, F., van den Hurk, B., Lenderink, G. & Siebesma, A. (2008). The KNMI regional atmospheric climate model, version 2.1, KNMI Tech. Rep., 302, Royal Dutch Meteorological Institute (KNMI), DeBilts, the Netherlands.
- Vandecrux, B., MacFerrin, M., MacHuth, H., Colgan, W. T., van As, D., Heilig, A., Max Stevens, C., Charalampidis, C., Fausto, R. S., Morris, E. M., Mosley-Thompson, E., Koenig, L., Montgomery, L. N., Miège, C., Simonsen, S. B., Ingeman-Nielsen, T. & Box, J. E. (2019). Firn data compilation reveals widespread decrease of firn air content in western Greenland. *Cryosphere*, 13(3), 845-859.
- Vandecrux, B., Mottram, R., L. Langen, P., S. Fausto, R., Olesen, M., Max Stevens, C., Verjans, V., Leeson, A., Ligtenberg, S., Kuipers Munneke, P., Marchenko, S., van Pelt, W., R. Meyer, C., B. Simonsen, S., Heilig, A., Samimi, S., Marshall, S., MacHuth, H., MacFerrin, M., ... E. Box, J. (2020). The firn meltwater Retention Model Intercomparison Project (RetMIP): Evaluation of nine firn models at four weather station sites on the Greenland ice sheet. *Cryosphere*, 14(11), 3785-3810. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3785-2020>
- Wyard, C., Doutreloup, S., Belleflamme, A., Wild, M. & Fettweis, X. (2018). Global Radiative Flux and Cloudiness Variability for the Period 1959–2010 in Belgium: A Comparison between Reanalyses and the Regional Climate Model MAR. *Atmosphere*, 9, 262. <https://doi.org/10.3390/atmos9070262>
- Wyard, C., Scholzen, C., Fettweis, C., Van Campenhout, J. & François, L. (2017). Decrease in climatic conditions favouring foods in the south-east of Belgium over 1959-2010 using the regional climate model MAR. *International Journal of Climatology*, 37, 2782-2796. <https://doi.org/10.1002/joc.4879>
- World Meteorological Organization (2022). State of the Global Climate 2021. [https://library.wmo.int/doc\\_num.php?explnum\\_id=11178](https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=11178)

**Coordonnées des auteurs :**

Josip BRAJKOVIC  
Doctorant boursier  
Climatologie et Topoclimatologie  
Département de Géographie, UR SPHERES  
Université de Liège  
[josip.brajkovic@uliege.be](mailto:josip.brajkovic@uliege.be)

Alison DELHASSE  
Doctorante  
Climatologie et Topoclimatologie  
Département de Géographie, UR SPHERES  
Université de Liège  
[alison.delhasse@uliege.be](mailto:alison.delhasse@uliege.be)

Xavier FETTWEIS  
Docteur en Sciences  
Climatologie et Topoclimatologie  
Département de Géographie, UR SPHERES  
Université de Liège  
[xavier.fettweis@uliege.be](mailto:xavier.fettweis@uliege.be)