

Mémoire

Auteur : Brajkovic, Josip

Promoteur(s) : Fettweis, Xavier

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master en sciences géographiques, orientation global change, à finalité approfondie

Année académique : 2021-2022

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/15912>

Avertissement à l'attention des usagers :

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

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



Faculté des sciences
Département de géographie

Estimation à long terme (2300) de la capacité de rétention de l'eau de fonte de la calotte du
Groenland

.

Mémoire présenté par : **Josip BRAJKOVIC**

pour l'obtention du titre de

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

Année académique :

2021-2022

Date de défense :

Septembre 2022

Président de jury :

Pr. Aurélia HUBERT

Promoteur :

Pr. Xavier FETTWEIS

Jury de lecture :

Pr. François JONARD

Pr. Quentin GLAUDE

Remerciements

Par ces quelques lignes, je souhaiterais remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à ce mémoire ainsi qu'à mes 5 années d'études.

Tout d'abord, je remercie Alison DELHASSE et Xavier FETTWEIS pour leur disponibilité et leurs conseils avisés. Se sentir accompagné face à un premier travail de recherche m'a permis d'arriver à mes fins malgré les doutes et questionnements qui accompagnent chaque étudiant à la fin de leur parcours académique.

De manière générale d'ailleurs, avoir cotoyé l'équipe du laboratoire de Climatologie pendant mes semaines de stage a été un honneur et un privilège et m'a permis d'en apprendre plus sur le métier de chercheur.

Ensuite, je remercie ma famille qui m'a toujours soutenu au cours de ces 5 années. J'ai pu grâce à eux partager mes craintes et angoisses qui font inexorablement partie de la vie étudiante, mais également mes succès qui couronnent de longues périodes de travail.

Enfin, comment oublier mes amis géographes ? En arrivant dans les imposants amphithéâtres de l'université de Liège, seul face à ces 5 années qui me faisaient face, je ne réalisais pas à l'époque que l'une des forces qui me pousserait jusqu'au bout résidait dans les liens d'amitié que j'allais tisser avec des personnes qui m'étaient jusque-là inconnues. Je remercie donc tous mes amis du cercle de géographie, le fameux GAGG, grâce auxquels je finis ce parcours des souvenirs plein la tête...

Table des matières

Remerciements	1
Liste des figures	5
Liste des abréviations	7
I- Introduction	8
i. Contexte général	8
ii. Contenu du mémoire	9
II- Bref état de l’art	10
i. La Calotte du Groenland et son bilan de masse	10
ii. Bilan de masse récent	13
iii. Projections de SMB	16
iv. Différents rôles du manteau neigeux	19
v. Faciès de fonte et modélisation	21
vi. Rétention et modélisation régionale	24
III- Question de recherche	29
IV- Méthodologie	30
i. Le modèle MAR	30
ii. CROCUS	31
iii. Paramètres analysés	33
a. Rétention d’eau dans CROCUS	33

b.	Saturation en eau irréductible.....	35
c.	Hauteur du manteau neigeux et Nombre de couches	36
d.	Lentilles de glace (Paramètre PClose)	36
e.	Résumé des tests de sensibilité.....	37
iv.	Conditions initiales	39
V-	Résultats.....	41
i.	Fonte, run-off et regel sur toute la calotte	41
a-	Saturation en eau irréductible (iws)	41
a-	Hauteur prise en compte.....	42
a-	Nombre de couches.....	44
b-	Lentilles de glaces (Pclose)	44
c-	En résumé	44
ii.	Distribution spatiale du regel	46
a-	Saturation en eau irréductible (IWS).....	47
b-	Hauteur prise en compte.....	49
c-	Nombre de couches.....	51
d-	Lentilles de glace (paramètre Pclose).....	52
e-	En résumé	53
iii.	Fonte, run-off et regel en altitude	54
a-	Saturation en eau irréductible (IWS).....	54
b-	Hauteur de manteau neigeux considérée	55
c-	Nombre de niveaux	55
d-	Lentilles de glace.....	56
e-	En résumé	56
iv.	Profils moyens de densités et température.....	60

a-	Saturation en eau irréductible (IWS).....	60
b-	Hauteur prise en compte.....	63
c-	Nombre de couches.....	66
d-	Lentilles de glace.....	67
v.	Analyse de la saisonnalité	69
a-	Saturation en eau irréductible (IWS).....	70
b-	Hauteur de manteau neigeux.....	76
c-	Nombre de niveaux	78
d-	En résumé	80
VI-	Discussions	81
i-	A propos de la rétention d'eau	81
ii-	A propos des tests de sensibilité.....	81
iii-	Caractéristiques du manteau neigeux	82
iv-	Limites de l'approche	83
v-	Implications des résultats.....	85
VII-	Conclusions.....	86
VIII-	Références.....	88
IX-	Annexes	95

Liste des figures

- Figure 1. Zones glaciologiques de la calotte du Groenland
- Figure 2. Évolution du bilan de masse total de la calotte du Groenland de 1992 à 2019.
- Figure 3. Projections de SMB au 21^{ème} siècle par différents modèles
- Figure 4. Fonte lors de l'épisode de l'été 2012.
- Figure 5. Anomalie du nombre de jours de fonte par rapport à la période 1981-2010 sur base de données satellites micro-ondes
- Figure 6. Densités de la neige à 4 locations de la calotte du Groenland obtenue via 9 modèles et localisation des sites
- Figure 7. Extension de la zone de percolation observée via données satellites radar et localisation du transect cité
- Figure 8. Regel moyenné sur la période 1958-2008 modélisé par (a) RACMO2 et (b) MAR et (c) la différence entre les deux.
- Figure 9. Schéma de fonctionnement du modèle de neige pour le calcul de la rétention d'eau.
- Figure 10. Configurations initiales pour les tests de sensibilité.
- Figure 11. Situation initiale en 2100.
- Figure 12. Séries temporelles annuelles pour les tests de sensibilité sur la saturation en eau irréductible.
- Figure 13. Séries temporelles annuelles pour les tests de sensibilité sur la hauteur de manteau neigeux considérée.
- Figure 14. Écart-type et moyenne du regel annuel de 2201 à 2300 pour la simulation de référence.
- Figure 15. Erreur absolue sur le regel pour différentes valeurs de saturation en eau irréductible (IWS).
- Figure 16. Erreur absolue sur le regel pour différentes hauteurs considérées.
- Figure 17. Erreur absolue sur le regel pour des nombres de couches différents.
- Figure 18. Erreur sur le regel pour différentes configurations du paramètre P_{close} .
- Figure 19. Séries temporelles annuelles pour les tests de sensibilité sur la saturation en eau irréductible pour les pixels dont l'altitude dépasse 2500 m.

- Figure 20. Séries temporelles annuelles pour les tests de sensibilité sur la hauteur de manteau neigeux considérée pour les pixels dont l'altitude dépasse 2500 m.
- Figure 21. Séries temporelles annuelles pour les tests de sensibilité sur le nombre de couches pour les pixels dont l'altitude dépasse 2500 m.
- Figure 22. Profils de densité et de température moyens en Juin-Juillet-août (2281-2300) pour les pixels dont l'altitude dépasse 2500 m en faisant varier la saturation en eau irréductible.
- Figure 23. Évolution de la densité moyenne en juin, juillet et août de 1 à 10 m pour différentes valeurs d'IWS.
- Figure 24. Profils moyens de densité et température pour les pixels dépassant les 2500 m d'altitude (2281-2300) en faisant varier la hauteur prise en compte
- Figure 25. Profil moyen de densité en juin-juillet-août pour les pixels dépassant les 2500 m d'altitude (2281-2300) en faisant varier le nombre de couches.
- Figure 26. Profil moyen de densité en juin-juillet-août pour les pixels dépassant l'altitude de 2500m (2281-2300) pour différentes configurations du paramètre Pclose.
- Figure 27. Evolution saisonnière de la densité entre 0 et 1m (a), de l'albédo moyen (b) et du regel (c) moyennés entre 2281 et 2300.
- Figure 28. Evolution saisonnière du run-off (a) et de la fonte (c) moyennés entre 2281 et 2300.
- Figure 29. Évolution saisonnière du profil de densité pour différentes valeurs du paramètre d'IWS (Altitude supérieure à 2500 mètres) aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre.
- Figure 30. Évolution saisonnière du profil de température pour différentes valeurs du paramètre d'IWS (Altitude supérieure à 2500 mètres) aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre.
- Figure 31. Évolution saisonnière du profil de pour différentes hauteurs considérées (Altitude supérieure à 2500 mètres) aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre.
- Figure 32. Évolution saisonnière du regel moyen entre 2281 et 2300.
- Figure 33. Évolution saisonnière de la densité (0-1m) (a) et du run-off (b) entre 2281 et 2300 pour différents nombres de couches.

Liste des abréviations

SMB : *surface Masse Balance*, bilan de masse de surface

MB : *Mass Balance*, bilan de masse total de la calotte

D : *Discharge*, débit solide de glace depuis la ligne d'ancrage

P_{tot} : Précipitations totales sur la calotte

SU_{tot} : Sublimation totale

ER_{ds} : Érosion par *Drifting Snow*

RU : run-off/ruissellement

CO : Condensation de la vapeur d'eau

ME : Production d'eau de fonte

RT : Rétention d'eau liquide

RF : Regel

M : Énergie disponible pour la fonte

SW : Flux radiatif à basse longueur d'onde

LW : Flux radiatif à grande longueur d'onde

SHF : Flux turbulent de chaleur sensible

LHF : Flux turbulent de chaleur latente

G_s : Flux de chaleur par conduction e subsurface

RACMO : Regional Atmospheric Climate Model

MAR : Modèle Atmosphérique régional

SSP/RCP : Préfixes des scénarios du GIEC

CMIP: *Climate Models Intercomparison Project*

ESM: *Earth System Model*

GCM: *General Circulation Model*

RCM: *Regional Climate Model*

SISVAT: Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere transfer

c_i : Capacité thermique de la glace

T_{sn} : Température de la neige

K : Conductivité effective

L_f : Chaleur latente de fusion

Q : Pénétration de la radiation à petite longueur d'onde

ρ_w : densité de l'eau liquide

U_w : Flux vertical en eau liquide

t_{runoff} : Échelle de temps de ruissellement

dz_{Melt} : Épaisseur fondue d'une couche

E_{fonte} : énergie disponible pour la fonte

ρ_c : Densité d'une couche de firn dans le modèle

ρ_g : densité de la glace pure

C_n : Capacité thermique de la neige

L_n : Chaleur latente de fusion de la neige

T_c : Température d'une couche de firn

T_f : température de fusion de la neige

dz_c : Épaisseur d'une couche de firn

V_p : Volume des pores d'une couche de firn

IWS : *Irreducible Water Saturation*

r_{Water} : Eau retenue par capillarité dans une couche de firn

ρ_{CO} : Pore Hole Close-Off Density

I- Introduction

i. Contexte général

La Calotte du Groenland a connu une accélération de sa fonte depuis 1990. Si bien que l'on considère que sa fonte participe à environ 20 pourcents de l'augmentation du niveau moyen des mers actuellement observée avec pour cause fondamentale une augmentation de la température atmosphérique (Fettweis et al., 2020 ; Shepherd et al., 2020).

Depuis une vingtaine d'années, la répartition spatiale de la fonte a d'ailleurs été fortement modifiée avec une augmentation de l'altitude à laquelle la fonte est envisageable. Un exemple de fonte particulièrement intense à plus haute altitude fut l'été 2012. Cet évènement extrême en termes de fonte est d'une grande rareté puisqu'il faut remonter jusqu'au moyen-âge pour observer un tel épisode (Nghiem et al., 2012). Plus récemment, en 2019, la fonte estivale a également battu des records avec une intensité n'ayant pas été observée depuis 1948 (Tedesco & Fettweis, 2020).

En parallèle de cette évolution récente de la fonte, divers nouveaux mécanismes de redistribution des eaux de fonte gagnent en intérêt dans la communauté scientifique. Parmi ceux-ci, on compte en particulier les rôles joués par le manteau neigeux de la calotte. En effet, les caractéristiques de ce manteau jouent un rôle en ce qui concerne le sort des eaux de fonte générées en surface. Ces eaux de fonte peuvent être regelées en profondeur ou simplement être conservées sous forme liquide à l'intérieur même de ce manteau influençant ainsi le ruissellement en surface et donc la perte de masse de la calotte (Forster et al., 2014 ; Koenig et al., 2014 ; Polashenski et al., 2014 ; van Angelen et al., 2013 ; Vandecrux et al., 2020).

L'importance de ce rôle tampon joué par le manteau fut déjà mis en évidence en 1991 par Pfeffer et al. (1991) qui démontrèrent l'importance de la prise en compte du regel des eaux de fonte dans les projections futures de variation du niveau des mers (Pfeffer et al., 1991). Dans un contexte de réchauffement climatique, on comprend donc aisément l'intérêt porté à la rétention d'eau au sein du manteau neigeux au Groenland.

Dans le cadre de ce mémoire, des simulations à long terme (2300) des caractéristiques du manteau neigeux au Groenland ont été réalisées afin de quantifier le rôle joué par ce dernier

dans un contexte où la fonte apparaît aux plus hautes altitudes de la calotte. L'objectif étant d'évaluer comment la manière dont sont prises en compte les caractéristiques du manteau, impacte la contribution de la fonte à l'augmentation du niveau des mers.

ii. Contenu du mémoire

Dans un premier temps, un rapide état de l'art des connaissances du domaine de recherche sera présenté. Celui-ci permettra de dresser les différentes notions nécessaires à la compréhension de ce mémoire et mettra également en évidence le sens de la démarche entreprise. Ainsi, les notions de bilan de masse total, bilan de masse de surface (SMB), faciès de fonte seront adressées ainsi que bien d'autres. Enfin, dans cette première partie sera discutée l'importance de la prise en compte de la rétention d'eau dans la modélisation régionale au Groenland dans le contexte de réchauffement climatique.

Dans la seconde partie, le modèle utilisé pour la réalisation des simulations sera présenté. Cette section sera l'occasion d'expliquer les tests de sensibilité qui ont été effectués et d'ainsi comprendre le rôle de différents paramètres au sein du modèle. Ces deux premières sections permettront ainsi une meilleure compréhension des résultats ainsi que leurs implications. Par après, les résultats obtenus seront analysés afin de mettre en évidence vis-à-vis de quels paramètres le modèle est le plus sensible.

Enfin, une ultime partie viendra discuter des implications qu'ont les résultats et des principaux messages clés à retirer de ce mémoire.

II- Bref état de l'art

Dans cette section, seront d'abord présentés de manière générale la calotte du Groenland et la manière d'en évaluer le bilan de masse. Ces premières explications permettront de poser certaines définitions utiles à la compréhension et à l'analyse des résultats de ce mémoire. Ensuite, l'importance de la prise en compte de la rétention par le manteau neigeux sera mise en évidence.

i. La Calotte du Groenland et son bilan de masse

La calotte du Groenland s'étend de 60°N à 80°N en latitude. Elle atteint des altitudes de 3290 m au sein de son dôme central (72°N) et d'approximativement 3000 m dans le dôme situé au sud (63-65°N) (cf. Figure 7). La surface occupée par l'inlandsis vaut 1.7 millions de km² pour un volume d'environ 3.0 millions de km³. Si bien que si toute la calotte venait à fondre, cela représenterait un équivalent de 7.5 mètres d'élévation du niveau des mers (Barry & Hall-McKim, 2018). Le volume qu'occupe la calotte du Groenland varie d'année en année et son évolution peut être suivie en évaluant son bilan de masse. 4 équations permettent de l'évaluer. (Van den Broeke et al., 2017).

Premièrement, il y a l'équation générale du bilan de masse global (MB = *Mass Balance*) de l'inlandsis qui s'obtient en calculant la différence entre les gains nets de masse en surface et les pertes de masse. Pour les gains nets de masse, ceux-ci s'obtiennent via le bilan de masse en surface (SMB = *Surface Mass Balance*). Concernant les pertes de masse en marge de la calotte, celles-ci se font sous forme solide à partir de la ligne d'ancrage de la calotte ou *Grounding line* en anglais. Cette ligne d'ancrage est l'intersection entre la base de la calotte, l'océan et le socle rocheux sous-jacent. À partir de cette limite, la masse solide de la calotte, entraînée par un écoulement de celle-ci sous son propre poids, est susceptible de se détacher sous forme d'icebergs par un phénomène appelé vêlage (Van den Broeke et al., 2017). Ce flux solide est noté D (D pour *Discharge*) dans cette première équation :

$$MB = \frac{dM}{dt} = SMB - D \left[\frac{GT}{an} \right]. (1)$$

La seconde équation est celle du bilan de masse en surface SMB qui résume la contribution de tous les gains et pertes de masse depuis la surface de la calotte jusqu'à la ligne de contact entre la glace et le firn. Cette ligne de contact résulte du phénomène de métamorphisme de la neige, qui par accumulation et sous son propre poids se compacte en firn et finalement en glace formant ainsi un manteau neigeux structuré. Proche de la surface, le firn a une densité de l'ordre de 350 kg/m³. Plus en profondeur, sa densité peut atteindre 550 kg/m³ avant que la transformation en glace ne commence. À partir d'une densité de 800 kg/m³ les pores sont progressivement scindés les uns des autres formant ainsi une glace avec des bulles d'air en son sein (Niels Bohr Institute, n.d). Ainsi l'équation s'exprime de la sorte :

$$SMB = P_{tot} - SU_{tot} - ER_{ds} - RU, (2)$$

avec P_{tot} qui représente les précipitations totales (la somme des chutes de neiges (SN) et de la pluie (RA)), SU_{tot} qui est la sublimation totale, ER_{ds} qui est l'érosion due à la *drifting snow* (particules de neige emportées par les vents) et RU qui est le ruissellement des eaux de fonte. La troisième équation concerne le bilan en eau liquide qui sert à obtenir RU :

$$RU = RA + CO + ME - RT - RF, (3)$$

Avec 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. Enfin, la condensation, la fonte et la sublimation dépendent du bilan énergétique en surface SEB (SEB = *Surface Energy Balance*) qui est la somme de tous les flux énergétiques vers et depuis la surface. Le calcul de ce bilan énergétique est à la base du SMB puisqu'il détermine l'énergie qui sera au final disponible pour la fonte de la neige :

$$\begin{aligned} M &= SW_{in} + SW_{out} + LW_{in} + LW_{out} + SHF + LHF + \\ &= SW_{in}(1 - \alpha) - \sigma T_s^4 + SHF + LHF + G_s \left[\frac{W}{m^2} \right], (4) \end{aligned}$$

où M est l'énergie disponible pour la fonte. SW et LW sont respectivement les flux radiatifs à petite et grande longueurs d'onde. SHF et LHF représentent les flux turbulents en surface de

chaleur sensible et latente. G_s est le flux de chaleur par conduction en subsurface. Enfin α et σ sont respectivement l'albédo de surface et la constante de Stefan Boltzmann avec T_s la température de surface. Sur base de ces différentes équations, on peut ensuite définir deux zones sur la calotte à savoir la zone d'accumulation où la SMB locale est positive et la zone d'ablation où elle est négative. La ligne de séparation entre cette zone est appelée ligne d'équilibre et présente un SMB nul (Van den Broeke et al., 2017). Dans le Groenland occidental cette ligne d'équilibre se situe en moyenne à une altitude de 1553 m (van de Wal et al., 2012)

Si le SMB n'est pas uniforme sur toute l'étendue de l'inlandsis, il en va de même pour la fonte. En effet, différentes zones se distinguent avec différents faciès de fonte en surface qui furent décrits pour la première fois par Carl Benson en 1961. Parmi ces faciès, il y a tout d'abord le faciès d'ablation qui s'étend depuis le terminal des glaciers jusqu'à la ligne annuelle de Firn qui est la limite où l'on observe encore de la glace en surface. Ensuite vient le *Soaked facies* ou « faciès trempé » qui comme son nom l'indique concerne les endroits où la couche de neige est saturée en eau depuis la surface jusqu'au contact avec la glace (Barry & Hall-McKim, 2018). Cette neige lorsqu'elle est très saturée avec présence de cristaux de glace porte le nom de *slush* (Singh et al., 2011). Le faciès suivant est le faciès de percolation où la fonte peut localement percoler jusqu'à 10 m de profondeur. Enfin le dernier faciès décrit est la *Dry zone* ou zone de neige fraîche où la fonte n'apparaît que très rarement (Barry & Hall-McKim, 2018). Bien que légèrement différente de la classification de Benson, la Figure 1 permet de se faire une idée de l'extension de ces différentes zones.

La zone de neige sèche couvre approximativement 40% de la surface de la calotte mais son extension a varié de 25 à 52 % entre 2008 et 2012 d'après des données QuickSCat (Moon et al., 2012). Pour ce qui est de la zone d'ablation, la glace vive est exposée à une altitude d'environ 1520 mètres à la fin de la saison d'ablation et s'étend jusqu'à une altitude de 1750 m (la *Firn line*) (van den Broeke et al., 2008). La zone de percolation vient ensuite jusqu'à une altitude d'environ 2500 mètres (Charalampidis, 2016).

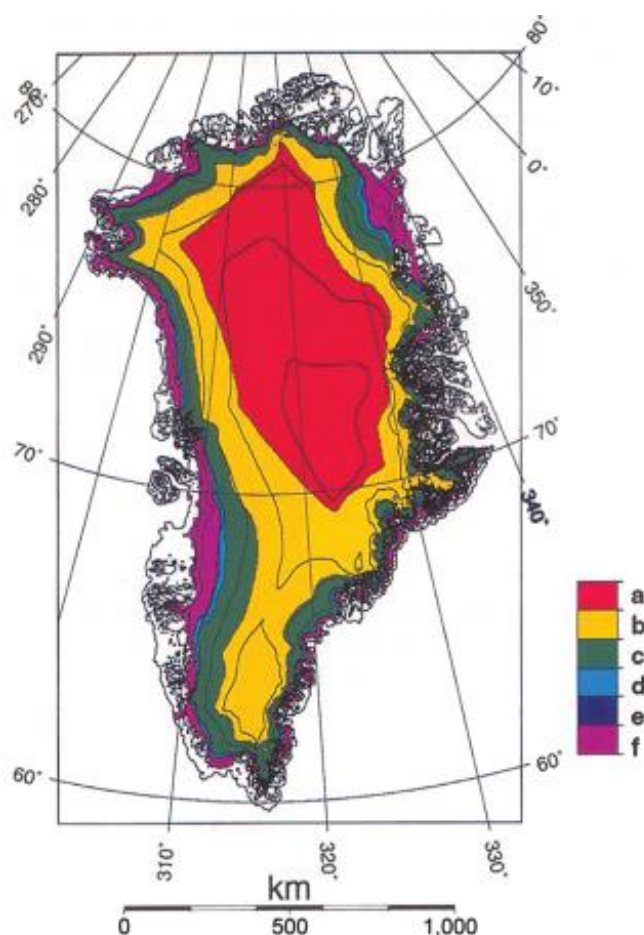


Figure 1. Zones glaciologiques de la calotte du Groenland :

- (a) *Dry Snow zone*
- (b) *Percolation zone*
- (c) *Wet snow zone*
- (d) *Slush zone*
- (e) *Superimposed ice zone*
- (f) *Ablation zone*

ii. Bilan de masse récent

Le Bilan de masse total du Groenland peut être évalué par différentes techniques. Ces techniques se basent soit sur des données satellites soit sur des résultats issus de modèles climatiques régionaux. En 2019, les résultats obtenus par les différentes techniques ont été comparés pour la période s'étalant de 1922 à 2019 dans le cadre d'un article réalisé par la TEAM IMBIE (<http://imbie.org/>) qui réunit un panel d'experts sur la calotte du Groenland (Shepherd et al., 2020b).

Pour ce qui est des données satellites, on peut dériver les pertes de masse de la calotte via des techniques de gravimétrie ou d'altimétrie. L'altimétrie consiste à dériver le bilan de masse total de la calotte en fonction de la variation de l'altitude du sommet de la calotte. En intégrant ces variations sur l'ensemble de la calotte et en prenant en compte la densité du firn, on peut ainsi accéder au bilan de masse total de la calotte. Les techniques de gravimétrie, quant à elles, se basent sur des variations du champ gravitationnel terrestre induites par les pertes de

masse de la calotte. Il est en effet possible de déduire le bilan de masse en prenant en compte les trajectoires de satellites polaires dont l'orbite de révolution se retrouve affectée par ces variations de masse au pôle (Shepherd et al., 2020).

Pour ce qui est des résultats fournis par les modèles, on parle de méthode input-output. Les inputs ou les gains de masse sont évalués via le SMB fourni par les modèles. Les outputs dû au vêlage d'icebergs, qui est induit par la dynamique glaciaire, sont estimés via des données satellites. Ainsi, via ces différentes techniques, l'évolution récente (de 1992 à 2018) du bilan de masse total a pu être obtenue.

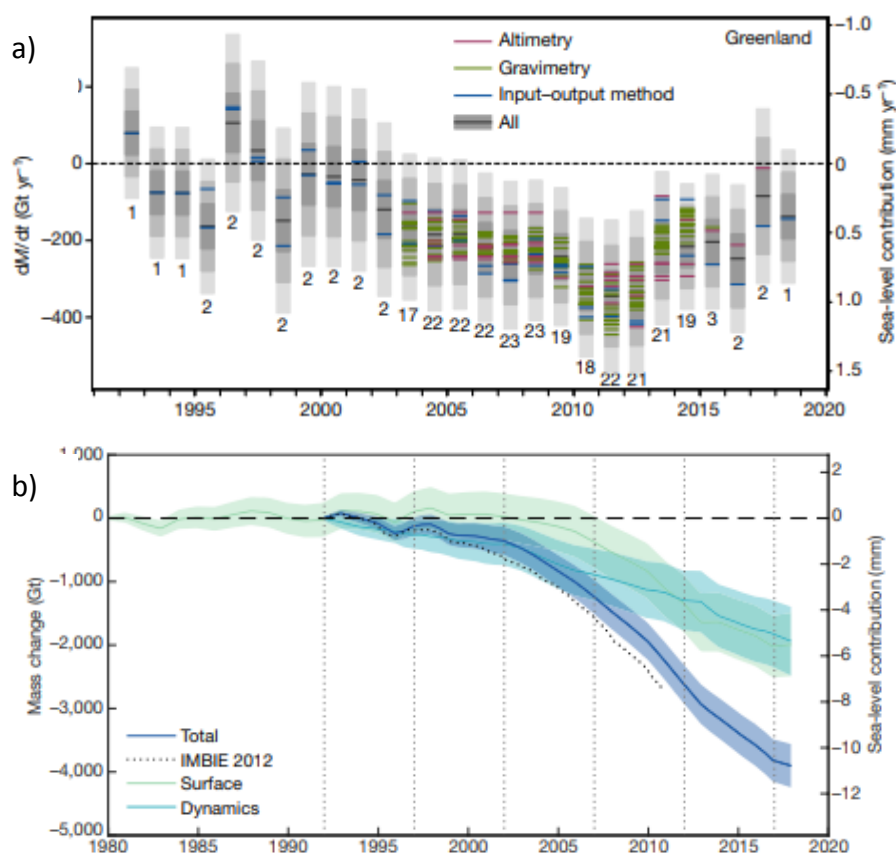


Figure 2. Évolution du (a) bilan de masse total de la calotte du Groenland de 1992 à 2019 et (b) évolution de la contribution du SMB et de la dynamique glaciaire au MB sur la même période (Shepherd et al., 2020).

Sur la Figure 2.a, on peut voir cette évolution ainsi que la variabilité des résultats obtenus par les différentes méthodes. Sous les barres de variabilité des valeurs annuelles se trouve le nombre de résultats (via les 3 méthodes décrites précédemment) disponibles pour

l'estimation de cette valeur annuelle. De manière globale, les différentes méthodes s'accordent assez bien les unes avec les autres. Après avoir moyenné les résultats pour les 3 techniques, l'évolution du MB selon ces 3 variantes s'est avérée fortement similaire. Pour ce qui est de l'évolution entre 1992 et 2019 en tant que telle, le Groenland a perdu de la masse sur quasiment l'ensemble de la période mais avec des variations dans ces pertes. La perte de masse s'est accrue de manière progressive de 1992 à 2012 atteignant une valeur maximale de 345 ± 66 Gt/an en 2011. Depuis 2012, cette tendance s'est quelque peu inversée avec une réduction progressive des pertes de masse menant à une valeur de 85 ± 75 Gt/an en 2018. En totalisant ces pertes sur la période étudiée, la calotte du Groenland a perdu $3,902 \pm 342$ Gt de glace vers l'océan avec près de la moitié de ces pertes attribuées à la période de 6 ans entre 2006 et 2012 (Shepherd et al., 2020). Tout en sachant que 400 gigatonnes équivalent environ à 1mm d'élévation du niveau des mers (Arias et al., 2021).

Dans cette même étude, a été attestée la proportion attribuée au SMB dans cette évolution. La Figure 2.b présente l'évolution des pertes de masse cumulées sur la période. Pour calculer la part liée au SMB (Surface), 3 modèles ont été utilisés à savoir RACMO2.3p2, MARv3.6 et HIRHAM. Les valeurs données par ces 3 modèles ont ensuite été moyennées pour fournir une unique estimation. Ces trois modèles ont montré que de manière soudaine, le SMB a commencé à décroître à la fin des années 1990. Au total, 1964 ± 565 Gt des pertes sont attribués aux processus de surface sur cette période. C'est donc 50,3 % des pertes de masses de la calotte qui ont été dues aux variations de SMB et aux conséquences indirectes qu'ont celles-ci sur les processus au sein du manteau de firn (voir section sur rôles du manteau neigeux). Cette contribution du SMB a cependant été variable sur la période. Ainsi, de 2007 à 2012, 70% des pertes de masse (193 ± 37 Gt/an) étaient dues au SMB contre 27% (22 ± 20 Gt/an) entre 1992 et 2007. La contribution de la dynamique glaciaire a quant à elle été obtenue en soustrayant la contribution du SMB à la valeur totale. Sur cette même figure est également présenté le total qui avait été obtenu dans l'intercomparaison précédente datant de 2012 (Shepherd et al., 2020).

En voyant cette évolution récente et l'importance relative du SMB dans celle-ci, on comprend pourquoi il est essentiel de comprendre au mieux les phénomènes qui régissent les variations du SMB de la calotte. De plus, les valeurs présentées dans cette section pourront servir de références pour relativiser les résultats obtenus dans ce mémoire.

En climatologie, différents types de modèles existent pour la réalisation de simulations. Pour des projections de SMB au Groenland, on utilise soit des modèles de circulation générale (GCM) soit des modèles climatiques régionaux (RCM). Les GCM sont également depuis plus récemment appelés *Earth System Models (ESM)*, les calculs de ces modèles s'effectuent sur une grille couvrant l'intégralité de la planète et prennent en compte les interactions entre l'atmosphère, l'océan, la biosphère et l'atmosphère voire même l'anthroposphère suivant la complexité des modèles. Les RCM se focalisent sur une région spécifique de la planète ce qui permet d'augmenter la résolution spatiale du modèle ainsi qu'une meilleure représentation des processus physiques. Ainsi, un RCM permet d'avoir un aperçu plus localisé de l'évolution du climat avec une résolution pouvant être inférieure à une dizaine de kilomètres, les GCM ont quant à eux une résolution de plusieurs centaines de kilomètres (Arias et al., 2021 ; Holube et al., 2022)

Pour réaliser des projections, il est nécessaire d'établir des scénarios socioéconomiques afin de prendre en considération l'évolution de la contribution anthropogénique au réchauffement climatique. Ces scénarios sont plus ou moins pessimistes quant au futur des émissions des gaz à effet de serre. Dans le cadre de la sortie des derniers rapports du GIEC (AR6), de nouveaux scénarios appelés SSP ont vu le jour, remplaçant les anciens scénarios RCP du rapport AR5. Ces scénarios projettent comment la société humaine, de par ses activités, bouleverse le bilan radiatif terrestre. En émettant des gaz à effet de serre ou en changeant l'occupation du sol de la planète, le bilan s'en retrouve perturbé et n'est plus à l'équilibre. Cela se marque par un déséquilibre dans le bilan et par une accumulation d'énergie dans le système. Ce déséquilibre s'évalue en Watts par mètre carré et est moyenné sur l'intégralité de la planète. Celui-ci prend en compte l'entièreté des forçages radiatifs liés à l'activité humaine (aérosols, occupation du sol, gaz à effet de serre...). Les scénarios les plus pessimistes d'ici 2100 mènent à un déséquilibre dans le bilan de 8.5 W/m^2 . Ce déséquilibre d'ici 2100 est utilisé comme suffixe aux noms des scénarios. Ainsi, les scénarios les plus pessimistes des deux derniers rapports (AR5 et AR6) portent respectivement les noms RCP8.5 et SSP585. (Arias et al., 2021 ; Fettweis et al., 2021).

Récemment, de nouvelles études sont parues sur les projections de SMB au Groenland. Ici, les résultats de 3 d'entre elles seront présentés. Les trois modèles ayant permis ces simulations sont BESSI, le MAR, et RACMO (Hofer et al., 2020; Holube et al., 2022; Noël et al., 2021). Le MAR et RACMO sont tous deux des modèles régionaux. Ceux-ci simulent donc leurs propres conditions atmosphériques nécessaires comme inputs à leurs modules de neige respectifs. BESSI ne réalise pas de tels calculs. Il s'agit d'un modèle de neige qui nécessite un champ de valeurs pour les conditions atmosphériques afin de pouvoir tourner. Ces champs lui sont fournis grâce aux ESM/GCM. Les conditions atmosphériques simulées par les GCM/ESM varient suivant le modèle utilisé, c'est pourquoi on réalise une moyenne des conditions simulées par les différents modèles existants. Les modèles globaux utilisés font partie du projet d'intercomparaison des modèles climatiques (CMIP). La dernière phase en date de ce projet est la sixième et porte le nom de CMIP6. Les modèles utilisés pour CMIP6 diffèrent de ceux de la cinquième phase CMIP5 par une résolution plus fine et par une sensibilité climatique plus importante (Fettweis et al., 2021). Les RCM utilisent également les GCM/ESM pour les conditions atmosphériques en bordure de leur domaine d'intégration. (Arias et al., 2021 ; Hofer et al., 2020; Holube et al., 2022; Noël et al., 2021)

Quel que soit le modèle utilisé, au plus le scénario est pessimiste, au plus l'évolution du SMB présente des valeurs basses. Cette évolution est d'ailleurs décroissante dans tous les cas de figure. Pour ce qui est du modèle MAR, on peut voir qu'avec les nouveaux scénarios du GIEC, il est estimé que le SMB pourrait devenir négatif à partir de 2066 déjà avec le scénario SSP245. Une telle évolution n'est pas observée avec l'ancien scénario équivalent, à savoir le scénario RCP 4.5. De manière générale d'ailleurs, les forçages réalisés via les nouveaux scénarios et l'ensemble des modèles de CMIP6 mènent à des valeurs de SMB plus basses. Avec une représentation plus détaillée des processus physiques et avec les nouveaux scénarios, on obtient donc des projections de SMB encore plus basses qu'auparavant. Ces différences entre anciens modèles globaux et scénarios sont d'autant plus marquées lorsqu'on prend les scénarios les plus pessimistes. D'après l'ensemble des simulations réalisées par le MAR, il apparaît que le SMB de la calotte deviendra négatif déjà vers 2046 avec le scénario SSP585 menant en 2100 à un SMB de -1000 Gt/an comme valeur médiane. Ces projections du SMB sont, d'un point de vue physique, principalement due à une augmentation de la température de surface de la calotte, provoquant ainsi une fonte plus importante et

conduisant, par la même occasion, à un ruissellement également plus conséquent. La durée de la saison de fonte joue également un rôle. Elle explique en partie la différence entre les scénarios SSP et RCP en termes de SMB projetés. La saison de fonte étant supérieure de quelques jours lorsque les scénarios SSP sont utilisés, cela mène à une augmentation du nombre de jours durant lesquels de la masse est perdue (Hofer et al., 2020).

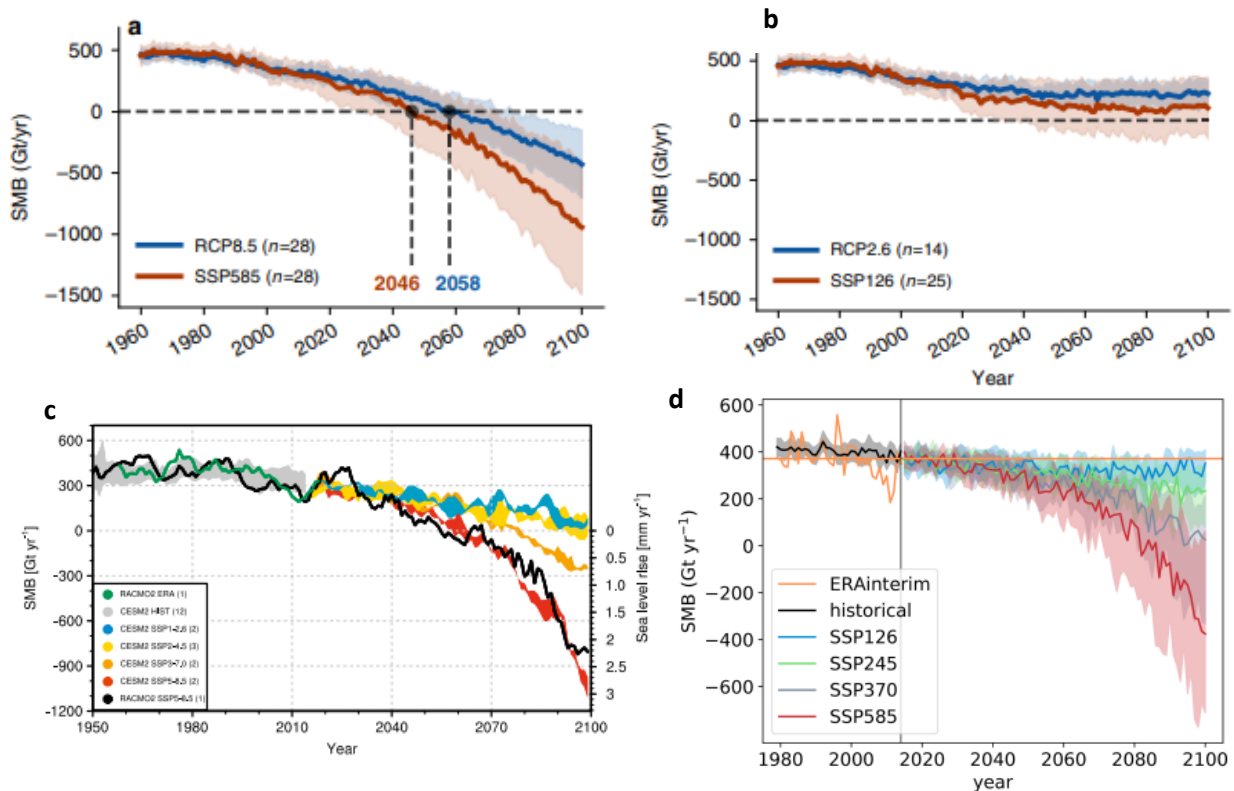


Figure 3. Projections de SMB au 21^{ème} siècle par le MAR (a), (b) et (c) (référence publication) et par BESSI (d) (référence) pour différents scénarios socioéconomiques.

Pour RACMO, le modèle global utilisé comme forçage est le *community earth system model* (CESM2) (Noël et al., 2021). On voit que la simulation avec RACMO est comparée aux simulations obtenues directement par le modèle global. Avec le scénario le plus pessimiste, l'évolution est semblable à celle simulée par le MAR. BESSI simule par contre un SMB supérieur sur toute la période pour ce même scénario. Cela étant notamment dû aux forçages atmosphériques différents, le MAR calculant ses propres conditions atmosphériques (Holube et al., 2022).

iv. Différents rôles du manteau neigeux

Lorsque la fonte atteint les plus hautes altitudes de la calotte du Groënland, celle-ci s'effectue donc dans la zone de neige sèche. Dans ces zones qui étaient autrefois peu affectées par des épisodes de fonte remarquables, la couche de neige est si épaisse qu'elle forme un réel manteau neigeux structuré. La fonte, en atteignant les plus hautes altitudes de la calotte vient modifier la structure du manteau neigeux (Vandecrux et al., 2020). Un exemple récent de fonte à haute altitude fut l'épisode de Juillet 2012 où à l'aide de données RADAR, il a été constaté que cet épisode extrême a atteint les altitudes les plus hautes de la calotte comme on peut le constater sur la Figure 4.

Plus récemment, l'été 2019 a également connu un épisode intense de fonte intense à plus haute altitude en raison de conditions anticycloniques persistantes sur le Groënland. En comparaison à une période de référence s'étendant de 1981 à 2010, l'été 2019 s'est en effet avéré être exceptionnel pour différentes parties de la calotte. En termes de jours de fonte sur la période Juin-Juillet-août (JJA) certaines zones ont présentés des anomalies allant jusqu'à 40 jours de fonte (Figure 5) (Tedesco & Fettweis, 2020).

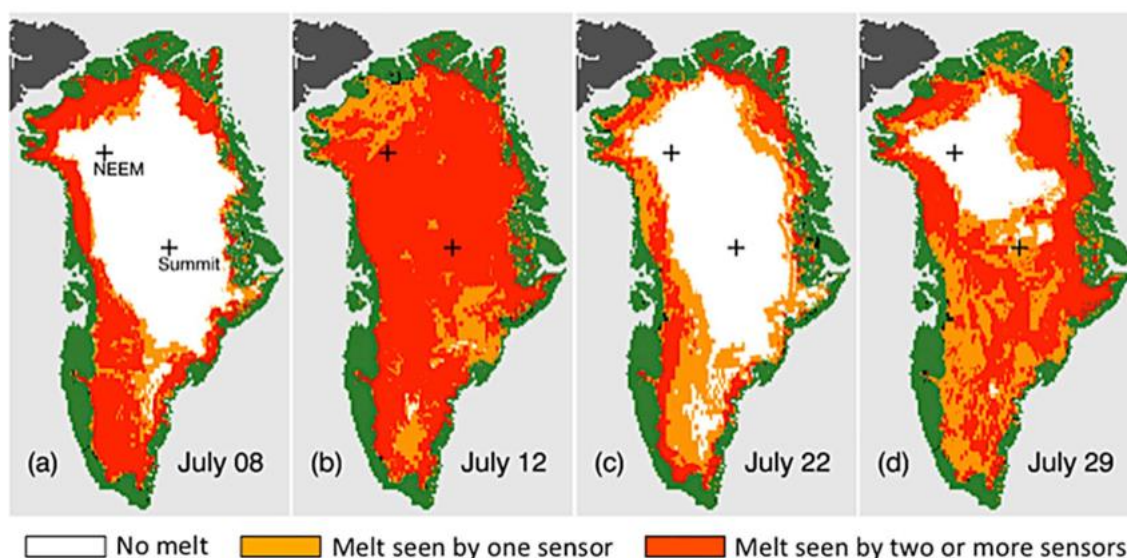


Figure 4. Fonte lors de l'épisode de l'été 2012 vue par images satellites RADAR (Nghiem et al., 2012)

Ainsi, ces évènements à plus haute altitude viennent augmenter l'étendue de la zone de percolation. 97% de la calotte a été touchée par de la fonte en 2019 (Tedesco & Fettweis, 2020). Or, la structure des couches de surface est modifiée à cause de la fonte qui se met en place. En effet, tout d'abord, la percolation des eaux de fonte vient 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 fournissant 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 plus du phénomène de regel (van den Broeke et al., 2016).

Ces changements de structure du manteau, de densité, de contenu en air et de température impactent la capacité de rétention que ce soit en jouant sur son aptitude au regel (Harper et al., 2012 ; Pfeffer et al., 1991) ou sur sa possibilité de développer des aquifères pérennes au sein même du manteau (Forster et al., 2014). En effet, les aquifères pérennes constituent également un stock en eau au sein même du firn. Une aquifère pérenne se définit comme un stock important en eau liquide retenu par capillarité au sein du manteau qui se forme dans certaines conditions avec un haut taux d'accumulation et beaucoup de fonte durant l'été comme c'est le cas au sud-ouest du Groenland, un haut taux d'accumulation permettant un apport annuel en neige sèche important et par conséquent un espace sous forme de pores supérieur également (Forster et al., 2014).

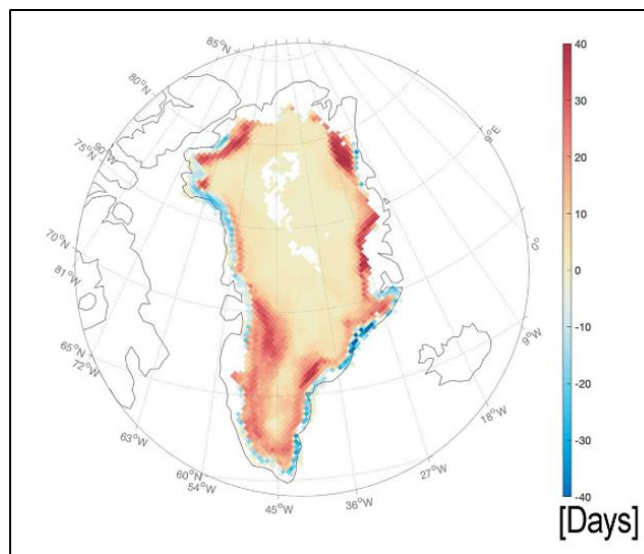


Figure 5. Anomalie du nombre de jours de fonte en 2019 par rapport à la période 1981-2010 sur base de données satellites micro-ondes (Modifié d'après Tedesco & Fettweis,

v. Faciès de fonte et modélisation

Les modèles de manteau neigeux ont fait l'objet de bien d'études dans la littérature scientifique, principalement au cours des deux dernières décennies. Créés pour reproduire les évolutions temporelles et structurales (en profondeur du manteau), ceux-ci existent dans différentes déclinaisons suivant la manière de modéliser les échanges d'eau. Une inter comparaison de ces différents modèles et de leur capacité à reproduire les caractéristiques observées du manteau neigeux de la Calotte du Groenland nous permet aisément d'appréhender les modèles de manteau neigeux (*Firn Models* en anglais) (Vandecrux et al., 2020).

Dans cette comparaison, 9 modèles aux structures différentes ont été comparés en vue d'observer quelles différences existent entre ceux-ci dans leur capacité à reproduire certaines caractéristiques du manteau. En particulier, ces modèles ont été testés selon deux dimensions, à savoir la profondeur dans le manteau et la dimension temporelle. Les modèles de manteau neigeux peuvent se distinguer par la technique de discrétisation et les manières dont l'infiltration, la conductivité hydraulique, la densification de la neige, le ruissellement (Run-Off) et la conductivité thermique sont modélisées. Parmi les modèles comparés ici,

aucun d'entre eux n'est utilisé dans le modèle régional MAR qui sera utilisé dans le cadre de ce mémoire.

Cependant, les résultats obtenus par ceux-ci permettent de rendre compte des différents faciès de fonte existants. En effet, des simulations ont été réalisées sur des périodes variables suivant la location où le modèle devait simuler les conditions en profondeur. Dans cette étude, 4 localisations ont été comparées pour représenter 4 zones climatiques de la calotte. Ainsi, les zones de neige sèche (*Dry Snow*), de percolation (*Percolation area*), d'aquifères (*Firn aquifers Regions*) et de plaques de glace (*Ice Slabs Regions*) sont représentées par 4 sites pour lesquels les simulations ont été réalisées (Figure 6).

Dans ces modèles, le manteau neigeux est subdivisé en couches et deux approches existent en termes de gestion des couches : les approches Eulérienne et Lagrangienne. Dans l'approche Eulérienne, chaque couche a une masse ou un volume fixe. Lorsque des chutes de neige apparaissent, cette quantité de masse est alors ajoutée à la première couche et une quantité de masse équivalente est transférée aux couches voisines sous-jacentes. En opposition, dans l'approche Lagrangienne, des nouvelles couches sont créées durant les chutes de neige à la surface et celle-ci sont progressivement enfouies avec leurs caractéristiques qui évoluent.

Dans la zone de neige sèche, on peut voir que l'ensemble des modèles testés dans cette étude représentent les mêmes tendances en termes de densité (Figure 6). Au fur et à mesure des saisons et des années, de la neige de densité plus faible vient se déposer au sommet ce qui mène à une densification des couches sous-jacentes. Cela se marque graphiquement par le fait que le profil au temps initial plonge progressivement, formant ainsi un manteau présentant une lamination dans les premiers mètres. Pour ce qui est de la zone de percolation, on peut voir de très nettes différences dans les profils de densités entre modèles, ce qui est dû aux différentes stratégies de gestion de l'infiltration. Les modèles qui permettent l'infiltration à grande profondeur (CFM-Cr, CFM-KM and UppsalaUniDeepPerc) forment une couche épaisse et très dense entre 3 et 10 m de profondeur. De leur côté, DTU, GEUS, IMAU-FD et UppsalaUniBucket affichent des couches très denses et plus fines qui sont progressivement enfouies. Pour les deux derniers modèles (DMIHH and MeyerHewitt), les nettes différences de densités sont lissées par l'utilisation de l'approche Eulérienne.

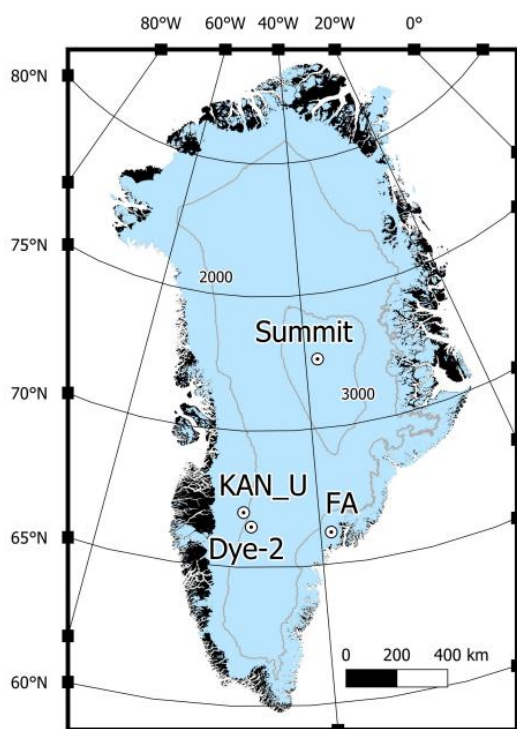
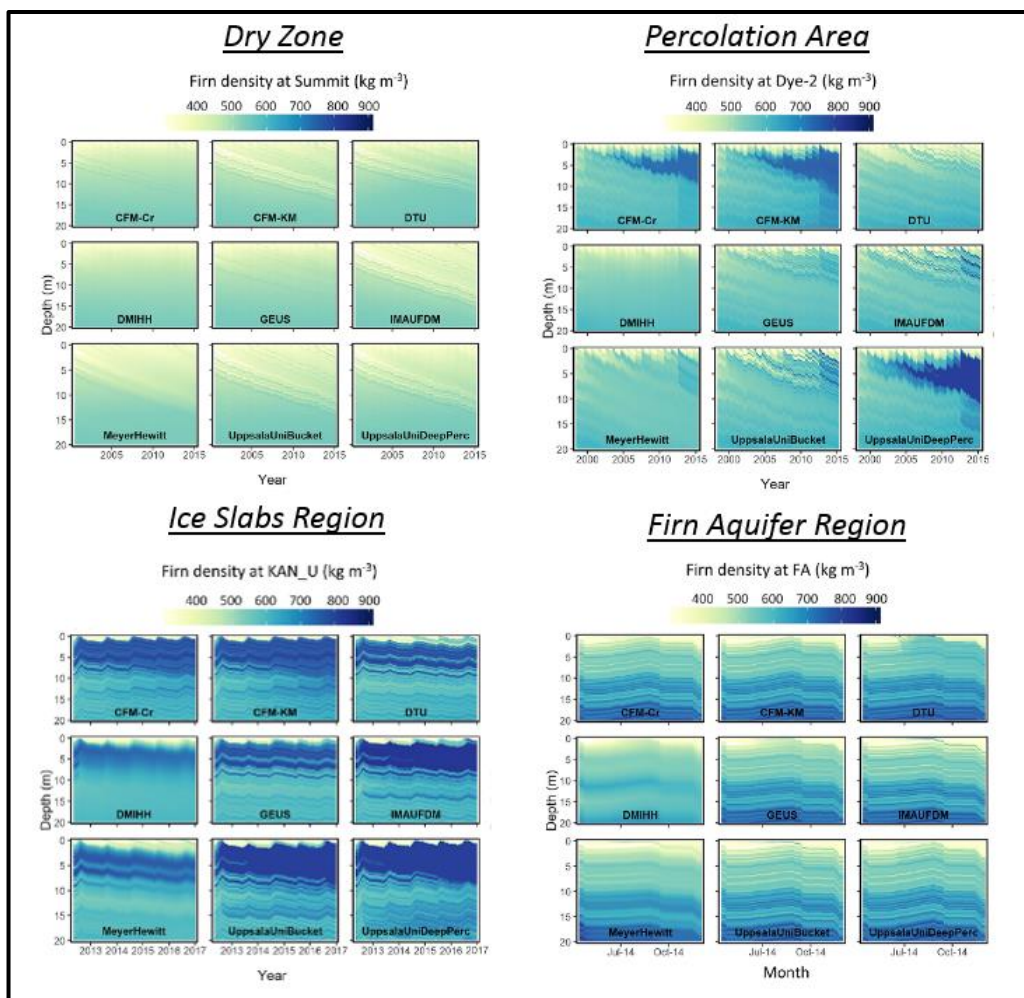


Figure 6. Densités de la neige à 4 localisations de la calotte du Groenland obtenue via 9 modèles et localisation des sites (modifié d'après Vandecrux et al., 2020).

Si l'on revient désormais à la zone de percolation, cette infiltration de l'eau de fonte peut causer du regel avec formation de lentilles de glaces, ce qui se marque par un réchauffement dû à l'énergie libérée sous forme de chaleur latente. La différence entre cette zone et la zone de plaques de glace réside dans le taux d'accumulation. Les plaques de glaces se forment dans un contexte où la fonte augmente avec des chutes de neige moins conséquentes et donc moins d'accumulation, ce qui est par exemple le cas pour le site de KAN-U. Dans de telles conditions, cette présence de glace, proche de la surface, empêche l'infiltration d'eau à plus de 5 mètres de profondeur. Les modèles testés se montrent efficaces dans la représentation de cette réalité puisqu'on peut voir que les couches les plus hautes (entre 2 et 7 mètres environ) dénotent clairement des couches sous-jacentes de par leur densité plus élevée, ce qui démontre la capacité des modèles à reproduire ces conditions de plaques de glace. Cependant, certaines différences existent entre ceux-ci du fait de la possibilité d'avoir de l'infiltration au sein de ces couches de glace.

Enfin, pour la dernière zone où des aquifères pérennes se forment, les taux d'accumulation et de fonte sont tous deux importants, ce qui se marque par un stockage d'eau au sein du manteau. Tous les modèles, hormis DTU, arrivent à représenter cette présence d'eau sous forme liquide à ces profondeurs.

vi. Rétention et modélisation régionale

En 1991, W.T. Pfeiffer et T.H. Illangasekare mirent en évidence dans un article l'importance de la prise en compte de la rétention des eaux de fonte sous forme de regel dans les projections futures de changement de niveau marin. En effet, la rétention d'eau au sein du manteau que ce soit sous forme liquide ou sous forme de regel vient modifier la proportion de l'eau de fonte qui contribue au run-off. En 2012, Harper et al. ont démontré que la zone de percolation au Groenland s'est davantage étendue en parallèle des étés records en termes de fonte des années 2000-2010. Dans leur étude, a d'ailleurs été rappelée l'incertitude existante liée à l'infiltration dans les projections de bilan de masse (Harper et al., 2012). Sur base

d'observations de terrain issues d'études préalables ainsi que sur base de simulations, différents constats ont pu être réalisés.

Tout d'abord, dans le cadre de cet article, le lien entre le contenu en glace dans le manteau neigeux et l'altitude de celui-ci a été démontré via les mesures réalisées sur transect au sud-ouest du Groenland à la suite de l'été exceptionnel de 2007 (Humphrey et al., 2012). L'infiltration de l'eau de fonte au sein du manteau neigeux remplit l'espace disponible sous forme de pores dans les couches sous la surface et d'après leurs mesures de terrain réalisées sur la calotte, les lentilles de glace au sein du manteau à environ 2000 mètres d'altitude sont très rares et de l'ordre de 1 cm d'épaisseur lorsqu'elles se forment. À une telle altitude, la *Pore Hole Close Off Density* (830 kg m^{-3}), qui représente la densité à laquelle tous les pores disponibles pour stocker les eaux de fonte sous forme de regel sont remplis, se rencontre à une profondeur de 58 mètres. Plus bas en altitude, vers 1680 mètres, on retrouve des couches de glace bien développées d'une épaisseur excédant le mètre. Au bas du transect réalisé (à environ 1350 mètres), la glace solide se rencontre directement sous les chutes de neige de l'hiver précédent.

Ces mesures localisées attestent du remplissage des pores du manteau par la succession d'évènements de fonte avec une infiltration plus intense aux hautes altitudes. Les données radars collectées, combinées aux observations de terrain, montrent une capacité de rétention entre $322 \pm 44 \text{ GT}$ et $1289 + 388$ et $- 252 \text{ Gt}$ dans la zone de percolation (Harper et al., 2012). Sur la Figure 4, on peut d'ailleurs apercevoir l'étendue de la zone de percolation en 2007 (jaune) avec l'emplacement du transect qui y est affichée.

Cette infiltration et ce regel sont pris en compte dans 2 modèles de référence en ce qui concerne la modélisation de la fonte au Groenland, à savoir RACMO2 (Re-gional Atmospheric Climate Model, Van Meijgaard et al., 2008) et le MAR (Modèle atmosphérique régional, Gallée and Schayes, 1994). Le modèle de neige incorporé dans RACMO2 est le modèle SOMARS alors qu'il s'agit du modèle CROCUS dans le cas du MAR (Reijmer et al., 2012).

La prise en compte du regel en modélisation régionale est primordiale puisque ce phénomène augmente la température et la densité de la neige ou du firn et joue un rôle tampon en délayant le ruissellement. Il impacte également les profils de bilan de masse puisqu'il accentue

l'accumulation de masse au niveau de la ligne d'équilibre ainsi que dans la zone de percolation située par-dessus.

En 2012, Reijmer et al. ont comparé l'impact de la paramétrisation du regel sur le bilan de masse en surface de la calotte du Groenland. Le processus de regel peut être divisé en deux composantes principales, à savoir le regel des eaux de fonte dans le firn au printemps et le regel de l'eau liquide retenue par forces capillaires lorsqu'en hiver, l'onde de froid se propage dans le manteau.

Pour la première composante, on dénote deux types d'infiltration qui sont les infiltrations homogène et hétérogène. Dans le cas de l'infiltration homogène, l'eau se propage homogènement depuis la surface à travers la neige et le firn. Pour l'infiltration hétérogène, les eaux d'infiltration se propagent via des « conduits » à des profondeurs plus importantes (Reijmer et al., 2012 ; d'après Marsh and Woo, 1984 ; Pfeffer & Humphrey, 1996).

Or, aujourd'hui, pour des raisons de temps de calcul, pour de la modélisation à l'échelle de siècles ou millénaires, ce processus complexe nécessite en effet d'être paramétrisé (Reijmer et al., 2012).

Les modèles régionaux MAR et RACMO2 ont servi de référence dans le cadre de l'étude citée plus haut pour comparer différentes techniques de paramétrisations du regel. En l'absence d'observation, la période de 1958 à 2008 a été simulée par les deux modèles. Les résultats obtenus pour le regel moyenné sur ces périodes sont présentés en Figure 8. Comme on peut le voir, le regel, sur cette période, apparaît en marge de la calotte là où la majorité de la fonte est également présente. Ce regel est particulièrement intense dans les zones sud et sud-est là où le volume sous forme de pores est le plus grand.

A l'ouest là où la zone d'ablation est la plus large (cf. Figure 1), le regel n'apparaît pas en raison de la disparition rapide du manteau formé durant l'hiver par-dessus la glace fraîche. On peut également constater que les valeurs obtenues entre les deux modèles sont cohérentes. Moyennées sur la calotte et sur la période simulée, les valeurs diffèrent d'environ 4.5 %. Les variabilités temporelles des deux modèles sont également similaires avec pour RACMO2 et MAR respectivement des écarts-types de 19.8 mm w.e/an et 16.6 mm w.e/an.

La capacité de ces deux modèles à reproduire les conditions de subsurface (densité, température) a été attestée par différentes études via la comparaison à des données satellites et des données prélevées au sein même du manteau neigeux (Fettweis et al., 2011 ; Reijmer et al., 2012 ; Reijmer & Hock, 2008 ; Rignot et al., 2008 ; van den Broeke et al., 2009). Ces comparaisons crédibilisent les résultats des deux modèles régionaux et montrent que la reproduction des conditions de subsurface nécessite la prise en compte du processus de regel.

Cependant, comme on peut le voir, quelques différences existent entre les deux modèles de référence. Ces différences ont été attribuées à la manière dont les modèles de neige des deux RCM sont formulés ainsi qu'aux forçages atmosphériques (température atmosphérique et précipitations) qui diffèrent légèrement d'un modèle à l'autre (Reijmer et al., 2012).

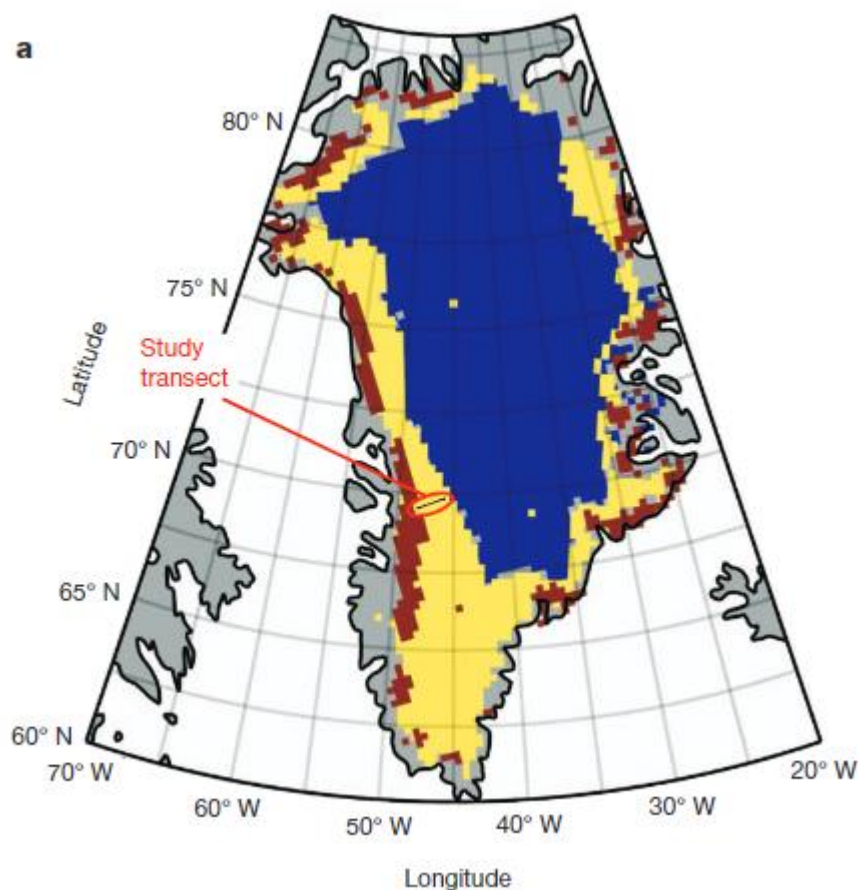


Figure 7. Extension de la zone de percolation observée via données satellites radar et localisation du transect cité (modifié d'après Harper et al., 2012)

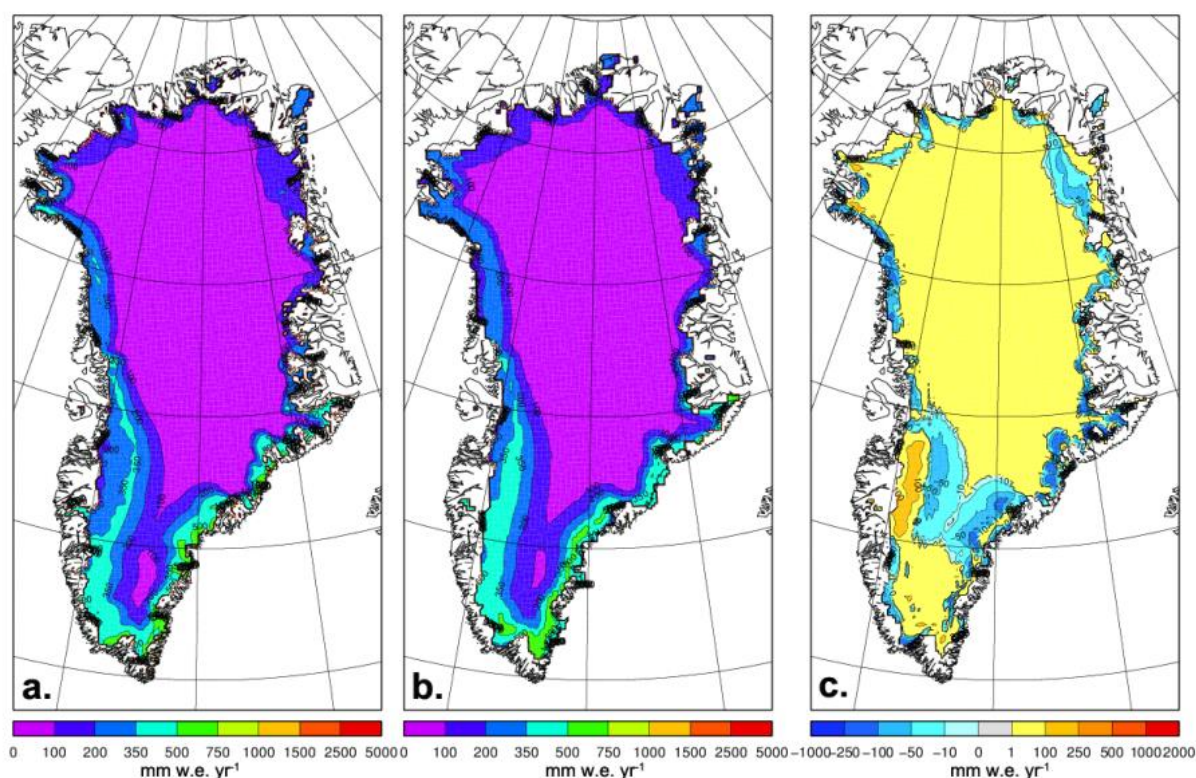


Figure 8. Regel moyenné sur la période 1958-2008 modélisé par (a) RACMO2 et (b) MAR et (c) la différence entre les deux.

D'ailleurs, en 2016, une enquête auprès de chercheurs a mis en évidence la nécessité d'un effort de recherche dans la modélisation et la compréhension des processus de regel. Sur base d'un questionnaire fourni à 34 experts du domaine, différentes priorités ont pu être établies.

Pour ce qui est de la modélisation en particulier, la quantification des eaux de surface, la quantification de l'accumulation ainsi que la manière dont les modèles sont initialisés sont particulièrement ressortis comme les sujets principaux à aborder dans de futures recherches.

Enfin, dans le panel des personnes interrogées, tous ont mis en évidence l'importance qu'aura la rétention des eaux de fonte dans le futur en ce qui concerne la perte de masse des régions glaciaires et ce, en particulier au Groenland (van As et al., 2016).

III- Question de recherche

Comme vu dans la section précédente, le manteau neigeux joue un rôle primordial dans le stockage des eaux de fonte générées en son sein. En effet, plus sa capacité de rétention est importante, moins l'écoulement latéral en surface s'effectue. La neige joue donc un rôle tampon dans l'évolution du bilan de masse de la calotte puisqu'elle retarde la contribution négative de la fonte dans le bilan de masse en surface de par sa rétention.

Or, comme la fonte va atteindre les régions de neige seiche à plus haute altitude au cours des prochaines décennies, on peut s'attendre à ce que ce rôle gagne en importance dans la modélisation du bilan de masse en surface de la calotte.

Dans le cadre de ce mémoire, des simulations à long terme (2300) ont été réalisées. Dans le modèle de neige du MAR, l'impact de certains paramètres influençant directement la rétention d'eau ont été évalués.

Différentes questions se posent :

- Les différentes valeurs données aux paramètres d'intérêt influençant la manière dont le regel va être calculé ont-elles un impact significatif sur le SMB de la calotte ?
- Si impact il y a, celui-ci est-il plus marqué en haute altitude dans les régions moins affectées aujourd'hui, par la fonte ?
- À ces altitudes situées en zone de neige sèche comment les profils de densités et de températures dans le manteau sont impactés par ces paramétrisations en lien avec le SMB ?

Pour tenter d'apporter des éléments de réponse à ces questions, 14 simulations avec des variations des valeurs de différents paramètres ont été effectuées. Ce mémoire porte ainsi sur la réalisation de tests de sensibilité du modèle au niveau de sa capacité à simuler le SMB du Groenland en fonction de certaines variantes dans le modèle de neige.

IV- Méthodologie

i. Le modèle MAR

Le modèle 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).

Le MAR est composé de différents modules. La convection y est paramétrisée d'après Bechtold et al. (2001) (Wyrd et al., 2017). La partie atmosphérique du MAR est entièrement décrite dans Gallée & Schayes (1994) et Gallée (1995). Le MAR est couplé au modèle de transfert végétation-atmosphère SISVAT (Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere transfer). La partie neige-glace de SISVAT est le modèle neigeux CROCUS du CEN (Centre d'Etudes 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, il permet de prendre 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. (Wyrd et al. 2017).

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) (Wyrd et al., 2018). 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. Comme vu précédemment, ce modèle a déjà également été utilisé pour effectuer des projections de changements de niveau marin et bilan de masse en surface jusqu'en 2100 (Fettweis et al., 2021). Lorsqu'il est d'application sur la calotte du Groenland, Le domaine du MAR inclut le Groenland mais également une partie du Canada oriental ainsi qu'une partie de l'Islande. Pour ce mémoire, une résolution de 25 km a été utilisée.

Dans le cadre de ce mémoire, le MAR n'a pas été utilisé dans sa version classique. En effet, un mode *offline* du modèle de base a été utilisé. 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 (voir

section *Situation initiale*). Les caractéristiques initiales de la calotte qui servent de base aux simulations sont également celles simulées pour 2100. Le modèle ainsi formulé, présente l'avantage d'un moindre temps de calcul pour la réalisation de tests de sensibilité qui, dans notre cas, se focalisent sur les parties manteau neigeux et SMB du modèle.

ii. CROCUS

Comme dit précédemment, le MAR incorpore un module de neige dénommé CROCUS. Ce modèle est formulé d'après Gallee and Duynkerke (1997); Gallee 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 dendriticité, leur sphéricité et leur taille. Ce modèle est couplé de manière interactive à la partie atmosphérique du MAR via l'albédo de la surface et la température de surface T_s (Reijmer et al., 2012).

Cet albédo de surface est d'ailleurs fonction de la forme et de la taille des cristaux de neige (Brun et al.,1992), de la profondeur du manteau neigeux par-dessus la glace pure, de l'angle zénithal et de la nébulosité (Lefebvre et al., 2003). La température de surface T_s est supposée égale à la température de la première couche de neige T_{sn} et sert de base au calcul du bilan énergétique de surface. La valeur maximale que peut prendre T_s est fixée à 273.16 K. Si de la chaleur excessive est disponible, celle-ci est utilisée pour la fonte (Reijmer et al., 2012). Le Bilan énergétique en surface Q est ensuite utilisé en input du modèle de neige via l'équation thermodynamique :

$$\rho c_i \frac{\partial T_{sn}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T_{sn}}{\partial z} \right) + L_f F + L_f M + \frac{\partial Q}{\partial z}, (5)$$

Avec c_i représentant la capacité thermique de la glace, ρ qui est la densité (variable) d'une couche de neige/firn/glace, $\partial T_{sn} / \partial t$ qui est la variation de température par pas de temps, K

qui représente la conductivité effective, z qui est la coordonnée verticale, $L_f F$ qui est la chaleur libérée par le regel, $L_f M$ qui est la chaleur consommée par la fonte et enfin Q qui inclut les radiations à grande et petite longueurs d'onde ainsi que les flux turbulents de chaleur en surface. Dans les couches les plus basses, Q ne décrit qu'uniquement la pénétration de la radiation à petite longueur d'onde. K , la conductivité effective est fonction de la densité ρ d'après la formulation de Yen (1981) (Reijmer et al., 2012) :

$$K = 2.22 \left(\frac{\rho}{\rho_w} \right)^{1.88}, (6)$$

Où ρ_w est la densité de l'eau liquide.

L'évolution temporelle du contenu en eau liquide d'une couche est décrite selon la relation suivante :

$$\rho \frac{\partial W_r}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-U_w) + F + M. (7)$$

Le flux vertical en eau U_w est fonction de la densité et de la taille des cristaux de neige. L'eau est susceptible de percoler à travers toutes les couches jusqu'à rencontrer la glace pure. Dans ce cas précis, une couche de *slush* peut se former et délai résultant dans le ruissellement est décrit par la paramétrisation de Zuo et Oerlemans (1996) :

$$t_{runoff} = c_1 + c_2 + \exp(-c_3 \tan(\beta)), (8)$$

Où t_{runoff} représente l'échelle de temps du ruissellement (*Run-off*), qui dépend de la pente de la surface β et des coefficients c_1 , c_2 et c_3 qui sont fixés respectivement à 10800, 54000 et 140 jours (Reijmer et al., 2012).

Enfin, la densification de la neige sèche (*Dry Snow*) est décrite par la loi suivante (Brun et al., 1989) :

$$\frac{dD}{D} = \frac{-\sigma}{\eta} dt. (9)$$

$$\text{Avec } \eta = \frac{6 \times 10^4}{1-f(sn)} \exp (0.023\rho - 0.1(T_{sn} - 273.16)). \quad (6)$$

Dans cette équation, D et σ représentent respectivement l'épaisseur de la couche et le stress vertical décrit par le poids des couches superposées. η est la viscosité de la neige qui, comme on peut le voir, dépend de la température de la neige T_{sn} , de la densité ρ ainsi que du type de neige via le terme $f(sn)$ (Reijmer et al., 2012).

iii. Paramètres analysés

Comme dit précédemment, nous allons nous intéresser à la manière dont certains paramètres du modèle de neige peuvent influencer les simulations. Au total, 14 simulations ont été réalisées. Celles-ci sont le résultat de combinaisons particulières de valeurs pour 4 paramètres du modèle. Ces 4 paramètres sont la saturation en eau irréductible (*Irreducible Water Saturation*), la hauteur de manteau neigeux considérée dans le modèle de neige, le nombre de couches utilisé pour représenter ce manteau et le paramètre $PClose$ qui comme on le verra, affecte la perméabilité des lentilles de glace. Cette section décrira brièvement ces paramètres ainsi que leurs rôles dans le modèle.

a. Rétention d'eau dans CROCUS

Dans CROCUS, la quantité d'eau retenue dans une couche du modèle par 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.

Tout d'abord, pour chaque couche, l'épaisseur de fonte $dzMelt$ est calculée via la quantité d'énergie disponible pour la fonte E_{fonte} :

$$dzMelt = \frac{E_{fonte}}{\rho_c * L_n}, \quad (10)$$

$$\text{Avec } E_{fonte} = \rho_c * C_n * (T_c - T_f) * dz_c + E_{sup}, (11)$$

Où ρ_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, T_c et T_f représentent respectivement la température de la couche et la température de fusion de la neige (273.15 K), dz_c représente l'épaisseur de la couche et E_{sup} représente l'énergie restante non utilisée par les couches supérieures.

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 :

$$RF = \frac{E_{fonte}}{L_n}, (12)$$

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 :

$$V_p = 1 - (1 - q_w) * \rho_c / \rho_g, (13)$$

Où, q_w représente la quantité d'eau retenue au préalable sous forme liquide dans la couche (mm/mm) et ρ_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. 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 la saturation en eau irréductible (IWS) (Voir point b). Si de l'eau demeure encore après avoir été allouée au regel et à l'eau retenue par forces capillaires, celle-ci percole à plus grande profondeur. Ces opérations sont synthétisées schématiquement sur la Figure 9.

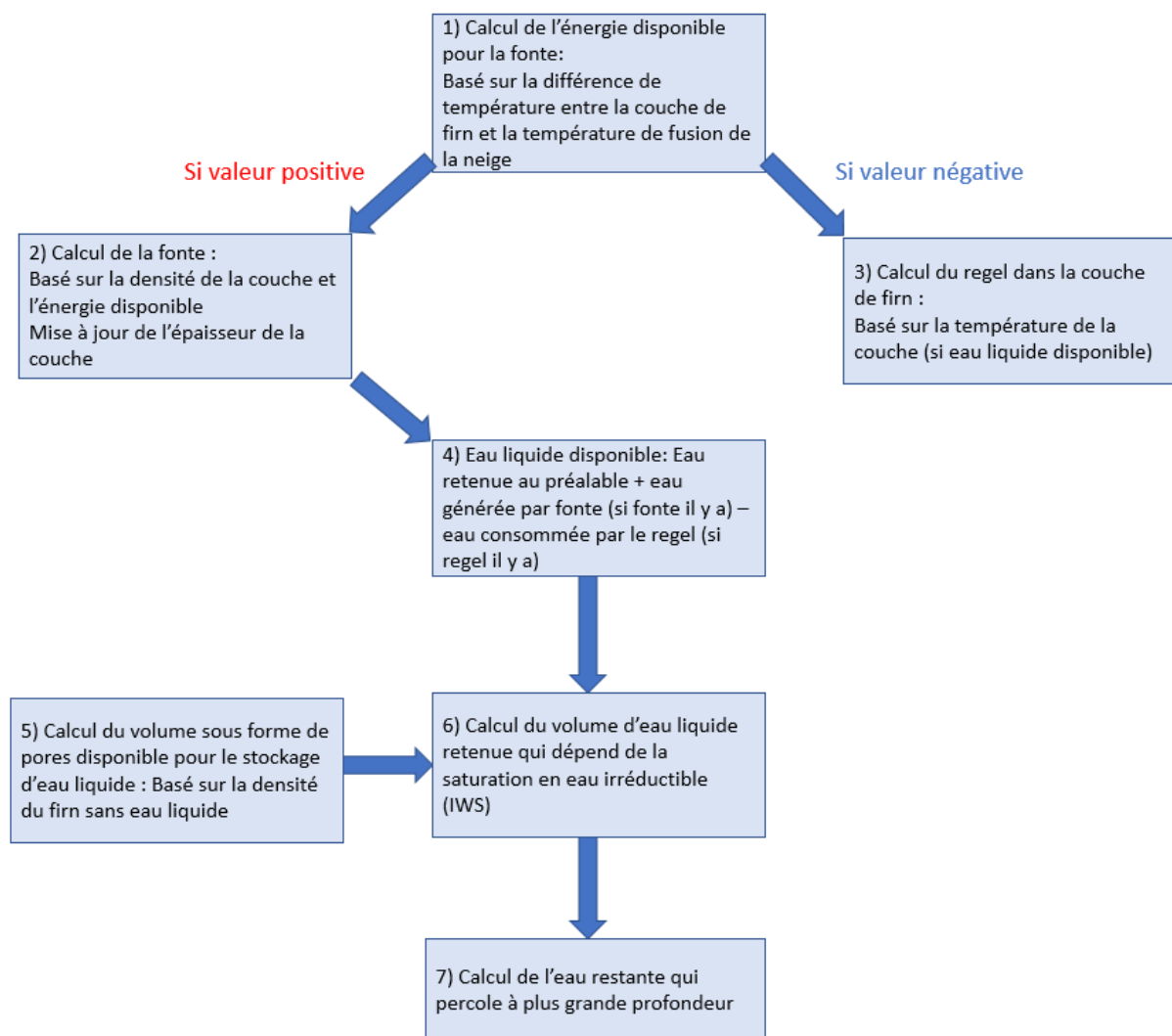


Figure 9. Schéma de fonctionnement du modèle de neige pour le calcul de la rétention d'eau

b. Saturation en eau irréductible

La saturation en eau irréductible ou *Irreducible Water Saturation (IWS)* représente la saturation maximale en eau dans la neige 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 standard, la valeur de 0.07 a été donnée.

Cette valeur influence la quantité d'eau $rWater$ (Kg/m^2) qui peut être retenue sous forme liquide dans les pores du Firn. Dans le modèle l'eau retenue dans une couche de Firn s'obtient via la formule suivante :

$$rWater = V_p * \rho_w * dz_c, (14)$$

Où, ρ_w représente la densité de l'eau.

c. Hauteur du manteau neigeux et Nombre de couches

Comme dit précédemment dans l'introduction, les modèles de manteau neigeux subdivisent celui-ci en couche sur une épaisseur de manteau donnée. Ainsi, plus la hauteur considérée est importante, plus la taille moyenne des couches dans CROCUS est importante. Cela signifie qu'en augmentant la hauteur de manteau neigeux, pour un même nombre de couches, on diminue la résolution à laquelle les processus de percolation sont représentés.

d. Lentilles de glace (Paramètre PClose)

Le modèle de neige traite également de la formation de lentilles de glace dans les couches. Les lentilles de glaces se forment grâce au regel et forme des couches de glace continues et imperméables au sein du manteau. Pour traiter de la perméabilité des lentilles, le paramètre PClose existe.

Si la densité est inférieure à ρ_{CO} , la *Pore Hole Close Off Density* (cf. Introduction)., ce paramètre est ramené à la valeur de 0. Si la densité est supérieure à 900 Kg/m^3 , la couche est considérée comme complètement imperméable et PClose prend la valeur de 1.

Lorsque la densité est supérieure à ρ_{CO} , on considère que des lentilles de glace sont formées et que leur impact sur la perméabilité de la couche doit être pris en compte la quantité d'eau

qui sera transmise aux couches sous-jacentes va dépendre de ce paramètre. Dans ce cas précis le paramètre P_{close} ne vaut plus 1 mais est arbitrairement divisé par 3. La quantité d'eau QW qui demeure après le passage de cette couche est donnée par :

$$QW = QW * (1 - P_{close}), (15)$$

Ainsi, si la valeur arbitraire de 3 est modifiée, l'impact de la présence de lentilles de glaces sur la percolation de l'eau de fonte peut être plus ou moins important.

e. Résumé des tests de sensibilité

Ainsi, les tests de sensibilité consisteront en des simulations dont les valeurs initiales pour les paramètres décrits précédemment varient. Pour les lentilles de glace, le test se réalisera sur la valeur arbitraire de division qui, pour rappel, vaut 3 dans la version standard du modèle de neige. Les différentes configurations initiales du modèle de neige sont résumées sur la Figure 10.

Via ces configurations initiales, 201 années vont être simulées (2100-2300). Pour analyser l'impact de l'initialisation du modèle de neige. Les variables d'intérêt pour lesquels l'impact sera analysé sont le run-off- et le regel qui participent toutes deux au calcul du SMB (cf. introduction).

N°	Saturation en eau irréductible	Hauteur de manteau considérée (m)	Nombre de niveaux	Lentilles de glace (Pclose)
Configuration Standard				
1	0.07	31	30	PClose/3.
Tests sur la saturation en irréductible (IWS)				
2	0.02	31	30	PClose/3.
3	0.05	31	30	PClose/3.
4	0.07	31	30	PClose/3.
5	0.1	31	30	PClose/3.
6	0.12	31	30	PClose/3.
7	0.15	31	30	PClose/3.
Tests sur la hauteur de manteau neigeux considérée				
7	0.07	11	30	PClose/3.
8	0.07	21	30	PClose/3.
9	0.07	41	30	PClose/3.
10	0.07	51	30	PClose/3.
Tests sur le paramètre PClose				
11	0.07	31	30	PClose/4.
12	0.07	31	30	PClose/6.
Tests sur le nombre de couches				
13	0.07	31	50	PClose/3.
14	0.07	31	20	PClose/3.

Figure 10. Configurations initiales pour les tests de sensibilité.

La période couverte par les simulations réalisées s'étend de 2100 à 2300. Comme dit précédemment, les conditions atmosphériques de 2100 ont été répétées sur cette période de temps en faisant tourner le modèle réduit MAR-offline. Ces conditions initiales ont été générées par MAR forcé par le modèle global CESM2 dans le cadre d'une autre étude. SSP5-8.5 a été utilisé comme scénario.

Dans de telles conditions, la température moyenne terrestre en 2100 subit une augmentation de +8°C. Pour cette étude, MAR a été couplé à un modèle de dynamique glaciaire nommé PISM et la topographie utilisée pour cette simulation est celle de l'initialisation du couplage entre MAR et PISM. Les résultats obtenus par cette simulation pour le Run-off, la fonte et le regel sont affichés sur la Figure 11.

Sur la Figure 11, on peut constater que suivant l'altitude du pixel, la saturation des couches sous-jacentes est variable. En effet, les zones fournissant le plus de Run-off sont situées aux marges de la calotte dans la zone d'ablation. Cela coïncide spatialement avec un regel moins important. Les zones en 2100 affichant le plus de regel sont concentrées autour des 2500 mètres avec des valeurs avoisinant les 900 mmWE d'altitude environ. Cette même zone présente peu de Run-off puisque le regel y est en 2100 intense. En 2100, on constate également que suivant ce scénario, le regel concerne l'entièreté de la calotte et apparaît même à des altitudes dépassant les 3000m.

En voyant ces cartes, on comprend pourquoi la réalisation de tests de sensibilité du modèle de neige est intéressante. En effet, le regel n'est plus uniquement restreint à la zone de percolation comme elle a été définie pour les dernières décennies puisque cette même zone a gagné en étendue.

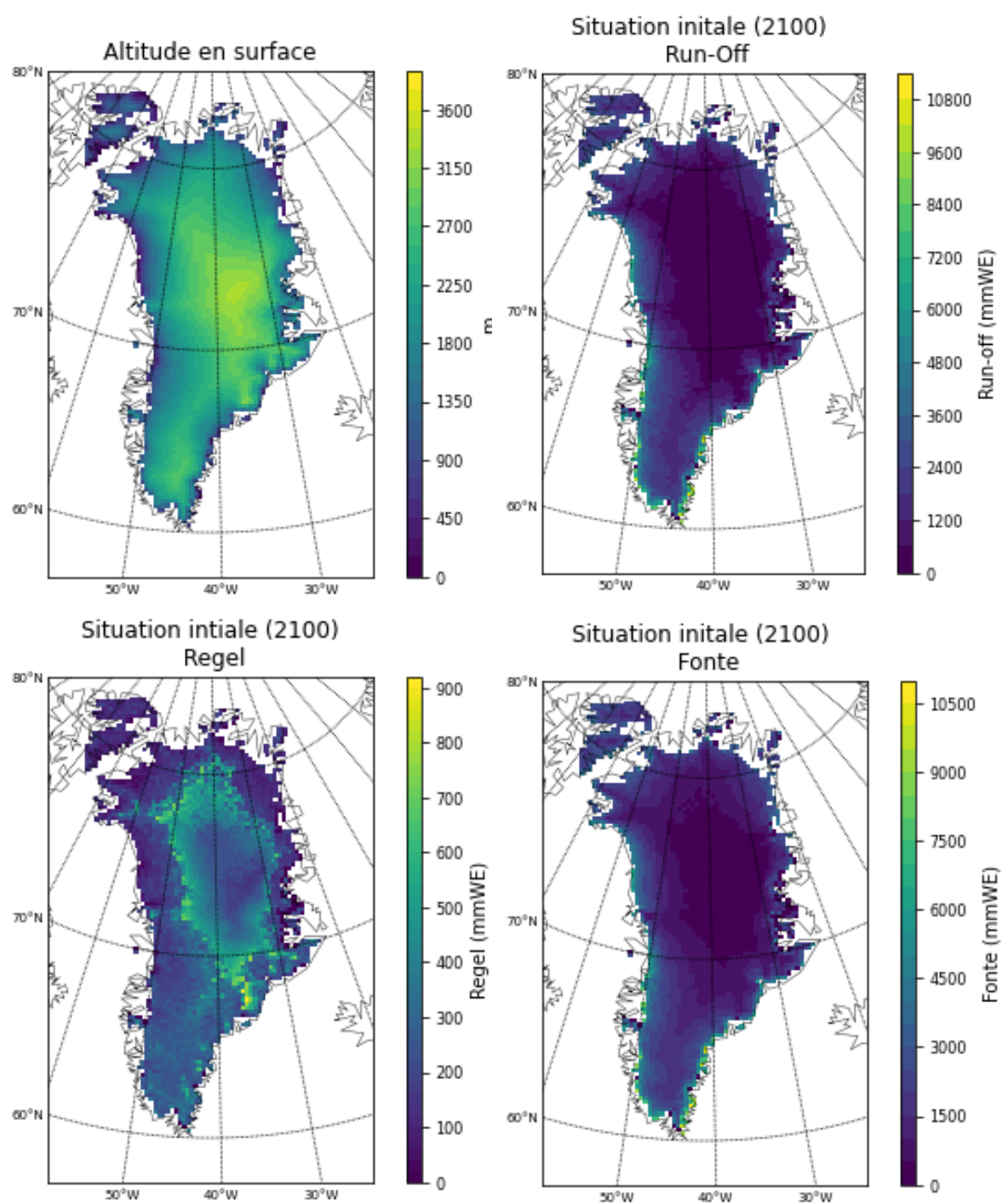


Figure 11. Situation initiale en 2100.

V- Résultats

i. Fonte, run-off et regel sur toute la calotte

Dans cette première section, la variabilité temporelle de la fonte, du run-off et du regel va être analysée. Des séries temporelles ont été obtenues en intégrant les valeurs journalières sur toutes les années simulées ainsi que sur tous les pixels considérés comme faisant partie de la calotte. Ainsi, des valeurs annuelles ont pu être calculées. Un pixel (25x25 km) est considéré comme faisant partie de la calotte si plus de 50% de sa surface est occupée par de la glace. De plus, comme le forçage atmosphérique devient constant d'une année à l'autre à partir de 2100, il est intéressant de voir à quel moment le SMB se stabilise dans de telles conditions. Pour se faire le rapport entre le run-off généré et la fonte va être analysé. Lorsque celui-ci devient constant cela signifie qu'un équilibre s'est établi sur la calotte avec pratiquement la même proportion de la fonte qui s'écoule chaque année en run-off.

a- Saturation en eau irréductible (iws)

Les séries temporelles obtenues suivant la saturation irréductible initiale sont affichées en Figure 12. Pour les figures en pourcentages, la simulation standard sert de référence afin de relativiser les écarts entre les simulations. Pour la fonte, on peut tout d'abord voir que les allures des courbes sont les mêmes quelle que soit la IWS (*Irreducible Water Saturation*) considérée. En effet, les 5 premières années simulées marquent la transition entre les conditions imposées à partir de 2100 et la simulation jusqu'à 2100 qui suit le scénario le plus pessimiste en termes d'émissions à savoir le ssp5-8.5.

Durant ces premières années, la fonte croît atteignant une valeur maximale vers 2104, avant de décroître de moins en moins fortement, ce qui se marque par une décroissance progressive. En 2300, la configuration créant le maximum de fonte est celle avec l'IWS de 0.15 qui affiche une fonte annuelle de 2900 Gt/an. Opposé à cela, celle qui en crée le moins a une IWS de 0.02. Ces deux configurations aux extrêmes s'éloignent le plus de la simulation standard, avec en 2300, un écart en termes de fonte de 11% avec une IWS de 0.02 et de 6% avec une IWS de 0.15.

Pour ce qui est du run-off, les constats réalisés pour la fonte sont les mêmes (valeurs en Gt/an disponibles en annexes 1 et 2). Dans la part de la fonte qui crée du run-off, la simulation avec une IWS de 0.02 présente les valeurs les plus importantes avec en 2300, une valeur de 0.975. Pour les simulations aux IWS de 0.15, 0.12, ce rapport se stabilise vers 2175. Plus l'IWS est petite, plus cette stabilisation se trouve loin dans le temps. Par exemple, pour l'IWS de 0.02, elle s'effectue plutôt vers 2250. Ainsi, en 2300, la largeur de l'intervalle dans lequel ce rapport varie suivant l'IWS vaut approximativement 2%.

L'allure des courbes pour le regel est quelque peu différente. En effet, dans ce cas, à la transition en 2100, on a d'abord une décroissance avant d'avoir une croissance et une stabilisation. En 2300, la valeur maximale de regel vaut environ 355 Gt/an et se rencontre pour une IWS de 0.15. La valeur minimale vaut elle environ 295 Gt/an. En relatif, les simulations aux IWS de 0.02 et 0.15 s'écartent le plus du standard avec 9% d'écart respectivement négatif et positif en 2300.

a- Hauteur prise en compte

Pour ce second paramètre, les séries temporelles sont affichées en Figure 13. Pour la fonte, on peut voir qu'à partir de 2150, l'écart à la simulation de référence reste inférieur au pourcent quelle que soit la hauteur initiale prise en compte. Les simulations considérant 21 et 31 m sont d'ailleurs quasiment similaires pour ce paramètre. Pour le run-off, l'écart le plus important à la référence se fait avec la simulation qui considère 51 m qui en 2300 affiche un écart de 1%. C'est d'ailleurs celle-ci qui génère le plus de run-off. Pour la fonte, plus la hauteur de manteau neigeux importante, plus la fonte met du temps à se stabiliser avec une décroissance plus rapide après le pic de départ. Cela se marque notamment par le fait que les simulations considérant 31 et 41 mètres se retrouvent au final avec des valeurs inférieures à la simulation qui prend en compte 21 m. La précision numérique du MAR étant de 1 Gt (~1%), ces différences observées demeurent toutefois négligeables.

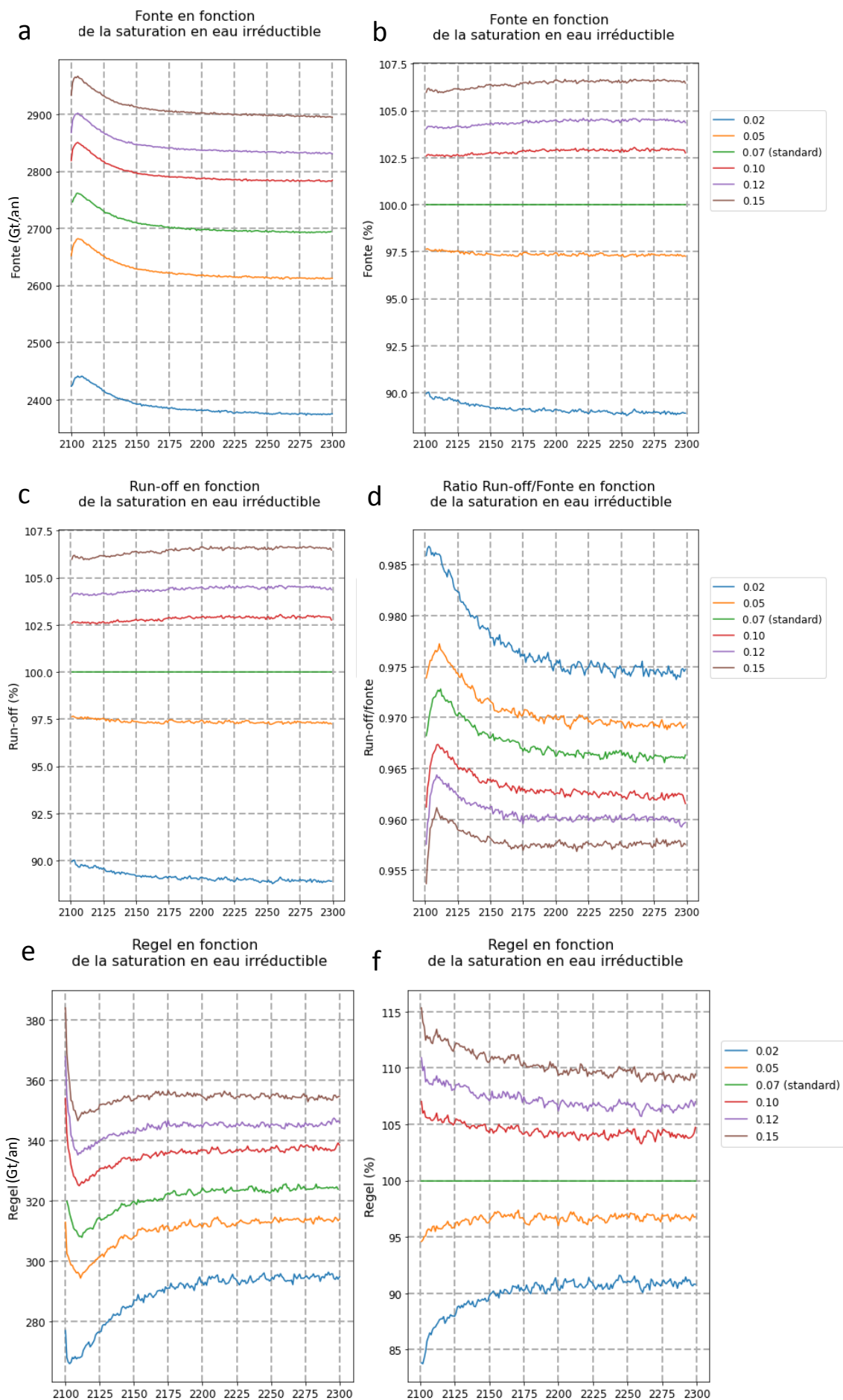


Figure 12. Séries temporelles annuelles : (a) Fonte (Gt/an) et (b) (%), (c) run-off (%), (d) ratio run-off sur fonte, (e) regel (Gt/an) et (f) (%) pour les tests de sensibilité sur la saturation en eau irréductible.

S'agissant du regel, les 3 simulations représentant 21, 31 et 41 mètres sont fortement similaires avec un écart de l'ordre du pourcent en 2300. Les 2 autres simulations s'en écartent de plus de 3%. La simulation qui génère le plus de regel est celle qui représente 11m avec environ 335 Gt/an en 2300. De l'autre côté, celle qui en génère le moins considère une hauteur initiale de 51 m avec 312 Gt/an en 2300. Pour toutes les simulations, l'évolution du regel devient constante vers 2200.

a- Nombre de couches

Pour le nombre de couches, on peut voir les séries temporelles sont disponibles en annexe 3. Pour le run-off, l'écart final maximale vaut 0.4 % de la simulation de référence et ce pour la simulation utilisant 50 couches. Pour le regel, encore une fois les séries temporelles sont très proches les unes des autres. La simulation utilisant 50 couches qui est la plus éloignée de la référence s'en écarte d'entre 0.5 et 1.5 % tout le long de la période couverte, ce qui est une fois de plus négligeable.

b- Lentilles de glaces (P_{close})

La Figure 13 affiche les séries temporelles pour la variation de ce paramètre. Pour la fonte et le run-off. Les 3 variations sont quasiment identiques avec des différences maximales de l'ordre du dixième de pourcent par rapport à la simulation de référence. Pour ce qui est du regel, la situation avec $P_{close}/6$ s'éloigne le plus de la référence avec des différences oscillant autour de 1% à partir de 2175. Une fois de plus, cela n'est pas significatif vu la précision numérique du MAR qui vaut 1 Gt (~1%).

c- En résumé

À l'échelle de la calotte, le paramètre vis-à-vis duquel les variables analysées sont les plus sensibles est la saturation en eau irréductible que ce soit pour le run-off, la fonte ou le regel. Pour la hauteur du manteau neigeux, celle-ci impacte principalement le regel simulé. Les valeurs testées pour le nombre de couches et P_{close} impact moins les valeurs simulées.

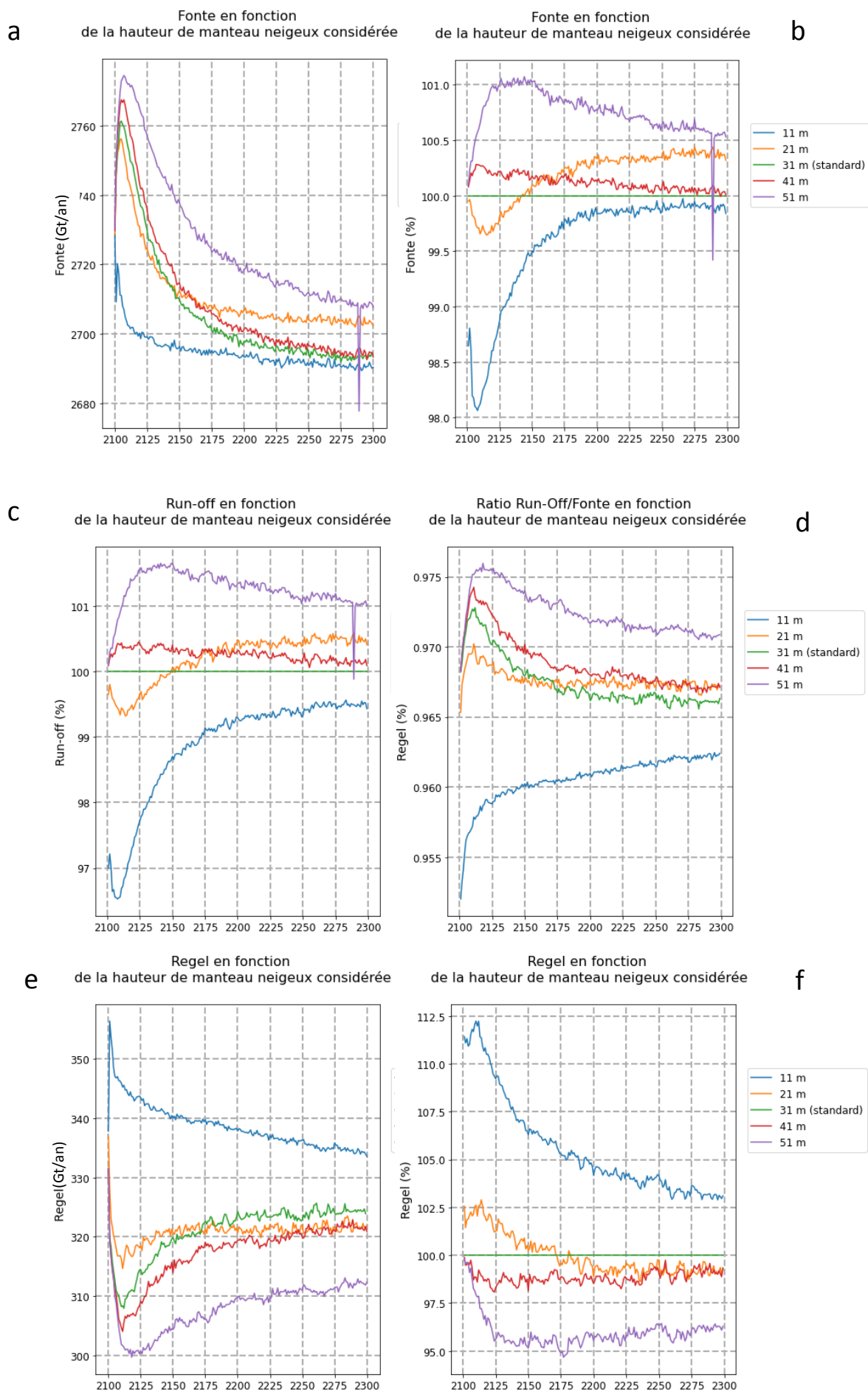


Figure 13. Séries temporelles annuelles : (a) Fonte (Gt/an) et (b) (%), (c) run-off (%), (d) ratio run-off sur fonte, (e) regel (Gt/an) et (f) (%) pour les tests de sensibilité sur la hauteur de manteau neigeux considérée

ii. Distribution spatiale du regel

Après avoir analysé dans quelle mesure les différentes variantes du modèle impactent les séries temporelles pour plusieurs variables, il est opportun de s'intéresser à la distribution spatiale de ces écarts. En d'autres termes, la question qui se pose est de voir dans quelles zones de l'inlandsis les écarts à la simulation de référence sont les plus importants. Pour ce faire, l'indicateur de l'erreur absolue (E_a) a été utilisé. Celui-ci s'obtient comme suit :

$$E_a = \frac{\sum_{i=1}^{years} x_{obs} - x_{ref}}{years}.$$

Dans cette formule, *years* représente le nombre d'années sur lequel l'erreur est calculée, x_{obs} représente la valeur annuelle simulée et x_{ref} est la valeur annuelle pour la simulation de référence. Dans notre cas, la variable d'intérêt est le regel annuel et l'erreur est calculée sur la période de 2201 à 2300. Ainsi, on prend moins en considération la période nécessaire à la stabilisation du modèle. Notons qu'ici, le terme « erreur » est un peu fortuit puisque la comparaison s'effectue avec une simulation et non pas avec de réelles observations. Cette erreur calculée représente en réalité davantage un écart.

Cet écart sera exprimé sur les cartes en valeur absolue. Pour être sûr que les écarts observés ne soient pas liés à la variabilité intrinsèque au modèle, on aurait pu exprimer ces écarts en pourcentage de l'écart-type observé pour le regel, pour la simulation de référence sur toute la période. Or, comme on le constate sur la Figure 13, l'écart-type est très faible en raison des conditions atmosphériques annuelles répétées depuis 2100. Sur la carte des valeurs moyennes, on voit que le regel est important dans la zone de percolation ainsi que pour une grande partie de la zone de neige sèche.

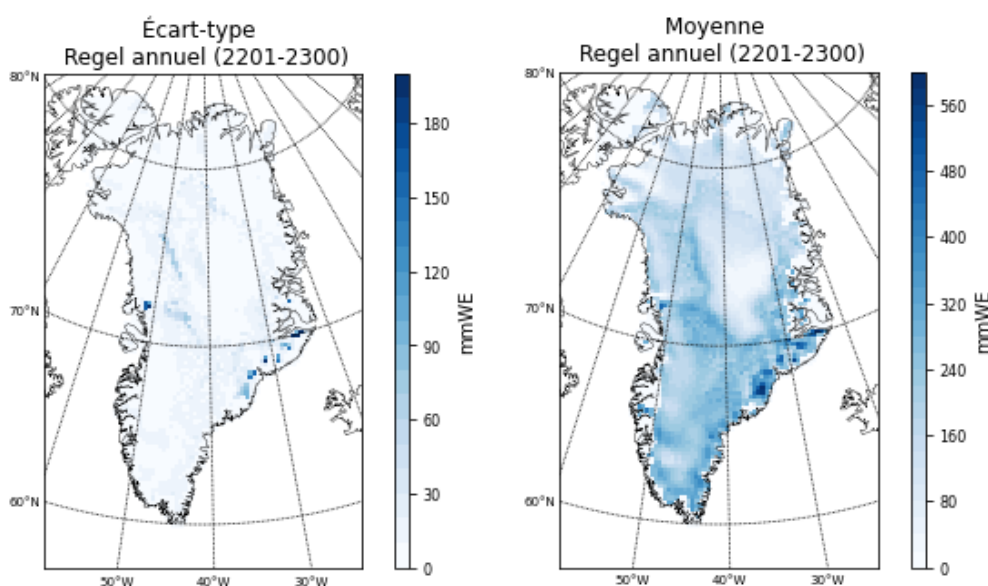
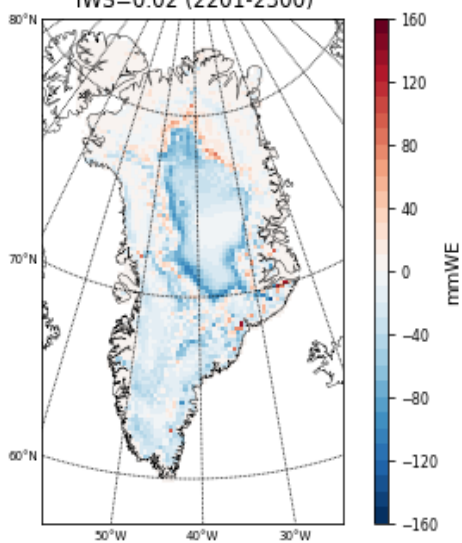


Figure 14. Écart-type et moyenne du regel annuel de 2201 à 2300 pour la simulation de référence.

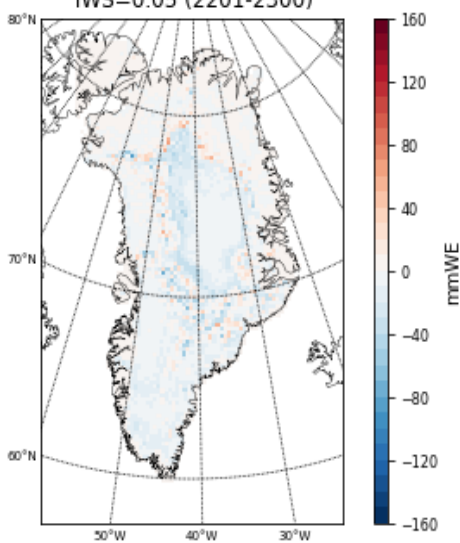
a- Saturation en eau irréductible (IWS)

Pour ce premier paramètre, l'impact était déjà significatif pour les séries temporelles sur toute la calotte. En termes de distribution spatiale, les situations varient fortement suivant la configuration initiale pour ce paramètre. Comme on peut le voir sur la Figure 15, une valeur d'IWS inférieure entraîne une valeur calculée de regel annuel inférieure également pour la vaste majorité des pixels considérés. Ainsi, avec une IWS de 0.02 comme valeur initiale, les écarts se marquent principalement dans la zone glaciologique de neige sèche (cf. Figure 1). Ces écarts sont, dans ce cas, majoritairement négatifs bien qu'en bordure nord des valeurs positives apparaissent. En se rapprochant de la valeur standard d'IWS de 0.07, la situation est similaire mais avec des valeurs inférieures. En effet, les vastes zones avec près de 120 mmWE d'erreur n'apparaissent plus avec une IWS de 0.05.

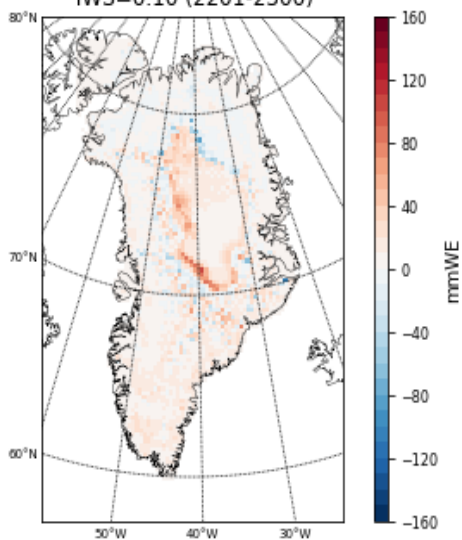
Erreur absolue sur le regel annuel
IWS=0.02 (2201-2300)



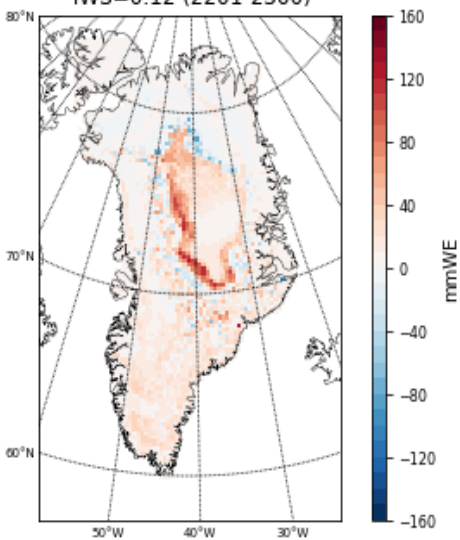
Erreur absolue sur le regel annuel
IWS=0.05 (2201-2300)



Erreur absolue sur le regel annuel
IWS=0.10 (2201-2300)



Erreur absolue sur le regel annuel
IWS=0.12 (2201-2300)



Erreur absolue sur le regel annuel
IWS=0.15 (2201-2300)

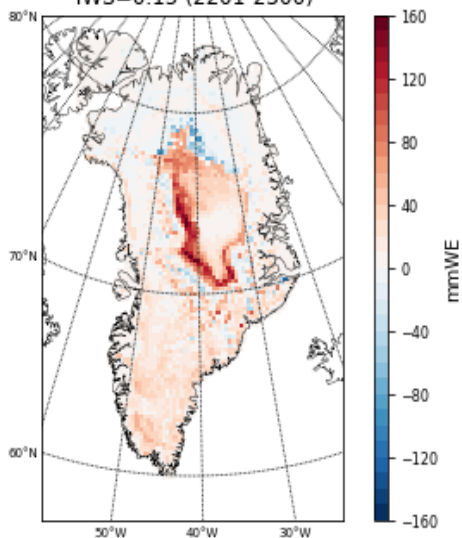


Figure 15. Erreur absolue sur le regel pour différentes valeurs de saturation en eau irréductible (IWS).

Lorsqu'on prend la situation opposée avec des valeurs initiales d'IWS supérieures à 0.07, on obtient l'inverse. La majorité de la zone de neige sèche présente maintenant un écart positif avec en bordure nord des écarts négatifs présents. Ces différentes cartes permettent donc de mettre en évidence une dépendance à ce paramètre. En effet, une IWS supérieure, en permettant une plus grande proportion des pores du manteau neigeux remplie d'eau, mène à davantage de regel et ce en particulier dans la zone de neige sèche. Cependant, 2 effets peuvent expliquer cette tendance. Tout d'abord, comme la fonte est également dépendante de ce paramètre, cela signifie que l'albédo en surface se retrouve affecté par ce contenu en eau.

Par conséquent, une augmentation du rayonnement solaire absorbé s'ensuit et donc plus d'énergie est disponible pour la fonte ce qui cause également plus de regel par la suite. De plus, comme dit précédemment, un espace sous forme de pores plus important pour le stockage des eaux de fonte entraîne plus de regel. Pour rappel, le rapport entre le run-off et la fonte est le plus faible avec des valeurs d'IWS plus élevées ce qui montre bien ce lien également.

Ainsi, il sera intéressant de voir lequel de ces effets est prépondérant pour expliquer les écarts observés. Enfin, un des enseignements principaux est la concentration des écarts importants dans la zone de neige sèche, zone où le regel, dans la situation initiale est moins présent (cf. Figure 8). Cela suggère donc que le modèle soit particulièrement bien calibré pour le climat présent avec une bonne représentation du phénomène de regel en zone de percolation mais moins pour les zones où la fréquence des événements de fonte va augmenter dans le futur comme vu lors de l'introduction. Ainsi, il sera intéressant de se focaliser sur cette zone à plus haute altitude pour les analyses suivantes.

b- Hauteur prise en compte

Pour ce second paramètre, des écarts importants sont observés lorsqu'on ne prend en compte que les 11 premiers mètres du manteau neigeux dans le modèle. En bordure de la zone de neige sèche Le modèle affiche un écart positif significatif et ce en particulier au nord de la zone. Ces écarts dépassent les 140 mmWE dans cette zone. Les situations à 21 et 41 mètres

sont fortement similaires à la simulation de référence. Avec 51 mètres, on voit apparaître une zone où les écarts sont négatifs tout autour de la zone de neige sèche. Il apparait donc que la prise en compte d'une hauteur inférieure à la référence génère plus de regel. La concentration de la circulation verticale des eaux de fonte aux 11 premiers mètres permettent donc de saturer rapidement les couches prises en compte dont l'épaisseur est d'ailleurs inférieure dans une telle configuration.

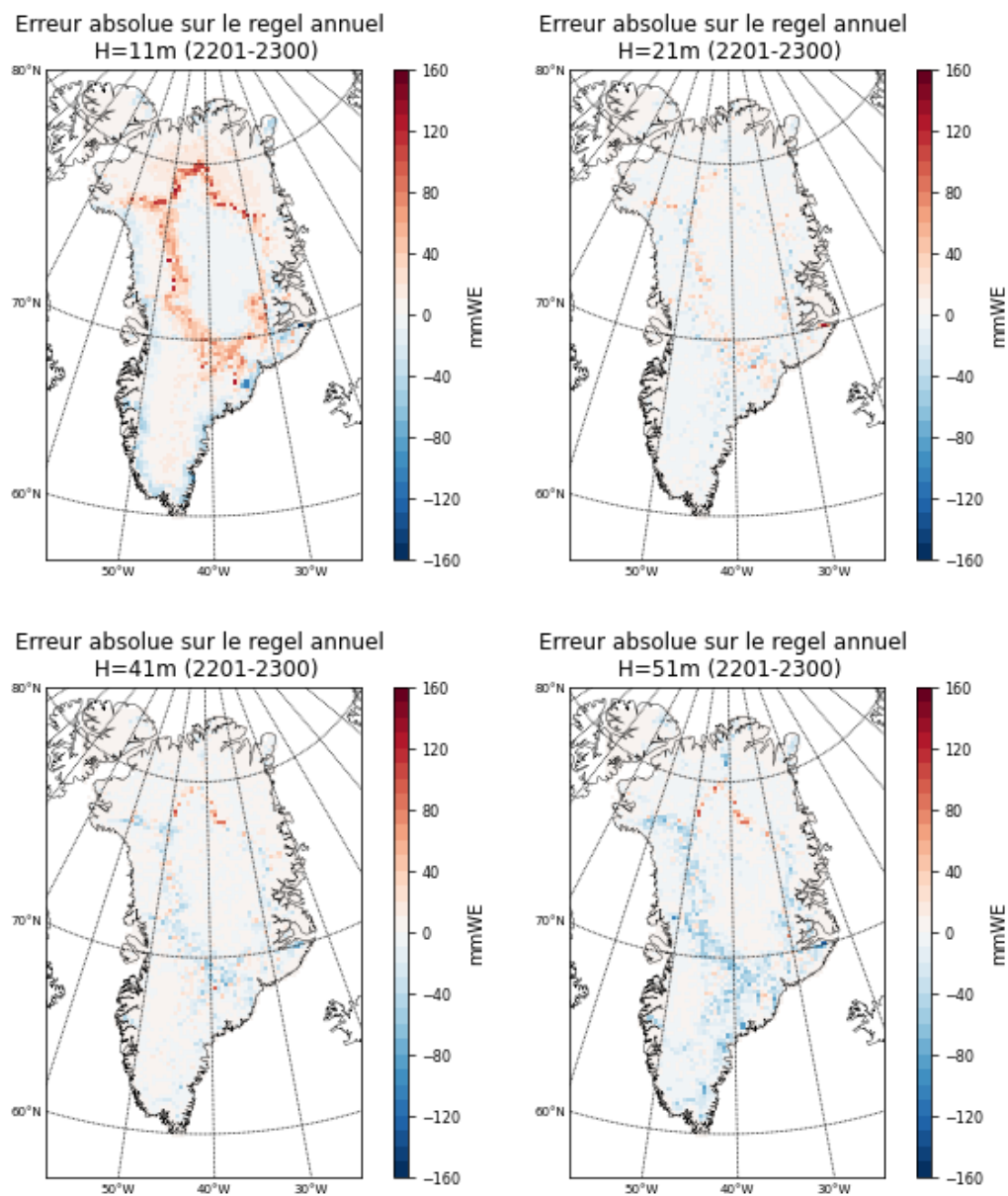


Figure 16. Erreur absolue sur le regel pour différentes hauteurs considérées.

c- Nombre de couches

Modifier le nombre de couches revient à modifier la discrétisation du manteau neigeux. Augmenter le nombre de couches revient à augmenter la « précision » avec laquelle le manteau neigeux est décrit puisque pour une même hauteur prise en compte, le nombre de couches est supérieur avec par conséquent un niveau de détail également plus important.

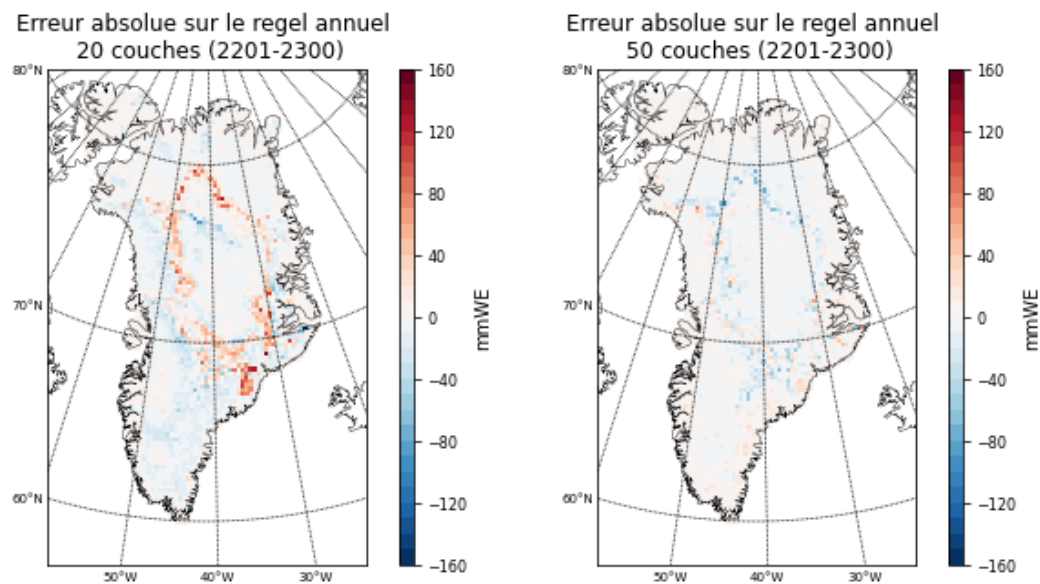


Figure 17. Erreur absolue sur le regel pour des nombres de couches différents.

Lorsqu'on réduit le nombre de couche à 20, en bordure de la zone de neige fraîche, on voit des écarts positifs apparaitre avec plus de regel sur tout le pourtour de cette zone à la limite avec la zone de percolation. Plus à l'intérieur de cette même zone, on retrouve par contre un groupe de pixels avec écarts négatifs. La situation avec 50 couches dévie moins de la simulation de référence sur l'intégralité du domaine bien qu'en bordure nord des écarts négatifs allant jusqu'à -120 mmWE apparaissent. Au vu de ces distributions d'erreurs, il apparait donc que la manière dont le manteau est discrétisé impacte bel et bien la distribution du regel obtenue. Augmenter le niveau de détail n'affecte que très peu cette distribution. Par contre, en le diminuant, les écarts importants sont plus fréquents.

d- Lentilles de glace (paramètre P_{close})

Pour ce dernier paramètre, lorsqu'on divise P_{close} par 6, on augmente la perméabilité d'une couche qui comprend des lentilles de glace. On autorise ainsi plus d'eau à s'infiltrer malgré la présence sus-jacente d'une couche plus perméable. En augmentant que très légèrement la valeur du dénominateur, c'est à dire en divisant par 4, une zone avec écarts positifs apparaît au nord de la zone de neige fraîche avec des valeurs qui dépassent localement les 80mm.

En augmentant encore cette valeur, cette zone s'élargit davantage vers le sud avec des valeurs dépassant les 80 mm pour une plus vaste partie de la zone de neige fraîche. La paramétrisation de la perméabilité d'une couche contenant des lentilles de glace joue donc un rôle dans la distribution spatiale du regel. Cependant, son impact est restreint à une zone peu étendue et on comprend ainsi pourquoi d'importants écarts n'apparaissent pas à l'échelle de la calotte ou de la zone de neige fraîche.

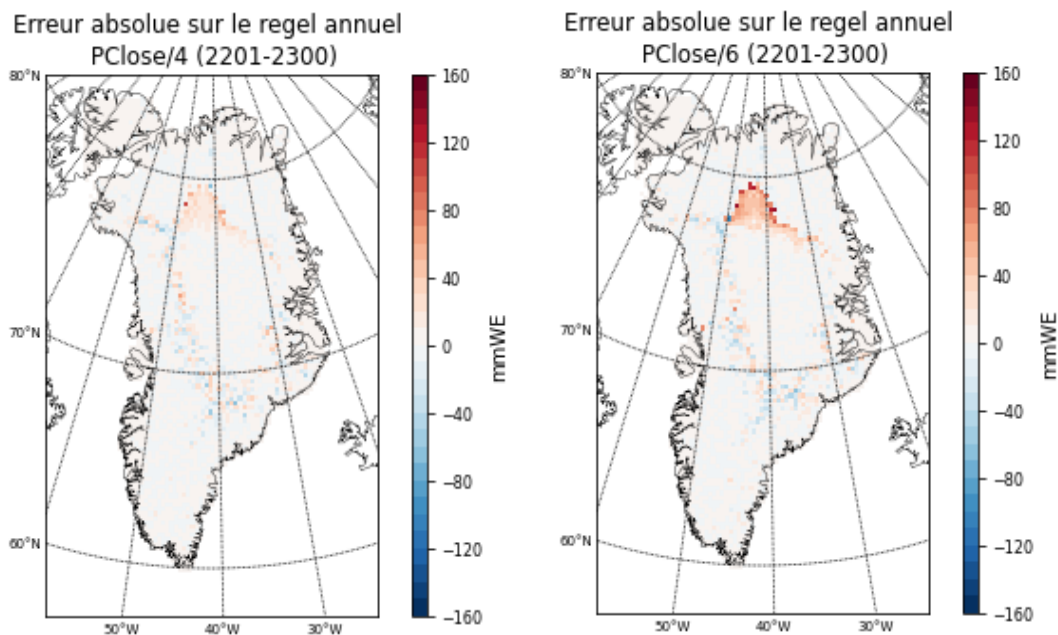


Figure 18. Erreur sur le regel pour différentes configurations du paramètre P_{close} .

La distribution spatiale du regel suivant les différentes configurations permet déjà plusieurs conclusions. Quel que soit le paramètre analysé, les plus gros écarts sont observés dans la zone de neige sèche ainsi qu'en bordure de celle-ci. C'est donc dans les zones les plus hautes de la calotte que les écarts les plus importants sont affichés. Ainsi, on comprend l'intérêt de restreindre l'analyse aux zones les plus hautes de la calotte. Comme vu lors de l'introduction d'ailleurs, récemment, la fonte a atteint les plus hautes altitudes de la calotte. Or, ici, on voit que le modèle est plus sensible dans ces zones à la variation des paramètres étudiés.

Le paramètre vis-à-vis duquel le modèle est le plus sensible est la saturation en eau irréductible. Si l'on compare à la carte des valeurs moyennes (Figure 13), on voit que même dans les zones où la simulation standard présente beaucoup de regel, les écarts se rapprochent des 100% de cette valeur moyenne. D'ailleurs, en annexes (annexes 6,7 et 8), sont disponibles les cartes où ces valeurs absolues ont été relativisées par rapport aux valeurs standards moyennes calculées sur la calotte. Les constats en valeurs relatives sont les mêmes avec les zones hautes qui ressortent d'autant plus.

iii. Fonte, run-off et regel en altitude

La zone de neige sèche étant plus affectée par la fonte, nous présentons ici une analyse détaillée de cette zone en suivant la même méthode que précédemment. La zone a été définie en considérant les pixels plus hauts que 2500 m.

a- Saturation en eau irréductible (IWS)

Les séries temporelles sont disponibles sur la Figure 19 pour ce paramètre. Pour la fonte, en valeur absolue, sur les 100 dernières années, les valeurs couvrent une gamme allant de 150 Gt/an à 270 Gt/an. En relatif, la simulation la plus proche de la simulation standard est celle à l'IWS de 0.05 qui affiche une différence de près de 10 % sur toute la période simulée. Pour les simulations les plus éloignées à savoir celles avec IWS de 0.02 et 0.15, les différences sont respectivement de 29 et 31 %. Pour le run-off, ces différences sont mêmes de 35 et 38 %.

Pour ce qui est du ratio entre run-off et fonte, celui-ci se stabilise à partir de 2160 avec des valeurs oscillant autour de 0.61 pour une IWS de 0.15. Avec une IWS de 0.12, cette stabilité apparaît également vers 2225 avec des valeurs oscillant autour de 0.60. Pour les simulations au IWS de 0.07 (standard), 0.10 et 0.05, ce rapport ne se stabilise jamais vraiment. Enfin pour une IWS de 0.02, la stabilisation apparaît vers 2225 autour d'une valeur de 0.53.

Concernant le regel, pour la simulation à IWS de 0.15, l'évolution est stable de 2110 à 2220 autour de la valeur de 129 Gt/an. Avec une IWS de 0.12, l'évolution est stable à partir de 2120 autour de 125 Gt. Avec 0.10, l'évolution constante apparaît plutôt vers 2175 autour de 117 Gt/an. Cette évolution est semblable avec des IWS de 0.07 et 0.05 autour des valeurs de 108 et 102 Gt/an. Enfin pour la dernière simulation avec IWS de 0.02, l'évolution est constante à partir de 2175 près d'une valeur de 90 Gt/an. Ces différences entre simulations ne sont pas négligeables puisqu'elles peuvent atteindre jusqu'à 17 % avec une IWS de 0.02.

b- Hauteur de manteau neigeux considérée

Ici, les figures sont disponibles sur la Figure 20. Pour ce qui est de la fonte, l'évolution est similaire à 1 ou 2 % près pour toutes les simulations. La simulation qui se détache le plus reste cependant celle considérant une hauteur de 11m avec une fonte autour de 203 Gt/an à partir de 2110. Concernant le run-off, les simulations à hauteurs de 11m et 21m sont quasiment identiques. Avec 51 et 11m, les valeurs s'éloignent plus fortement de la simulation de référence avec respectivement 5 et 8 % d'écart en 2300.

Le rapport entre run-off et fonte affiche une décroissance pour 4 simulations à savoir les 4 avec les plus grandes hauteurs. Les simulations de référence et avec 21m sont quasiment identiques. Pour la dernière avec 11m de hauteur, une croissance apparaît avec une stabilisation autour de 55 % à partir de 2200. Pour le regel, plus la hauteur considérée est grande, moins le regel apparaît. Pour la simulation de référence et celle à 21 m, les valeurs annuelles oscillent autour de 108 Gt à partir de 2175. Les simulations aux valeurs les plus extrêmes qui considèrent 11 m et 51m marquent les écarts les plus importants, avec près 5 et 4 % de différence respectivement en 2300.

c- Nombre de niveaux

Sur la Figure 16, les résultats sont affichés pour ce paramètre. Pour la fonte, avec 50 couches, les valeurs décroissent jusqu'en 2125 avant de croître progressivement pour atteindre 204 Gt/an en 2300. Pour la simulation de référence et avec 20 couches, les valeurs décroissent à partir de 2110 pour atteindre 206 et 207 Gt/an en 2300. Ces évolutions amènent à des valeurs qui se tiennent à 1% de la simulation de référence et sont donc non significatives sachant que la précision numérique du MAR est typiquement de 1 Gt (~1%).

Pour le run-off, on peut constater que la simulation à 20 couches s'écarte de près de 6 pourcents de la simulation de référence. Avec 50 couches l'écart n'est que de 2 pourcents. Le ratio run-off/fonte présente les valeurs les plus basses avec 20 couches atteignant 56 % en 2300 contre 59% avec 50 couches. Enfin, c'est pour le regel que les écarts se marquent le plus avec jusqu'à 3% de différence avec la simulation de référence toujours pour la simulation à 20 couches.

d- Lentilles de glace

Pour ce dernier paramètre, les séries temporelles obtenues ne sont pas affichées car les écarts, quelle que soit la variable considérée sont très faibles. En effet, pour l'évolution de la fonte, du run-off et de leur rapport, les simulations sont sensiblement identiques. Pour l'évolution du regel cependant, on dénote un écart de 1 pourcent sur le dernier siècle simulé lorsqu'on applique une division par 6 au paramètre PClose (annexe 5).

e- En résumé

Après application d'un filtrage des pixels dont l'altitude dépasse 2500 m, plusieurs constats peuvent être effectués. Premièrement, le paramètre pour lequel les écarts demeurent les plus importants reste la saturation en eau irréductible (IWS). La différence étant que les écarts relatifs sont dans la zone de neige fraîche bien plus importants que pour l'entièreté de la calotte. On obtient pour la fonte jusqu'à 30% d'écart avec une situation extrême à IWS de 0.15. Pour le run-off, dans la même configuration l'écart monte jusqu'à près de 40%. Auparavant, bien que significatifs même sur toute la calotte, ces écarts se maintenaient sous les 10%. Pour le regel par contre, ces écarts ne dépassent pas les 20%. On montre donc bien ici une sensibilité du modèle supérieur à haute altitude.

Cette sensibilité supérieure se marque également pour les autres paramètres où les écarts relatifs sont également plus conséquents. Pour la hauteur par exemple, le regel est plus important lorsqu'on considère uniquement les 11 premiers mètres du manteau. Enfin, pour le nombre de couches, la réduction du nombre de niveaux mène à des écarts relatifs proche des 3% pour le regel et de 6% pour le run-off. Bien que moins significatifs, ces écarts suggèrent tout de même que la manière de discrétiser le manteau peut impacter le SMB. On montre ainsi que l'augmentation de l'épaisseur moyenne des couches augmente la possibilité de retenir les eaux de fonte.

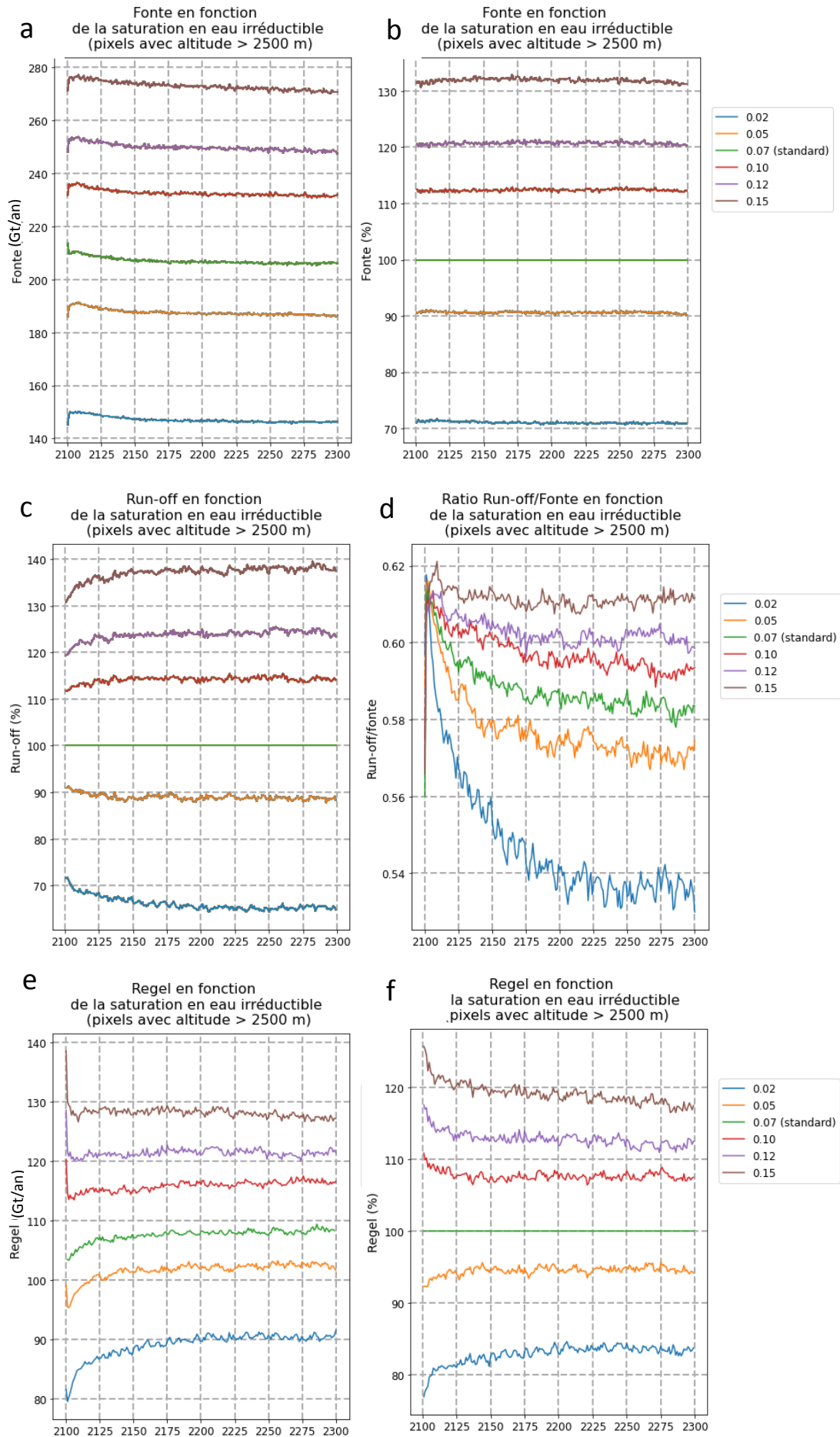


Figure 19. Séries temporelles annuelles : (a) Fonte (Gt/an) et (b) (%), (c) run-off (%), (d) ratio run-off sur fonte, (e) regel (Gt/an) et (f) (%) pour les tests de sensibilité sur la saturation en eau irréductible. Pour les pixels à altitude supérieure à 2500 m.

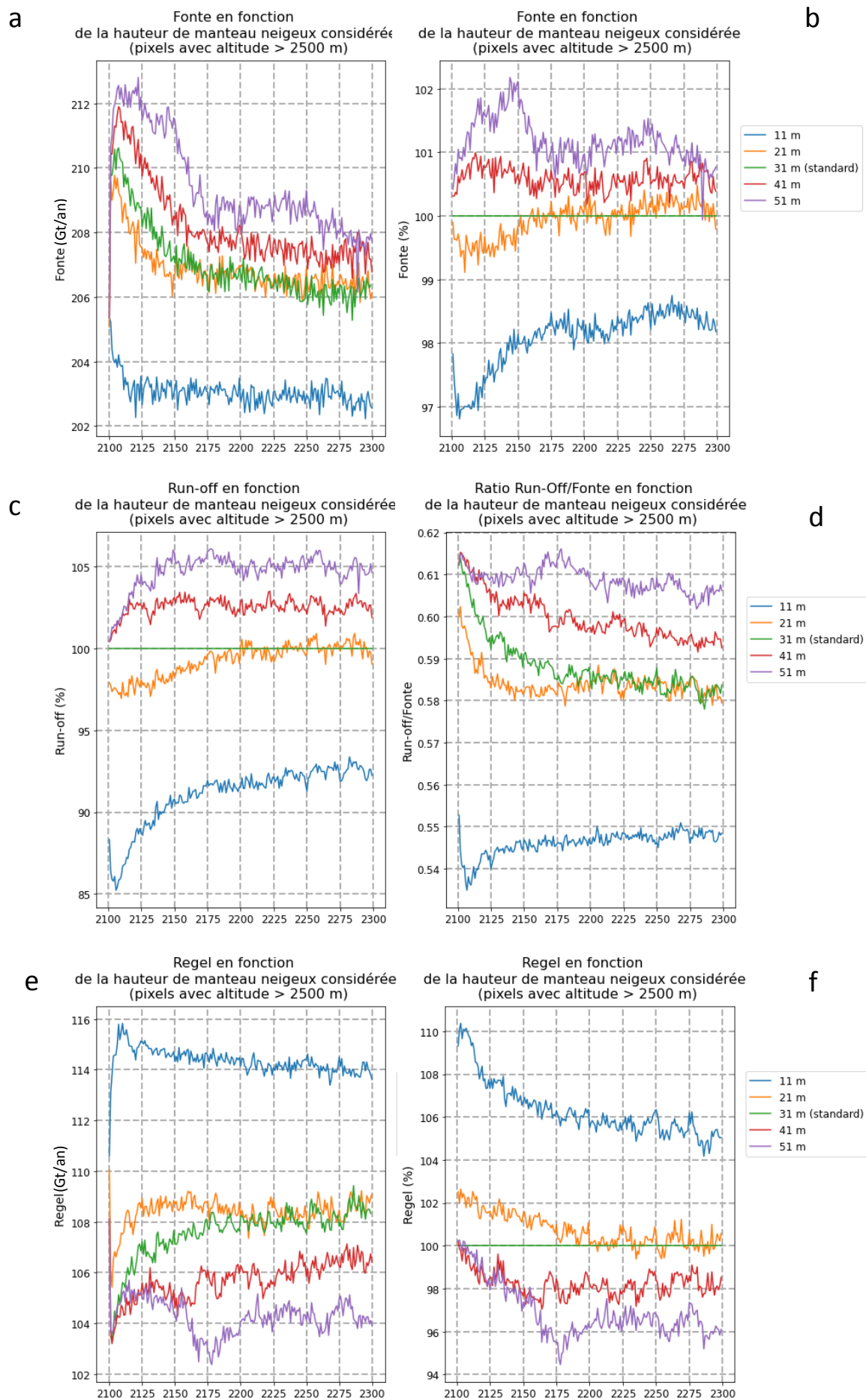


Figure 20. Séries temporelles annuelles : (a) Fonte (Gt/an) et (b) (%), (c) run-off (%), (d) ratio run-off sur fonte, (e) regel (Gt/an) et (f) (%) pour les tests de sensibilité sur la hauteur de manteau neigeux considérée pour les pixels à altitude supérieure à 2500 m.

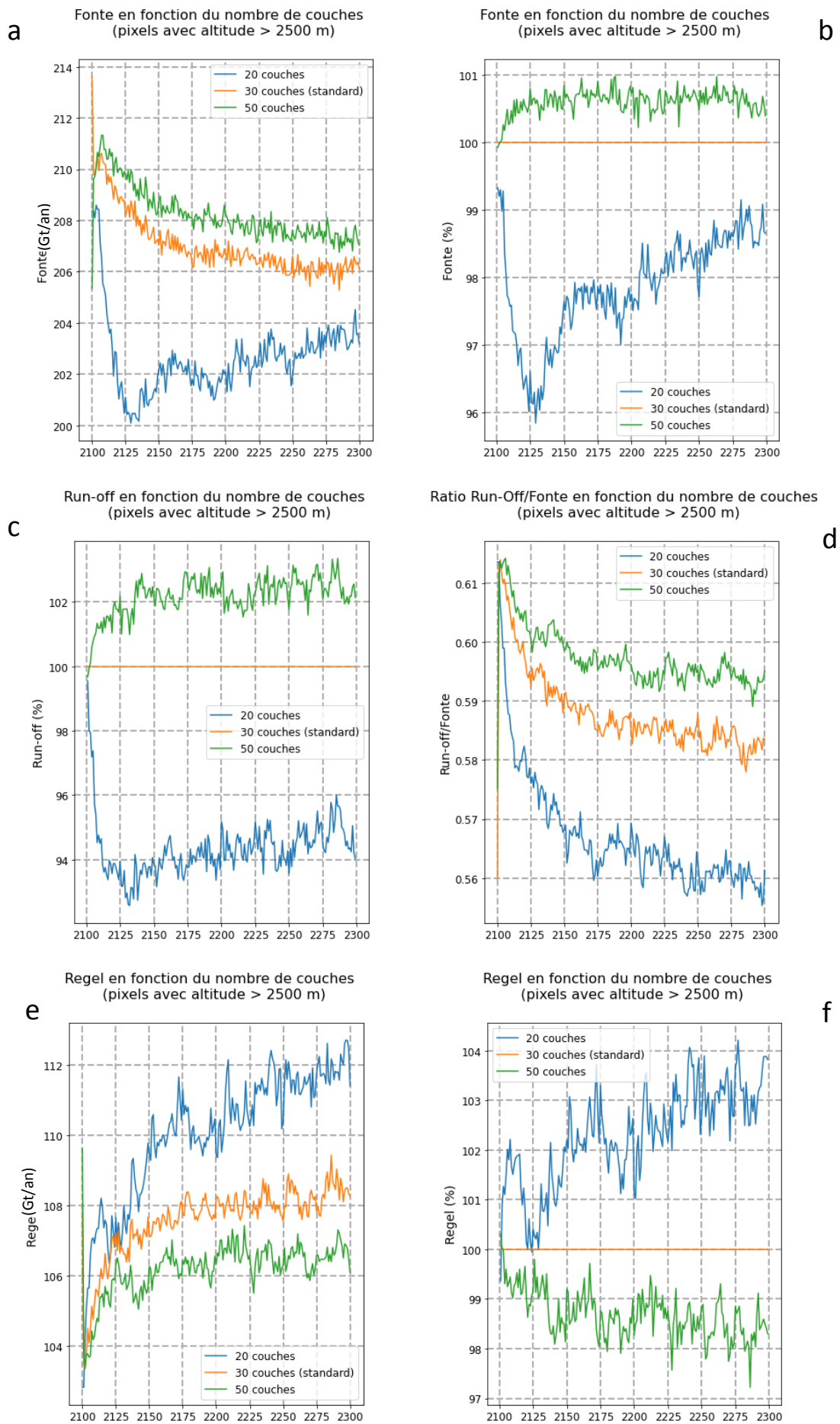


Figure 21. Séries temporelles annuelles : (a) Fonte (Gt/an) et (b) (%), (c) run-off (%), (d) ratio run-off sur fonte, (e) regel (Gt/an) et (f) (%) pour les tests de sensibilité sur le nombre de couches pour les pixels à altitude supérieure à 2500 m.

iv. Profils moyens de densités et température

Après avoir vu dans quelle mesure le modèle est sensible à ces variations de paramétrisation du manteau neigeux pour des variables clés dans le calcul du SMB ainsi que dans la distribution du regel qui en découle, il est opportun de se focaliser sur l'impact qu'ont ces variations en profondeur du manteau. Pour se faire, les profils moyens de densité et de température pour les pixels dont l'altitude dépasse 2500 m ont été calculés. La simulation des caractéristiques quotidiennes du manteau neigeux est coûteuse en termes de mémoire sur disque dur. En effet, il s'agit de données à 4 dimensions que sont la latitude, la longitude, la profondeur et le temps.

Pour des simulations de 200 ans, on comprend aisément que ces données puissent prendre de la place. Ainsi, pour les différentes simulations, le modèle a été relancé pour les 20 dernières années de la période (2281-2300) en modifiant le nombre de niveaux disponibles en outputs pour les variables de température et de densité du manteau neigeux. Les différentes profondeurs disponibles sont réparties sur les 30 premiers mètres du manteau neigeux avec plus de points disponibles proche de la surface. Les valeurs moyennes évaluées à ces différentes profondeurs sont obtenues en moyennant sur les mois où la fonte est la plus importante à savoir les mois de juin, juillet et août.

a- Saturation en eau irréductible (IWS)

Pour ce premier paramètre, la sensibilité du modèle se marque principalement pour le profil de densité. Pour tous les profils, l'évolution de la densité avec la profondeur est sensiblement similaire. Proche de la surface, dans les 20 premiers centimètres, une décroissance se marque. A partir de ce niveau, la densité chute très rapidement jusqu'à la profondeur de 3 m. Ensuite, cette décroissance disparaît pratiquement avec quasiment une valeur de densité constante 7 et 30 m. Toutefois, la valeur que peut prendre la densité en fonction de la profondeur varie fortement suivant l'IWS choisie. À la surface, les densités couvrent ainsi une gamme de valeurs s'étendant de 460 Kg/m³ à 590 Kg/m³ ce qui représente près de 130 Kg/m³ de variation. À 5m, cet intervalle s'étend de 670 Kg/m³ à 780 Kg/m³ avec donc une largeur de 110 Kg/m³ pour finir à 30 m avec une gamme large de 80 Kg/m³ variant entre 720 Kg/m³ et 780 Kg/m³

pratiquement. En moyennant grossièrement sur l'ensemble du profil, les différentes valeurs d'IWS initiales mènent à des variations de la densité sur les 30 premiers mètres de 100 Kg/m^3 . La compréhension de l'impact qu'à l'IWS sur le profil de densité est assez instinctive. En augmentant la possibilité de stocker de l'eau dans les pores du manteau neigeux, on augmente la quantité de masse présente sur un même volume ce qui revient donc à augmenter la densité.

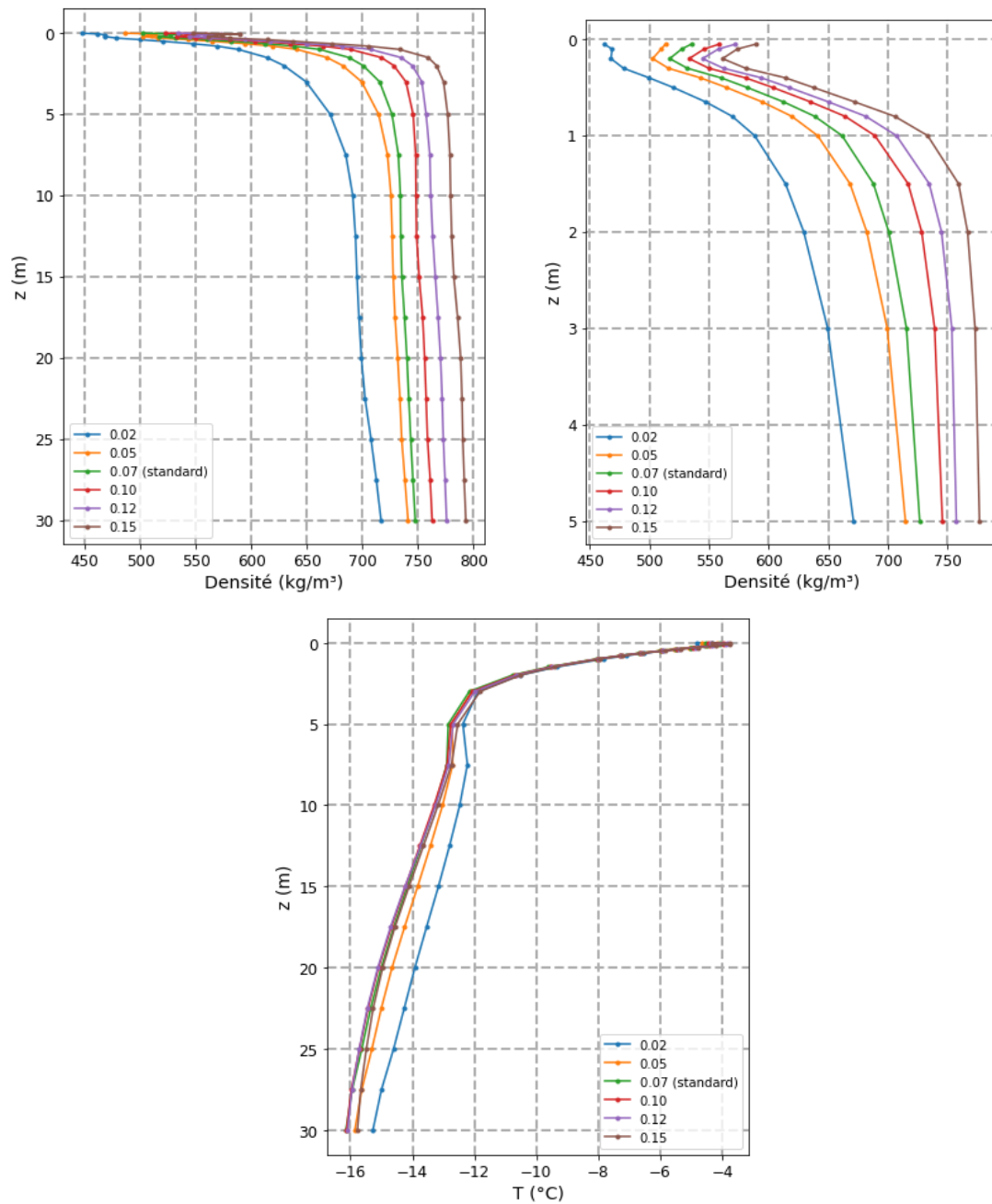


Figure 22. Profils de densité et de température moyens en Juin-Juillet-aout (2281-2300) pour les pixels dont l'altitude dépasse 2500 m en faisant varier la saturation en eau irréductible.

Pour ce qui est du profil de température, 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 prise en compte. Cet écart positif de température peut trouver 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 ce qui réchauffe l'environnement proche.

Bien qu'en intégrant le regel fourni par tous les pixels avec altitude supérieure à 2500 m, on obtenait les valeurs les plus faibles pour une IWS de 0.02, cela ne peut être dû à une meilleure capacité de rétention du manteau dans de telles conditions puisqu'il y a également moins de fonte dans ce cas de figure. 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 IWS supérieures, les couches supérieures se saturent préférentiellement. Alors qu'avec une IWS de 0.02, le regel peut se développer plus bas, avec une quantité un plus grande proportion des eaux de percolation qui atteignent les grandes profondeurs.

Le profil de densité renforce d'ailleurs cette hypothèse. En effet, alors que pour les autres profils, la densité est quasiment constante à partir 10 m de profondeur, la densité augmente soudainement à partir de 22 m avec une IWS de 0.02. Avec une IWS de 0.02, la percolation à grande profondeur est donc effectivement facilitée. Pour les autres profils par contre, au fur et à mesure des années, la neige plus saturée proche de la surface se tasse progressivement sous son propre poids. Ainsi, progressivement, la densité augmente en profondeur et on observe des écarts entre les profils de densité dû à la différence de densité de la neige qui est tassée avec un décalage entre les profils qui en découle. En observant cette évolution des densités, on conclut donc que le seul profil à l'équilibre est celui avec une IWS de 0.02.

Cette évolution progressive de la densité des premiers mètres du manteau neigeux est affichée en Figure 18. 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 qui passe de 660 Kg/m³ en 2125 à près de 700 Kg/m³ en 2300. Avec 0.02 comme IWS, c'est de 595 Kg/m³ à 600 Kg/m³ que l'on passe. En augmentant la valeur d'IWS, il est donc plus difficile d'arriver à un équilibre.

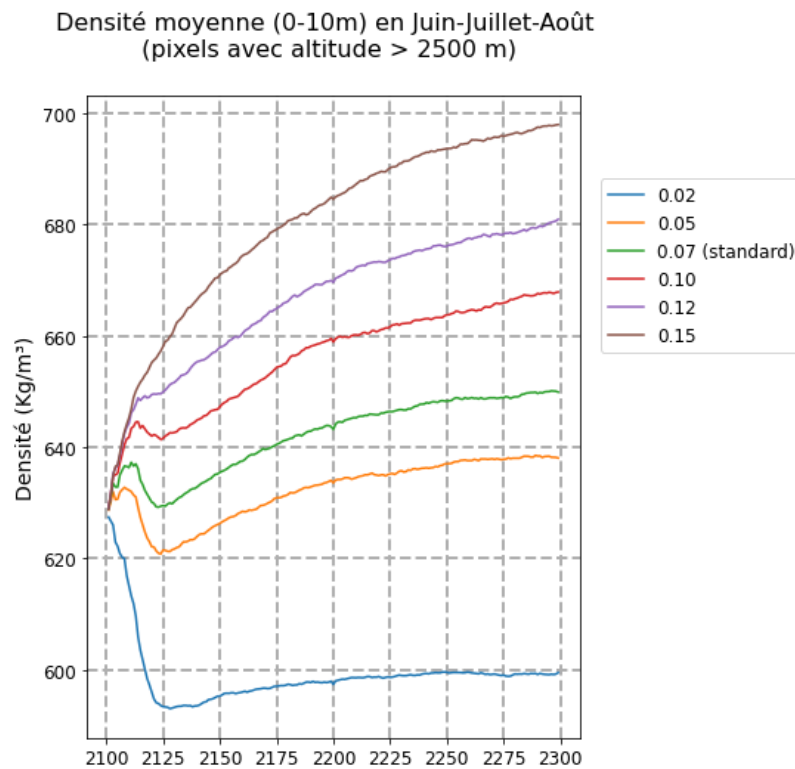


Figure 23. Évolution de la densité moyenne en juin, juillet et août de 1 à 10 m pour différentes valeurs d'IWS.

b- Hauteur prise en compte

Faire varier l'épaisseur prise en compte modifie peu l'allure du profil de densité. Bien que les profils commencent à s'écarter à partir de 10 m de profondeur, les différences ne sont guère notables.

Pour ce qui est des profils de température, les différences sont plus marquées. Le profil le plus froid est celui avec une épaisseur de 11 m. En opposition, le profil le plus chaud prend en compte une épaisseur de 51 m. À 5m de profondeur, les températures varient entre -17 °C lorsqu'on considère 11m d'épaisseur et -11 °C avec 51 mètres. Cette gamme de valeurs est donc large de 6°C. Les profils avec 21 et 31 mètres sont pratiquement similaires sur les 21 premiers mètres. À 30 mètres de profondeur, pour les 3 profils où le modèle va si bas, on obtient -16°C, -14.5°C et -13°C respectivement pour 31, 41 et 51 pris en compte. On obtient

donc près de 3°C de variations à grande profondeur suivant l'épaisseur de manteau neigeux considérée.

En étant donc plus froid, le profil où l'on considère 11 mètres de manteau fournit plus de regel que les autres simulations. Pour ce paramètre, c'est la température qui explique pourquoi on a plus de regel et donc une rétention plus efficace. D'ailleurs, lorsque l'on regarde l'évolution de la température moyenne des dix premiers mètres de firn (Figure 24), à la fin de la période simulée, un écart de 5 °C existe entre la simulation considérant 51 mètres et celle considérant 11 mètres. Pour l'évolution de la densité, l'écart maximal à la fin de la période simulée est de 9 Kg/m³ entre les simulations considérant 21 et 51 mètres.

Pour la simulation considérant 11 mètres, les températures sont froides là où les eaux de fonte sont concentrées. Dans une telle configuration, le regel et la rétention d'eau sous forme liquide agissent de concert. En d'autres termes, la rétention d'eau est efficace puisque l'eau peut aussi bien être stockée sous forme liquide que sous forme solide.

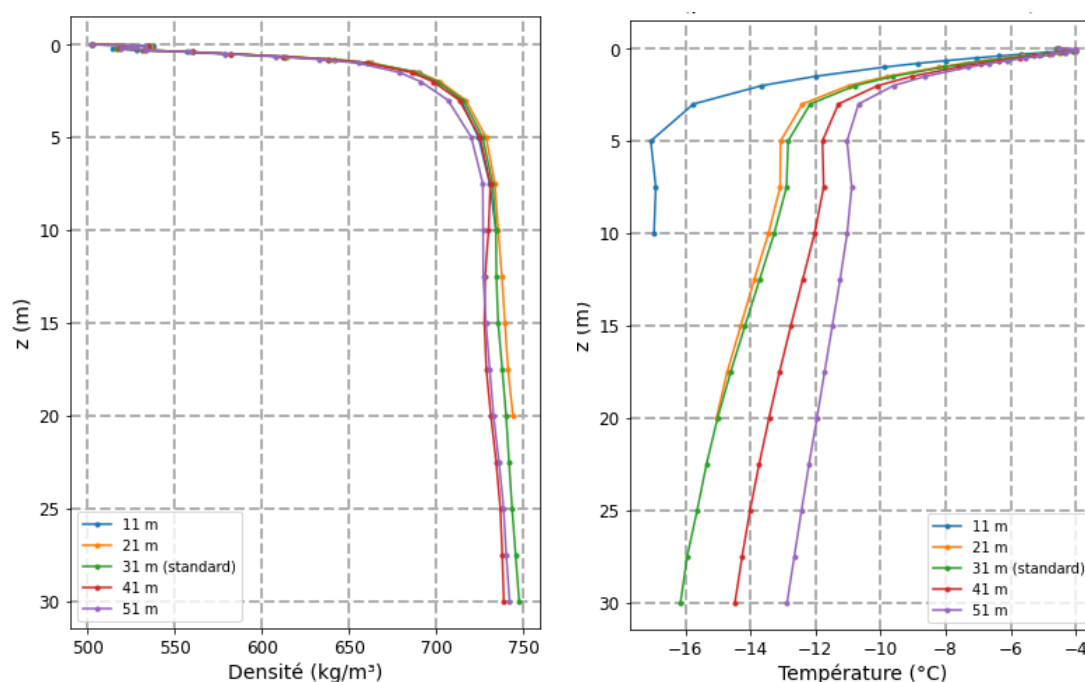


Figure 24. Profils moyens de densité et température pour les pixels dépassant les 2500 m d'altitude (2281-2300) en faisant varier la hauteur prise en compte

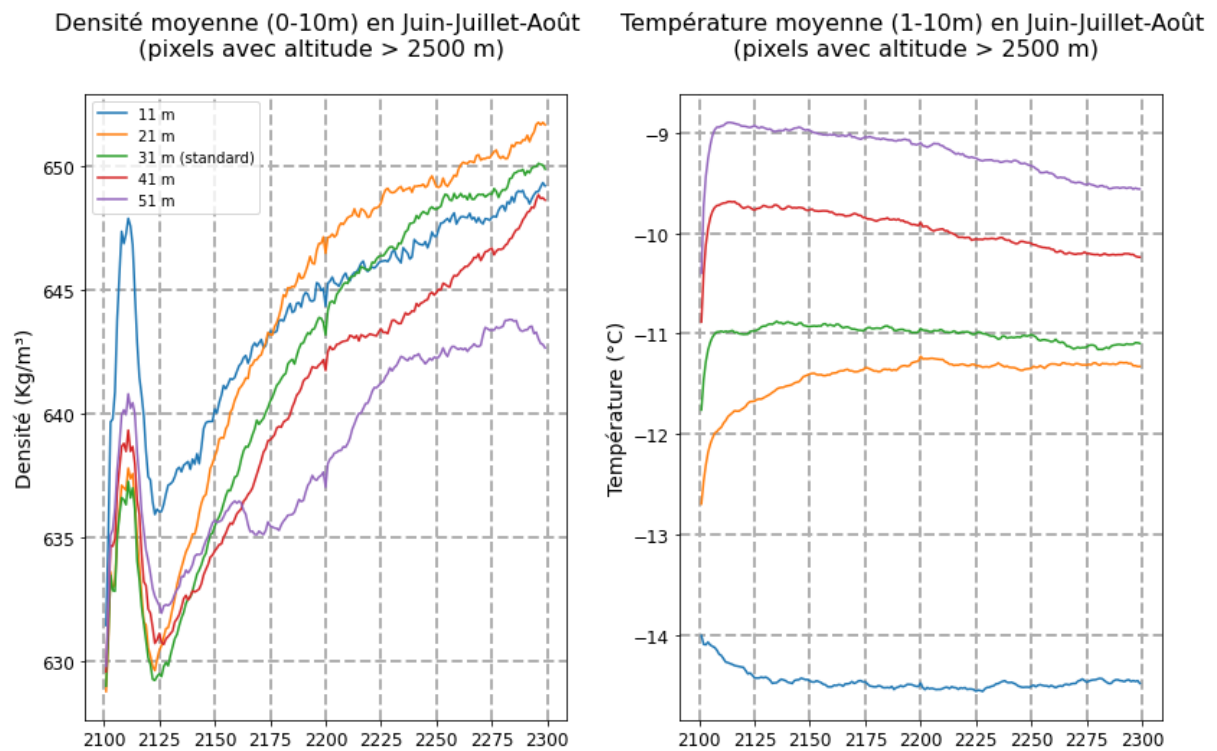


Figure 24. Évolution de la densité moyenne et de la température moyenne de 1 à 10 m de profondeur pour les pixels dépassant les 2500 m d'altitude

c- Nombre de couches

Pour ce troisième paramètre, les profils à 50 et 30 couches sont pratiquement identiques. Par contre, le profil de densité à 20 couches se détache des 2 autres entre 1 et 27 mètres de profondeur donc pratiquement sur l'entièreté du profil. L'écart entre ce profil et les 2 autres atteint jusqu'à 30 Kg/m^3 par endroit. La réduction du nombre de couches entraine une augmentation de l'épaisseur moyenne d'une couche.

Une couche plus épaisse étant plus difficile à saturer en eau, la densité moyenne d'une couche diminue également. Cet effet a également été observé dans les tests de sensibilité sur l'épaisseur de manteau neigeux où avec une augmentation de l'épaisseur prise en compte, on augmentait également l'épaisseur moyenne de la couche ce qui mène à une diminution de la densité.

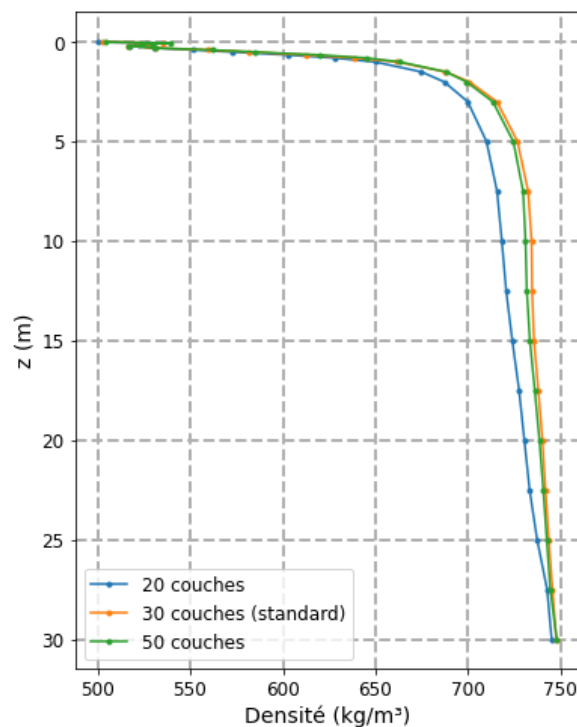


Figure 25. Profil moyen de densité en juin-juillet-aout pour les pixels dépassant les 2500 m d'altitude (2281-2300) en faisant varier le nombre de couches

Or, avec 20 couches, lorsqu'on intègre sur la zone en altitude, on obtient plus de regel par rapport aux deux autres simulations. Donc, en augmentant l'épaisseur moyenne d'une couche, on affecte le profil de densité négativement mais la possibilité de former du regel est augmentée.

d- Lentilles de glace

Bien que l'impact de la perméabilité des couches contenant des lentilles de glace était limité dans les séries temporelles, les profils de densité moyen obtenus pour les 3 variations de perméabilité rappellent que la diminution de la perméabilité entraîne une percolation des eaux de fonte plus importante. La possibilité d'obtenir de regel et de contenir de l'eau dans le manteau augmente donc. En effet un écart existe entre les 3 simulations réalisées. Le profil où l'on divise P_{close} par 6 se détache légèrement des 2 autres. L'écart sur l'ensemble du profil ne dépasse cependant jamais 10 Kg/m^3 .

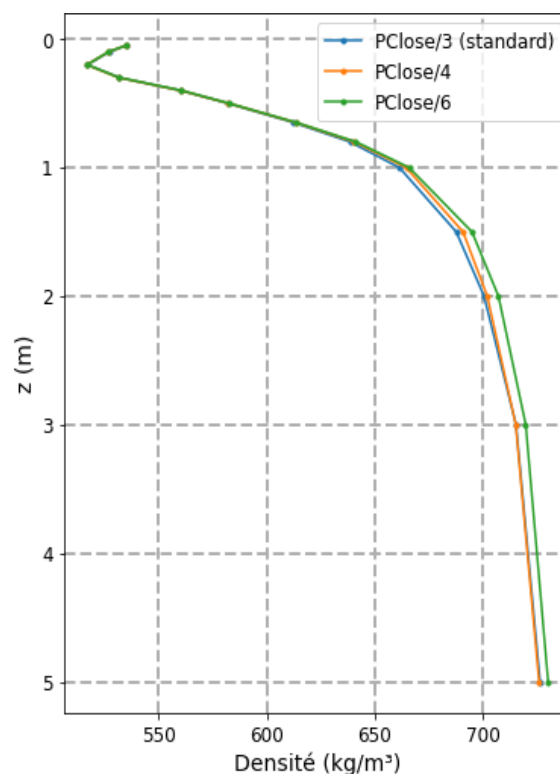


Figure 26. Profil moyen de densité en juin-juillet-aout pour les pixels dépassant l'altitude de 2500m (2281-2300) pour différentes configurations du paramètre P_{close} .

e- En résumé

La réalisation de profils de densités dans la zone d'altitude supérieure à 2500 m appelle donc différents commentaires. Tout d'abord, concernant la saturation en eau irréductible, la paramétrisation de l'IWS impacte de manière significative le profil de densité. Cependant, cet impact ne peut être totalement expliqué par la seule possibilité de stocker plus d'eau dans les pores du manteau. De plus, le profil avec une IWS étant plus chaud en profondeur, cela montre que du regel se forme plus bas dans ce cas de figure avec plus de percolation en profondeur.

Pour la hauteur du manteau neigeux considérée, la concentration des eaux de fonte aux 11 premiers mètres a comme conséquence une saturation rapide des couches avec les 10 premiers mètres qui se densifient plus rapidement sur la période simulée. Cependant, pour les dernières années de la simulation, le regel est donc moins facilité dans les 11 premiers mètres du manteau neigeux du fait de la saturation progressive de ces couches et de leur densification. Au final, la capacité de rétention du manteau diminue pour cette simulation. D'ailleurs, les simulations prenant en compte le moins d'épaisseur (11 et 21 mètres) sont les seules qui voient leur rapport run-off/ fonte augmenter à plus de 2550 m, ce qui consolide également cette hypothèse.

Enfin, pour le nombre de couches et la gestion de la perméabilité des lentilles de glace, les impacts sont moins significatifs pour les profils réalisés. Cependant, l'augmentation de la taille moyenne des couches en diminuant ce nombre dédensifie le manteau. Or, dans le modèle, à chaque itération, l'espace sous forme de pores disponible est calculé selon la densité d'une couche. Une couche plus épaisse est donc plus difficile à saturer puisque sa densité est plus faible. Par conséquent, le regel peut se former plus facilement.

v. Analyse de la saisonnalité

Dans cette section, tout d'abord, une analyse de la variation saisonnière de plusieurs variables est réalisée. Ces variables sont l'albédo, la densité moyenne de 0 à 1 m de profondeur, le regel, la fonte et le run-off. L'objectif étant de comprendre dans quelle mesure les évolutions de ces variables s'influencent les unes les autres. Dans les précédentes analyses, la rétroaction positive de l'albédo a déjà été mise en avant comme hypothèse pour expliquer certains écarts existants et ce, en particulier, pour les simulations où la saturation en eau irréductible (IWS) varie. Ces graphiques permettront d'appréhender cette hypothèse.

Pour réaliser des graphiques de l'évolution saisonnière, une moyenne journalière a été calculée sur la période de 2281 à 2300 pour les mois de mai, juin, juillet et août, ce qui permet de prendre en compte l'intégralité de la saison de fonte. Encore une fois, seuls les pixels dont l'altitude dépasse 2500 m ont été sélectionnés pour les calculs.

Enfin, l'évolution saisonnière du profil de densité a également été calculée. Pour les 20 dernières années de la simulation, les profils moyens de densité et température journaliers ont été calculés. Pour avoir une vision d'ensemble du profil et avoir une idée des valeurs de densités et températures entre les valeurs ponctuelles disponibles en profondeur, une interpolation a été réalisée. Cette interpolation est unidimensionnelle puisqu'elle se fait selon la verticale. La valeur calculée pour un endroit donné du profil étant la moyenne pondérée par la distance des deux valeurs ponctuelles disponibles les plus proches. Cela permet d'avoir une information supplémentaire par rapport aux profils moyens précédemment calculés, puisque les valeurs journalières aux différentes profondeurs ne sont plus lissées par le calcul d'une moyenne.

En d'autres termes, cela permet une meilleure vue d'ensemble de l'évolution de la température et de la densité du manteau neigeux sur la saison de fonte. Pour voir dans quelle mesure les écarts sont significatifs, les valeurs de densités ont aussi été exprimées en pourcentage de la simulation de référence, permettant ainsi de relativiser les écarts entre les différentes configurations du modèle.

a- Saturation en eau irréductible (IWS)

L'évolution saisonnière est fortement impactée par le paramètre d'IWS quelle que soit la variable considérée. Pour la densité du premier mètre de firn, au pic de densité qui a lieu peu avant la moitié du mois d'août, les valeurs s'étendent de 620 Kg/m³ à 800 Kg/m³, la valeur maximale étant obtenue avec une IWS de 0.15. Pour les valeurs de regel, la largeur de l'intervalle de variation sur la saison de fonte dépasse 1Gt. Ces évolutions de la densité et du regel sont directement liées aux variations d'albédo. L'albédo moyen de cette zone en altitude est minimal à la fin du mois de juillet. Suivant la valeur d'IWS, à cette période, la quantité de rayonnement solaire réfléchi par rapport au rayonnement incident varie ainsi entre 63 et 78 % soit une différence de 15 % pour les deux situations extrêmes.

A la fin du mois de juillet, la fonte et le run-off sont également maximaux. La fonte affiche des valeurs maximales s'étalant de 4.7 Gt à 8.7 Gt soit une différence de 4 Gt au pic de la saison de fonte. Pour le run-off, les valeurs vont de 2.7 Gt à 7.2 Gt, marquant ainsi une différence de 4.5 Gt entre les deux situations extrêmes. Le rapport fonte sur run-off au maximum de fonte s'étale donc entre 57 et 82%. Or, suivant l'IWS, l'évolution du regel présente une particularité. Pour les premiers pics importants de fonte de la saison qui ont lieu à la fin du mois de juin et dans la première moitié du mois de juillet, les simulations fournissant le plus de regel sont les simulations aux IWS les plus élevées.

Par contre, pour la fin de la saison de fonte, la situation s'inverse complètement puisqu'au dernier pic de fonte, les simulations aux IWS les plus faibles présentent les valeurs de regel les plus élevées. Cela montre donc qu'en augmentant la possibilité de stocker de l'eau dans les pores du manteau neigeux, on diminue tout d'abord l'albédo en surface. Suite à cette diminution de l'albédo, la fonte augmente plus rapidement pour les simulations aux IWS les plus grandes. Dans une telle configuration, le manteau neigeux sature rapidement, rendant la percolation des eaux de fonte plus difficile. Ainsi pour les derniers pics de fonte, le rapport run-off/ fonte augmente pour les simulations avec IWS élevée. Enfin, lorsque la fonte diminue en fin de saison, les simulations aux IWS élevées ont un manteau plus saturé en eau car le paramètre permet de stocker davantage d'eau dans le manteau. Donc, dans des conditions de fonte réduite, ce sont à nouveau ces simulations au contenu en eau élevé qui affichent davantage de regel.

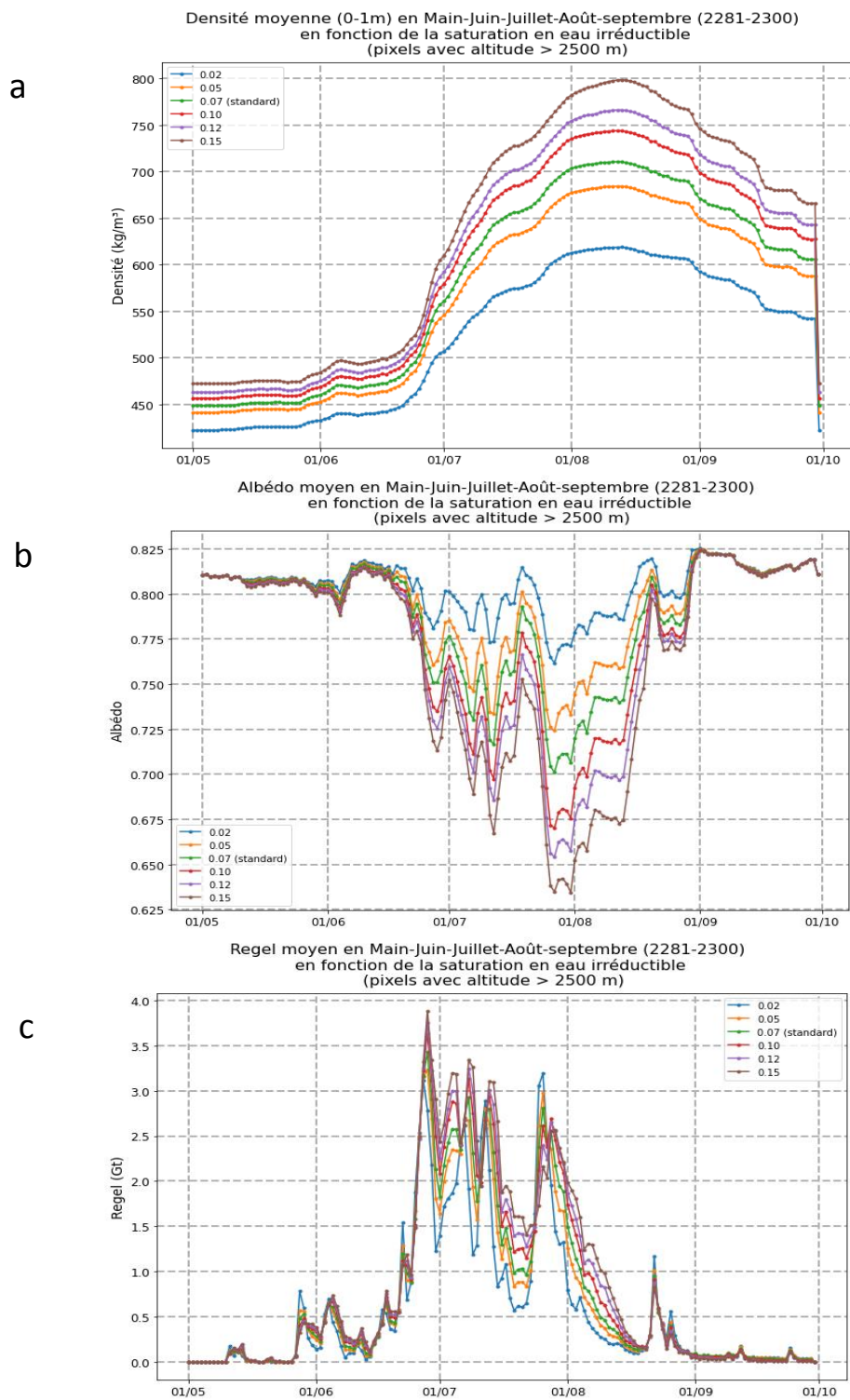


Figure 27. Evolution de la densité entre 0 et 1m (a), de l'albédo moyen (b) et du regel (c) moyennés entre 2281 et 2300.

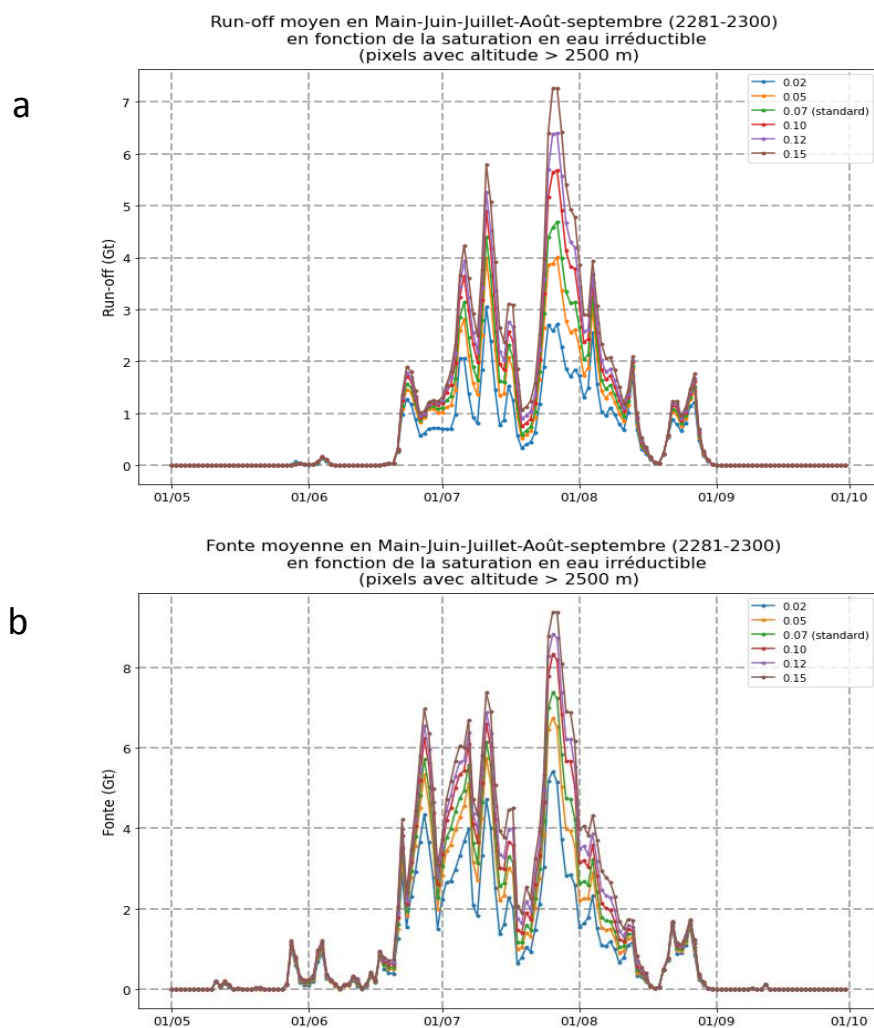


Figure 28. Evolution saisonnière du run-off (a) et de la fonte (c) moyennés entre 2281 et 2300.

Ces tendances observées pour ces différentes variables se marquent également pour l'évolution saisonnière du profil de densité. Pour les 20 dernières années de simulation qui sont affichées ici, les profils de densité sont différents avant même le début de la saison de fonte. En effet, les différences en profondeur de 20 cm à 5 mètres atteignent 10% négativement pour une IWS de 0.02 et 10% positivement pour une IWS de 0.15. Cela est dû à la succession des saisons de fonte. Comme l'envisageaient déjà les résultats de la saison précédente, la saturation plus rapide du manteau avec une IWS plus importante liée à une fonte plus importante et à un stockage potentiel plus important densifie davantage le manteau.

Cette évolution du profil de densité est en réalité caractéristique de la zone de percolation. Dans les modèles de manteau neigeux présentés dans l'état de l'art, l'évolution typique du manteau neigeux était une augmentation progressive de la densité en profondeur avec la succession des saisons de fonte. Il est donc évident que, pour ce scénario, les zones à haute altitude de la calotte vont progressivement présenter les caractéristiques du faciès de percolation. Cependant, cette transformation progressive vers cette situation est directement dépendante de la façon dont l'IWS est paramétrisée. Avec une IWS de 0.02, la zone en altitude se rapproche plus d'une zone de neige fraîche que d'une zone de percolation.

D'ailleurs, la série temporelle de densité moyenne de 1 à 10 mètres affiche une augmentation bien plus lente de la densité pour des valeurs d'IWS plus faibles. Une IWS plus faible, en générant moins de fonte, conserve donc un manteau neigeux moins saturé en eau sur une plus longue période avec une rétention ainsi plus efficace. C'est pourquoi en imposant une IWS de 0.02 en 2100 dans le modèle, le rapport run-off/fonte chute très rapidement en comparaison aux autres simulations.

Bien qu'ici, la rétroaction positive de l'albédo soit mise en évidence comme explication principale des écarts, il reste cependant une chose à vérifier en lien avec la formulation du modèle. En effet, lors de sa calibration, le modèle MAR a nécessité un ajustement des valeurs d'albédo pour prendre en considération les dépôts de composés plus noirs sur la calotte du Groenland. Sur la calotte, des cendres peuvent par exemple se déposer et ainsi diminuer l'albédo moyen d'un pixel. Pour être sûr que cette correction d'albédo n'affecte pas nos résultats, trois nouvelles simulations de vérification ont été lancées.

Ces trois simulations prennent des valeurs d'IWS de 0.02, 0.07 et 0.15. Les mêmes figures ont pu être réalisées (voir annexes) et les constats sont les mêmes. La seule différence est qu'en ôtant cette correction, les valeurs d'albédo sont légèrement supérieures. Mais l'effet de la saturation en eau irréductible sur les évolutions saisonnières reste très significatif, confirmant ainsi les résultats obtenus.

La rétention plus efficace des eaux de fonte avec une IWS de 0.02 peut également s'expliquer par le profil de température obtenu pour cette valeur de paramètre.

Évolution saisonnière du profil de densité pour différentes valeurs du paramètre d'IWS (Altitude supérieure à 2500 mètres) aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre.

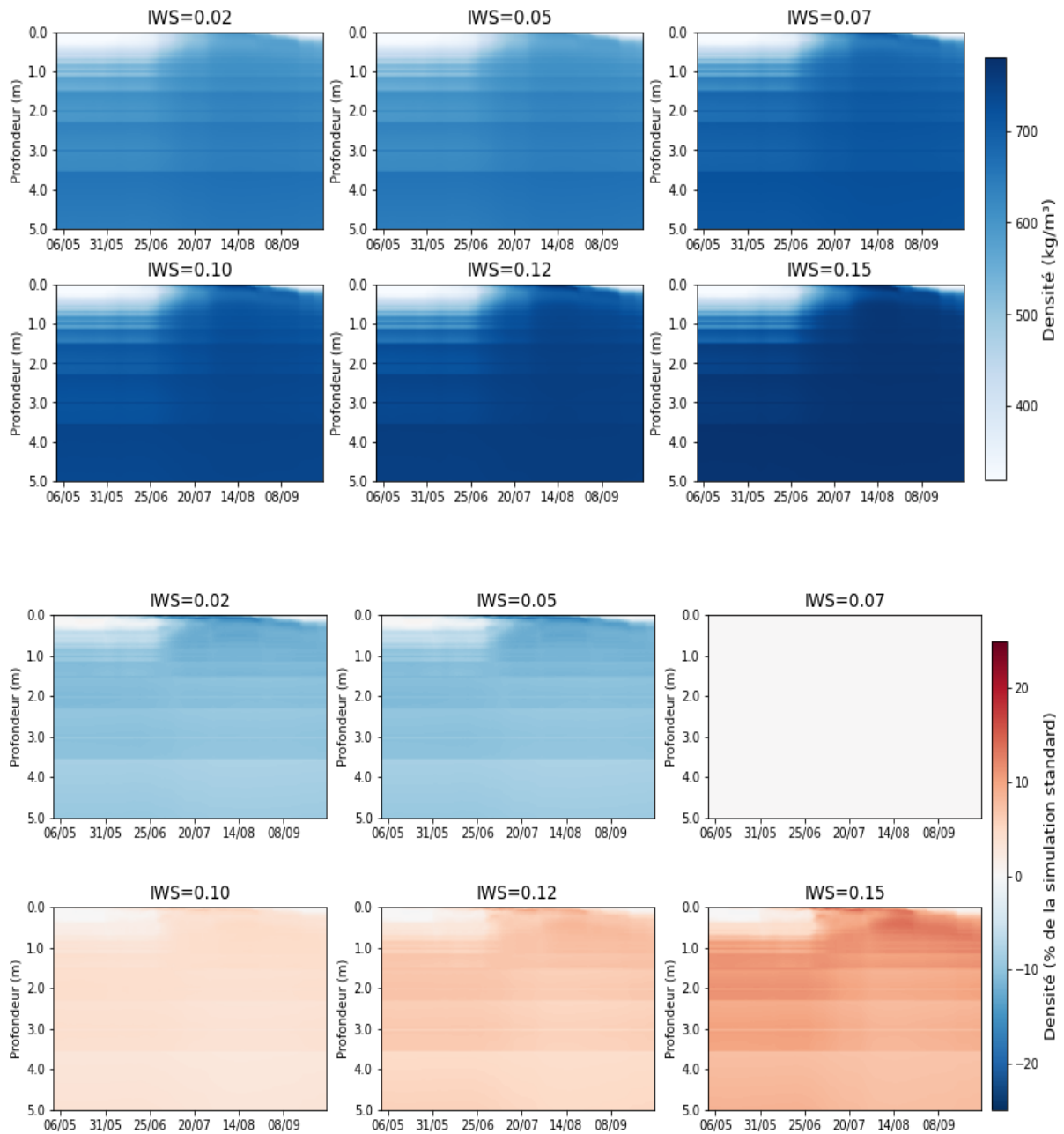


Figure 29. Évolution saisonnière du profil de densité pour différentes valeurs du paramètre d'IWS (Altitude supérieure à 2500 mètres) aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre.

En effet, lorsque l'on s'attarde à l'évolution saisonnière du profil de température, avec une IWS inférieure à 0.07, avant les pics de fonte, le profil de température est plus froid. Par après, malgré une fonte inférieure, à partir de la fin du mois de juin, le profil se réchauffe et on obtient les profils de température les plus chauds en profondeur avec des IWS faibles. Donc, une autre rétroaction est mise ici en évidence mais elle est négative dans ce cas. Avec une IWS plus petite et moins d'eau liquide retenue, l'albédo est plus élevé et donc les températures sont plus faibles. La quantité de regel pouvant être générée étant liée à la température d'une couche, le regel est donc plus efficace dans de telles configurations. En libérant de l'énergie sous forme de chaleur latente, le manteau se réchauffe par la suite.

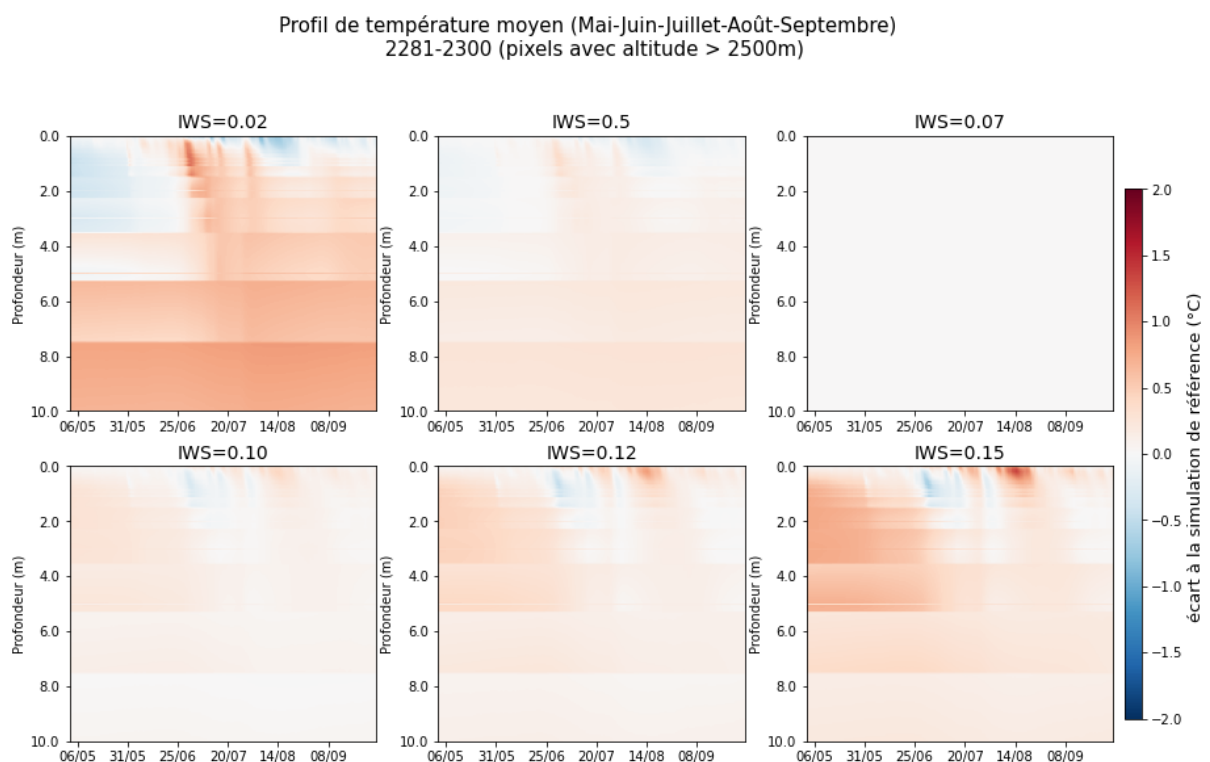


Figure 30. Évolution saisonnière du profil de température pour différentes valeurs du paramètre d'IWS (Altitude supérieure à 2500 mètres) aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre.

b- Hauteur de manteau neigeux

Pour l'évolution saisonnière par rapport à la hauteur de manteau neigeux considérée, seul le regel moyen affiche des écarts importants entre la simulation qui prend en compte 11m et les autres. Cet écart atteint, voire dépasse 1Gt pour certaines journées. Les évolutions pour les autres simulations sont fortement similaires. Les différences observées s'expliquent par la saisonnalité du profil de température (Figure 32).

En effet, le profil où l'on considère uniquement 11 mètres est le plus froid sur l'entièreté de la saison de fonte. Dans une telle configuration, à partir de 2100, en forçant le modèle à ne considérer que les 11 premiers mètres, les eaux de fonte ne délivrent de la chaleur latente que dans les couches les plus hautes du manteau neigeux. Plus en profondeur, le manteau neigeux ne peut donc être réchauffé par les eaux de fonte. En début de saison de fonte, pour la simulation qui prend en compte 11 mètres, on peut d'ailleurs voir que sous les 11 mètres, la température du firn est très proche de la température de surface contrairement aux autres simulations. Ainsi, les 11 premiers mètres sont en contact à leur base avec un sol très froid et ne peuvent se réchauffer par diffusion thermique avec les couches les plus basses. C'est pourquoi, on observe plus de regel en ne prenant que 11 mètres d'épaisseur.

En considérant 41 et 51 mètres d'épaisseur, on réchauffe le manteau bien plus en profondeur. Ainsi, par des échanges de chaleurs sensibles, les couches supérieures se réchauffent, ce qui diminue la possibilité d'observer du regel. Dans de telles conditions, les couches inférieures jouent donc le rôle d'une poche de chaleur qui réchauffent l'entièreté du profil. Cet effet n'existe pas lorsque l'on prend en compte que 11 mètres. La percolation en profondeur peut donc grandement influencer la rétention d'eau dans le manteau neigeux par différents mécanismes de rétroaction. Ici, la rétroaction est négative, puisqu'en augmentant la percolation des eaux de fonte vers de plus grandes profondeurs, on diminue la possibilité d'avoir du regel par un changement de la température du firn.

Évolution saisonnière du profil de température pour différentes valeurs de hauteur de manteau neigeux considérée (Altitude supérieure à 2500 mètres) aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre.

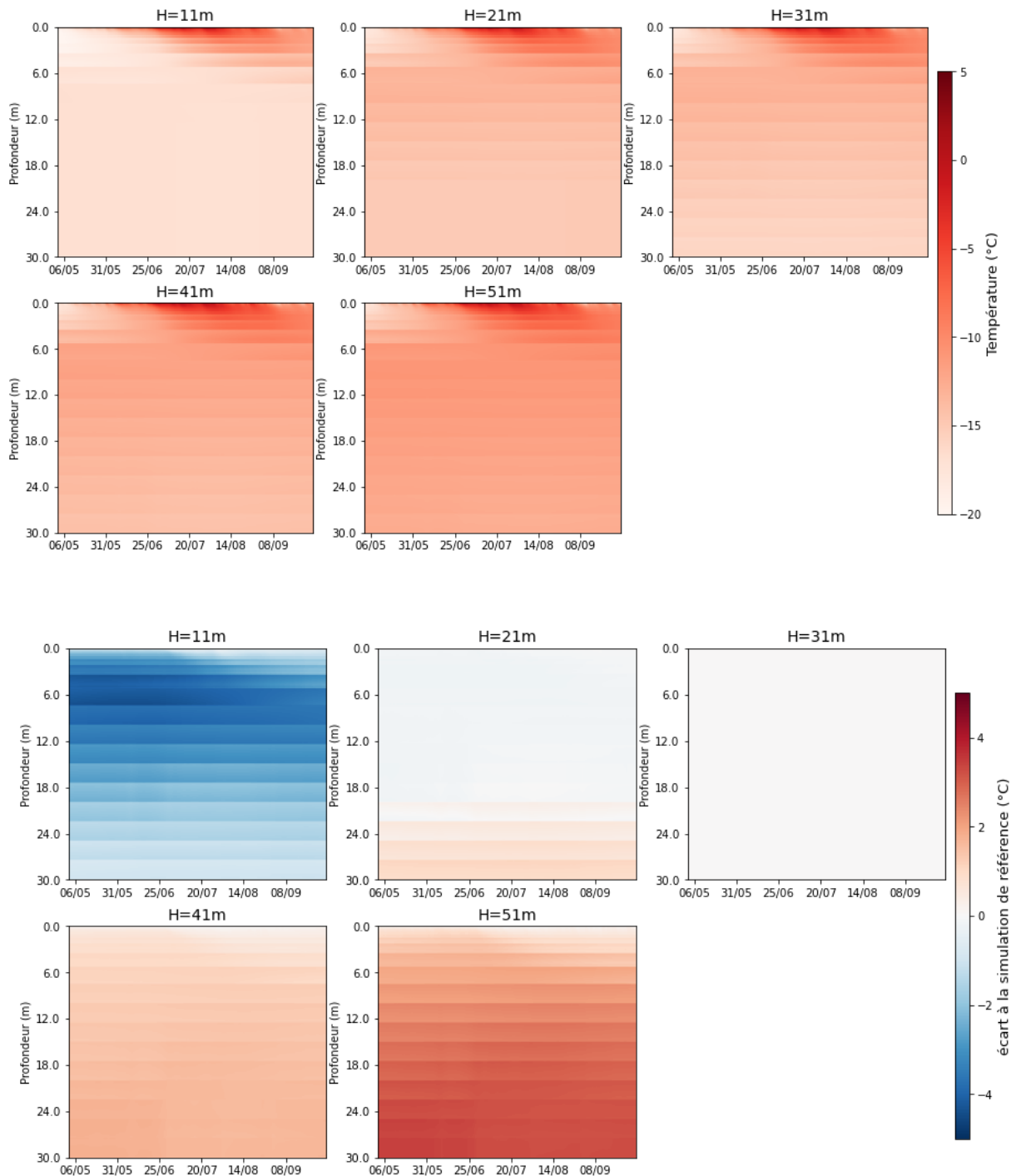


Figure 31. Évolution saisonnière du profil de pour différentes hauteurs considérées (Altitude supérieure à 2500 mètres) aux mois de mai, juin, juillet, août et septembre.

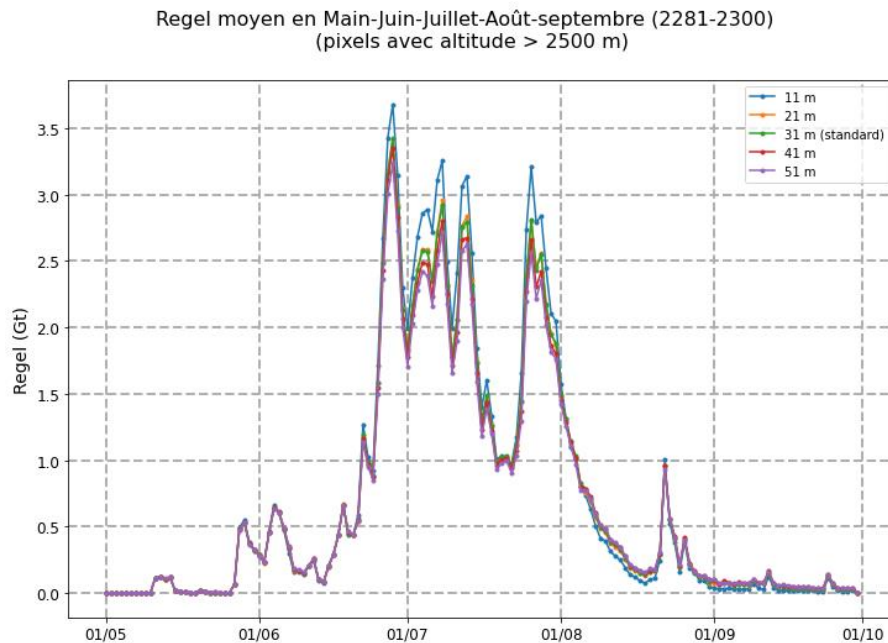


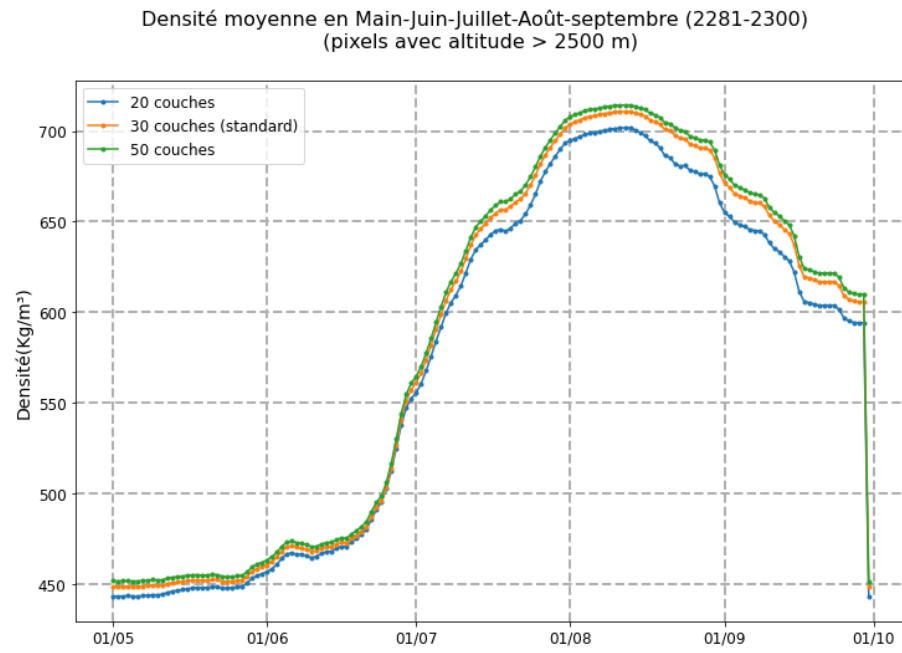
Figure 32. Évolution saisonnière du regel moyen entre 2281 et 2300.

c- Nombre de niveaux

La réduction du nombre de couches dans le modèle de neige se marque dans la saisonnalité de la densité du premier mètre de firn comme on peut le voir sur la Figure 33. En augmentant l'épaisseur moyenne des couches, on diminue donc la densité du manteau neigeux. Or, pour rappel, le volume des pores se calcule dans le modèle de neige en fonction de la densité de la couche qui est elle-même dépendante de l'épaisseur de la couche. Donc, en augmentant l'épaisseur moyenne des couches, celles-ci se densifient moins rapidement et plus d'eau liquide peut être accumulée dans les couches. En accumulant plus d'eau, la possibilité d'obtenir du regel augmente également.

Cette meilleure rétention apparaît également dans la saisonnalité du run-off. Au pic de run-off, c'est-à-dire à la fin du mois d'août, une différence de l'ordre d'1 Gt apparaît entre les simulations considérant 20 et 50 couches. Ainsi, la manière dont est discrétisé le manteau neigeux a un impact direct sur la part des eaux de fonte qui sont retenues par le manteau.

a



b

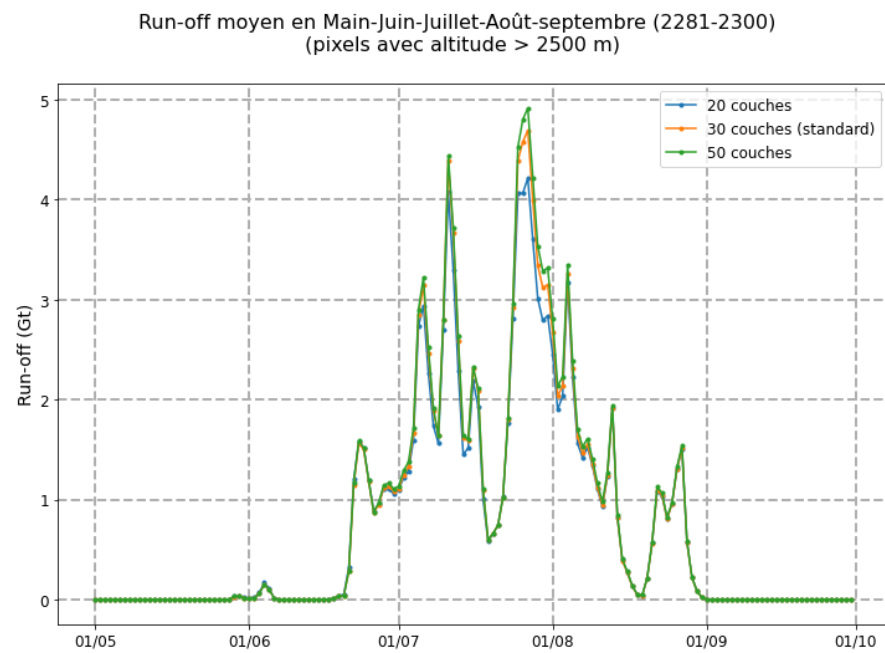


Figure 33. Évolution saisonnière de la densité (0-1m) (a) et du run-off (b) entre 2281 et 2300 pour différents nombres de couches.

d- En résumé

L'analyse de la saisonnalité appelle différents commentaires. Tout d'abord, s'agissant du paramètre d'IWS, une IWS faible permet une percolation à plus grande profondeur et les conditions plus froides en surface sont favorables au regel. La rétention d'eau sous forme liquide est plus efficace puisque les simulations plus chaudes avec IWS supérieures génèrent proportionnellement plus de run-off. D'ailleurs, avec une IWS de 0.02, le manteau neigeux atteint plus rapidement un état d'équilibre, ce qui va de soi puisque moins de fonte est générée et que moins d'eau peut être stockée. La percolation est encouragée avec des valeurs d'IWS faibles permettant de réchauffer le manteau neigeux plus en profondeur. Au fur et à mesure des saisons, un réchauffement des couches basses limite la possibilité d'avoir du regel avec une rétroaction qui est par conséquent négative.

La hauteur considérée impacte aussi grandement la saisonnalité des profils de température. Ne prendre en considération que 11 mètres de firn s'avère problématique. En effet, dans de telles conditions, à plus grande profondeur que 11 mètres, le manteau neigeux est proche de la température atmosphérique en hiver. S'ensuit dès lors un refroidissement global du manteau neigeux avec des conditions très favorables au regel. Le manteau n'a en réalité pas la possibilité d'être réchauffé par chaleur sensible à partir des couches les plus profondes du firn avant la saison de fonte. Le rôle primordial joué par la percolation profonde dans la redistribution verticale de l'énergie est donc clair via ces deux tests de sensibilité.

Enfin, la manière dont est discrétisé le manteau neigeux impacte également la rétention d'eau. En augmentant l'épaisseur moyenne d'une couche, on augmente l'espace disponible sous formes de pores et la possibilité de stocker des eaux de fonte que ce soit sous forme liquide ou sous forme solide. Ainsi, en discrétisant trop peu le manteau, on risque de surestimer la capacité de rétention de la calotte. Pour ce qui est de la perméabilité des lentilles de glace, les impacts déjà moins importants dans les autres résultats sont également très faibles en termes de saisonnalité.

VI- Discussions

i- A propos de la rétention d'eau

La réalisation de simulations à long terme confirme le rôle important joué par le manteau neigeux surplombant la calotte du Groenland et ce, en particulier, pour les zones les plus hautes de la calotte. La présence à ces hautes altitudes d'un manteau plus poreux et plus froid dans des zones couvertes par de la neige sèche augmente la possibilité de stocker les eaux de fonte sous forme de regel ou sous forme liquide par capillarité. Ainsi, dans le futur, la contribution à l'augmentation du niveau des mers des zones les plus hautes de la calotte sera bel et bien entravée par une rétention d'eau efficace.

En moyenne, suivant la configuration du modèle, 5% du run-off fourni par la calotte du Groenland provient de la zone à altitude supérieure à 2500 mètres. Bien qu'ici, dans l'ensemble des résultats, la pluie n'ait pas été prise en compte, le rapport entre le run-off et la fonte diminue drastiquement lorsqu'on réduit l'analyse aux zones les plus hautes de la calotte. Cette réduction vaut en moyenne 35 % dans le cadre de nos expériences. D'ailleurs, pour ce qui est du regel uniquement, les zones les plus hautes de la calotte contribuent en moyenne à 30 % du regel observé pour l'ensemble de la calotte.

ii- A propos des tests de sensibilité

Pour ce qui est des paramètres qui ont été testés dans le cadre de ce mémoire, la saturation en eau irréductible (IWS) a de loin l'impact le plus important sur l'évolution des variables participant au bilan de masse en surface (SMB). À l'échelle de toute la calotte, les valeurs annuelles de run-off et fonte s'écartent entre elle d'un ordre de grandeur de 100 Gt/an avec des écarts à la simulation de référence pouvant dépasser les 10%. Au premier abord, il semble instinctif qu'en augmentant ou diminuant la possibilité de stockage dans les pores du manteau neigeux, on en affecte également la capacité de rétention. Cependant, ce paramètre vient également modifier l'albédo en surface du manteau neigeux et par ce biais, il augmente également la quantité de fonte générée par le manteau. Cet effet d'albédo est si important que le run-off généré sur toute la calotte s'en retrouve augmenté. Donc, alors qu'instinctivement, en augmentant la quantité d'eau disponible pouvant être stockée dans les

pores du manteau neigeux, on peut s'attendre à une diminution du run-off généré, c'est tout l'inverse qui se produit.

Pour tous les autres paramètres, les impacts sont plus limités à l'échelle de la calotte. En réduisant l'analyse aux zones les plus hautes, les écarts relatifs entre les simulations augmentent pour toutes les variables et pour tous les paramètres testés. Bien que la contribution de cette zone au run-off total soit moindre, le modèle présente une sensibilité plus grande dans ces zones qui ne sont que depuis récemment affectées par des épisodes de fonte. Si ces zones ne contribuent que peu au run-off total, pour ce qui est de la rétention totale de la calotte, la situation est différente et ce, en particulier pour le regel. En effet, en moyenne, 30 % du regel total observé sur la calotte provient des zones d'altitude supérieure à 2500 m. La rétention étant plus efficace dans ces zones hautes et le modèle y étant plus sensible, un intérêt devrait être porté à la manière dont sont paramétrisées les caractéristiques du manteau neigeux et ce, particulièrement à haute altitude.

iii- Caractéristiques du manteau neigeux

Les résultats de ce mémoire confirment l'impact qu'a la percolation des eaux de fonte sur les caractéristiques du manteau neigeux. Tout d'abord, 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 par la suite la quantité de regel qui peut être créée. Une rétroaction négative du regel existe donc. D'ailleurs, pour représenter de manière fiable le rôle qu'a le manteau neigeux dans la rétention des eaux de fonte, il faut prendre en compte une épaisseur minimale dans le modèle de neige. Ne prendre en compte que 11 mètres de manteau neigeux mène à des conditions particulièrement froides dans les 10 premiers mètres avec un regel par conséquent plus important. La percolation des eaux profondes doit donc être prise en compte puisqu'elle a un impact direct sur la capacité qu'a le manteau à former du regel.

Ces impacts se marquent également pour la saturation en eau irréductible. En diminuant la valeur que prend ce paramètre dans le modèle, on diminue certes la quantité de fonte

produite en augmentant l'albédo de surface en raison d'un contenu en eau plus faible, mais on augmente aussi la profondeur de percolation puisque les couches supérieures saturent moins rapidement. Ce phénomène a pour effet, non seulement, de réchauffer en profondeur le manteau neigeux mais également de maintenir des conditions plus froides en surface propices à la formation de regel. La rétention est donc plus efficace avec une IWS faible bien qu'instinctivement on puisse s'attendre à l'inverse. De plus, ce paramètre influence grandement la densité du manteau neigeux avec des densités qui augmentent plus rapidement avec une IWS élevée. Cela réduit donc l'espace disponible sous forme de pores.

Malgré ces impacts, la rétention demeure importante quelle que soit la configuration du modèle. Dans les simulations réalisées dans le cadre de ce mémoire, pour chaque année jusqu'en 2300, le manteau neigeux joue son rôle tampon en diminuant la quantité de run-off. Ainsi, pour nos expériences, on n'arrive jamais à une situation où les zones d'altitude deviennent complètement saturées et imperméables.

iv- Limites de l'approche

La démonstration de la sensibilité du modèle à certains de ces paramètres a été facilitée par l'utilisation du scénario socioéconomique le plus pessimiste, à savoir le scénario SSP585. En effet, les conditions atmosphériques de l'année 2100 ont été répétées pendant 201 années, ces mêmes conditions ayant été obtenues par l'utilisation d'un tel scénario. 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 davantage 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 socioéconomiques pourrait également s'avérer intéressante afin de comparer l'impact des valeurs prises par les paramètres sur le bilan de

masse de surface de la calotte en fonction du scénario utilisé. Ainsi, on pourrait voir dans quelle mesure la sensibilité aux paramètres est affectée par le choix du scénario socioéconomique.

Bien que la sensibilité à l'égard de certains paramètres ait pu être démontrée, des valeurs extrêmes ont été utilisées dans le cadre de cette étude. Par exemple, l'IWS a varié de 2 à 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 km². 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.

Pour la hauteur considérée, en termes d'impacts sur les séries temporelles, ce sont principalement les simulations aux extrêmes, considérant 11 et 51 mètres, qui se sont avérées particulièrement différentes. Une fois de plus, pour des pixels d'une telle taille, il y a la volonté de représenter des conditions moyennes du manteau neigeux. Dans la réalité, il est difficile de croire en une profondeur de percolation fixe pour de tels pixels. Ainsi, utiliser 21, 31 ou 41 mètres s'avère être à nouveau un bon compromis.

Les combinaisons des paramètres auraient également pu être différentes. Dans notre approche, le même paramètre varie en conservant les valeurs de référence pour les autres paramètres. Ainsi, il aurait pu être intéressant de voir par exemple dans quelle mesure une simulation considérant 21 mètres avec une IWS de 0.12 se serait détachée de la simulation de référence. En d'autres termes, d'autres combinaisons auraient pu être testées pour avoir une idée de l'impact cumulé des valeurs prises par les paramètres.

Une autre limite réside dans le filtrage qui a été réalisé en fonction de l'altitude. Bien que l'altitude de 2500 m soit citée dans la littérature comme limite inférieure de la zone de neige sèche, en réalisant le filtrage, une zone de pixels de la zone de percolation a été sélectionnée. Ces pixels présentent des conditions plus saturées et ont donc pu influencer sur les résultats.

Enfin, les caractéristiques du manteau neigeux ont été présentées pour les 20 dernières années de la période simulée. Les densités et températures obtenues sont la résultante de 200 années de conditions atmosphériques répétées. Cela permet une fois de plus d'exagérer les écarts entre les différentes simulations et d'attester de la sensibilité du modèle. À plus

court terme, par exemple d'ici 2100, il y a fort à parier que les différences observées seront moindres malgré une sensibilité du modèle évidente à l'égard de certains paramètres.

v- Implications des résultats

Les résultats de ce mémoire confirment l'importance de la prise en compte de la rétention d'eau du manteau neigeux. Les rétroactions qui existent entre les caractéristiques du manteau neigeux et le run-off finalement généré ont déjà un impact sur une base annuelle avec des différences nettes entre simulations et ce, en particulier pour le paramètre de saturation en eau irréductible.

En cumulatif, sur le long terme, il serait également intéressant de voir l'impact direct de ces paramètres sur l'élévation du niveau des mers. Il n'en demeure pas moins vrai pour autant que le modèle de neige présente une sensibilité importante au paramètre d'IWS. Lorsqu'on sait que deux modèles de référence, que sont RACMO et MAR, utilisent dans leurs modules de neige respectifs des valeurs d'IWS de 0.02 et 0.07 et que les épisodes de fonte à plus haute altitude sur la calotte du Groenland se multiplient, un intérêt certain doit être porté à l'impact qu'ont ces paramètres sur les projections.

Comme vu précédemment, une valeur de 0.02 augmente la possibilité de percolation à haute profondeur et mène à un manteau neigeux plus froid en surface, ce qui diminue la fonte et augmente la possibilité de formation de regel. Avec une telle valeur, le SMB est donc bouleversé positivement puisqu'on diminue la quantité de fonte et qu'on augmente la possibilité de stockage du manteau neigeux. De plus, cette possibilité de stockage est augmentée de façon pérenne puisqu'au fur et à mesure des saisons, le manteau neigeux subit moins l'impact des épisodes de fonte précédents et est donc moins saturé.

Autre fait intéressant, en augmentant l'espace disponibles pour le stockage par capillarité des eaux de fonte, la rétroaction de l'albédo demeure importante malgré une possibilité de stockage en apparence supérieure. L'augmentation de la quantité de rayonnement absorbée, en augmentant la quantité de fonte générée mène à une saturation plus rapide des couches supérieures du manteau, ce qui mène au final à une augmentation du run-off. Cependant, la rétention étant plus efficace à haute altitude, la contribution de ces hautes zones au run-off

généralisé est limitée. Le manteau neigeux joue donc bien son rôle de rétention à ces hautes altitudes malgré une fonte plus présente.

VII- Conclusions

Mise en évidence il y a déjà trente ans de cela, la capacité de rétention du manteau neigeux de la calotte du Groenland est effectivement d'une importance majeure en ce qui concerne les projections de bilan de masse en surface. Comme nous l'avons démontré, les paramètres permettant de représenter les caractéristiques du manteau neigeux dans les modèles peuvent grandement affecter le run-off généré par la calotte.

Parmi les paramètres testés dans ce mémoire, la saturation en eau irréductible (IWS) s'avère être le paramètre vis-à-vis duquel le modèle est le plus sensible. La valeur que prend ce paramètre influence directement l'albédo de la surface et fait donc varier la quantité de fonte générée. En augmentant la possibilité de stockage dans les pores du manteau par capillarité et en augmentant la fonte, des valeurs supérieures d'IWS inhibent la percolation à grande profondeur en saturant préférentiellement les hautes couches du manteau neigeux. Ainsi, en prenant une valeur inférieure d'IWS, on augmente la possibilité de percolation à grande profondeur et on diminue la température en surface du manteau neigeux. Cela modifie donc positivement le bilan de masse en surface alors qu'à l'inverse, avec une valeur plus haute, on le modifie négativement.

Dans le cadre de ce mémoire, la question se posait sur le rôle joué par les plus hautes zones de la calotte en termes de rétention face aux épisodes de plus en plus fréquents à haute altitude. Les conditions 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 run-off généré provient de ces hautes zones contre 30% du total généré par la calotte.

En prenant en compte le fait que le scénario socioéconomique le plus pessimiste ait été utilisé ici, on peut conclure que ces zones peuvent participer au run-off généré par la calotte mais que de par les caractéristiques du manteau neigeux à ces altitudes, cette contribution est limitée.

Ainsi, le manteau neigeux surplombant la glace au Groenland, de par ses caractéristiques, est le siège de boucles de rétroactions. Ces rétroactions sont favorisées ou défavorisées suivant les valeurs prises par les paramètres pris en compte dans ce mémoire. Dans une perspective future, une attention doit donc être portée à ces paramètres puisque leur impact est tout sauf négligeable.

VIII- Références

- 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. Fuglestad, 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, and 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). A mass-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>.
- Benson, C. S. (1961). Stratigraphic Studies in the Snow and Firn of the Greenland Ice Sheet. *Folia Geographica Danica* 9, 13–37.
- 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/S00222143000009552>.
- 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.
- 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., Hofer, S., Krebs-Kanzow, U., Amory, C., Aoki, T., Berends, C. J., Born, A., Box, J. E., Delhasse, A., Fujita, K., Gierz, P., Goelzer, H., Hanna, E., Hashimoto, A., Huybrechts, P., Kapsch, M.-L., King, M. D., Kittel, C., Lang, C., ... Zolles, T. (n.d.). GrSMBMIP: Intercomparison of the modelled 1980-2012 surface mass balance over the Greenland Ice sheet. <https://doi.org/10.5194/tc-2019-321>.
- Fettweis, X., Hofer, S., Krebs-Kanzow, U., Amory, C., Aoki, T., Berends, C. J., Born, A., Box, J. E., Delhasse, A., Fujita, K., Gierz, P., Goelzer, H., Hanna, E., Hashimoto, A., Huybrechts, P., Kapsch, M. L., King, M. D., Kittel, C., Lang, C., ... Zolles, T. (2020). GrSMBMIP: Intercomparison of the modelled 1980-2012 surface mass balance over the Greenland Ice Sheet. *Cryosphere*, 14(11), 3935–3958. <https://doi.org/10.5194/tc-14-3935-2020>.
- Fettweis, X., Hofer, S., Séférian, 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>.
- Fettweis, X., Tedesco, M., van den Broeke, M., & Ettema, J. (2011a). Melting trends over the Greenland ice sheet (1958-2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *Cryosphere*, 5(2), 359–375. <https://doi.org/10.5194/tc-5-359-2011>.
- Fettweis, X., Tedesco, M., van den Broeke, M., & Ettema, J. (2011b). Melting trends over the Greenland ice sheet (1958-2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *Cryosphere*, 5(2), 359–375. <https://doi.org/10.5194/tc-5-359-2011>.
- Forster, R. R., Box, J. E., van den Broeke, M. R., Miège, C., Burgess, E. W., van Angelen, J. H., Lenaerts, J. T. M., Koenig, L. S., Paden, J., Lewis, C., Gogineni, S. P., Leuschen, C., & McConnell, J. R. (2014a). Extensive liquid meltwater storage in firn within the Greenland ice sheet. *Nature Geoscience*, 7(2), 95–98. <https://doi.org/10.1038/ngeo2043>.
- Forster, R. R., Box, J. E., van den Broeke, M. R., Miège, C., Burgess, E. W., van Angelen, J. H., Lenaerts, J. T. M., Koenig, L. S., Paden, J., Lewis, C., Gogineni, S. P., Leuschen, C., & McConnell, J. R. (2014b). Extensive liquid meltwater storage in firn within the Greenland ice sheet. *Nature Geoscience*, 7(2), 95–98. <https://doi.org/10.1038/ngeo2043>.

- 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., and 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>.
- Holube, K. M., Zolles, T., & Born, A. (2022). Sources of uncertainty in Greenland surface mass balance in the 21st century. *Cryosphere*, 16(1), 315–331. <https://doi.org/10.5194/tc-16-315-2022>.
- Humphrey, N. F., Harper, J. T., & Pfeffer, W. T. (2012). Thermal tracking of meltwater retention in Greenland's accumulation area. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(1). <https://doi.org/10.1029/2011JF002083>.
- 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*. In Monog, M. Meteorological Monographs, vol 10. Boston: American Meteorological Society, 1–84. https://doi.org/10.1007/978-1-935704-36-2_1.
- Koenig, L. S., Miège, C., Forster, R. R., & Brucker, L. (2014). Initial in situ measurements of perennial meltwater storage in the Greenland firn aquifer. *Geophysical Research Letters*, 41(1), 81–85. <https://doi.org/10.1002/2013GL058083>.

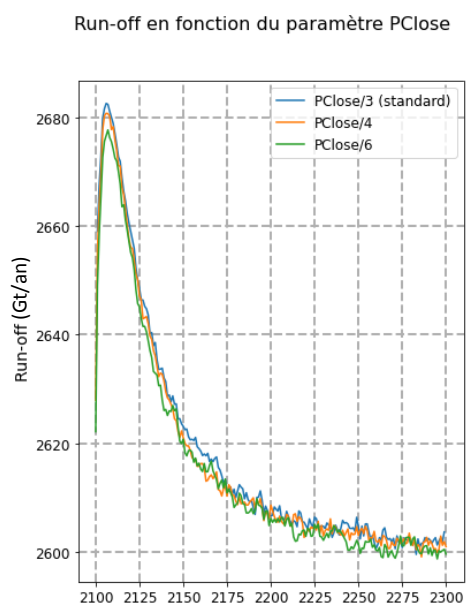
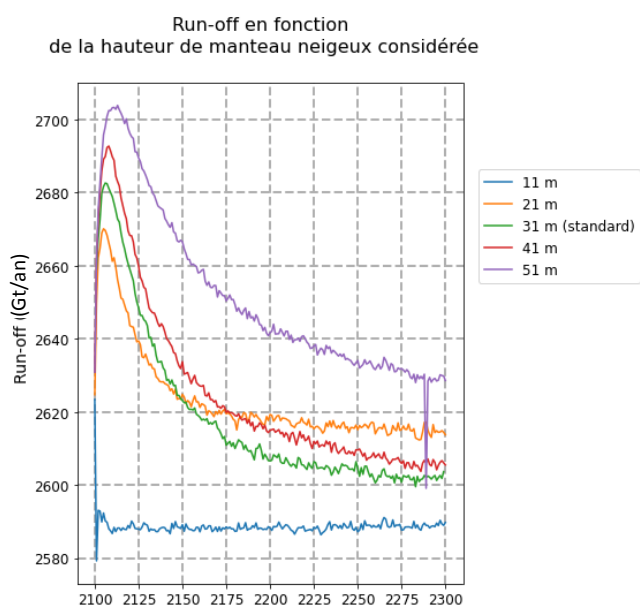
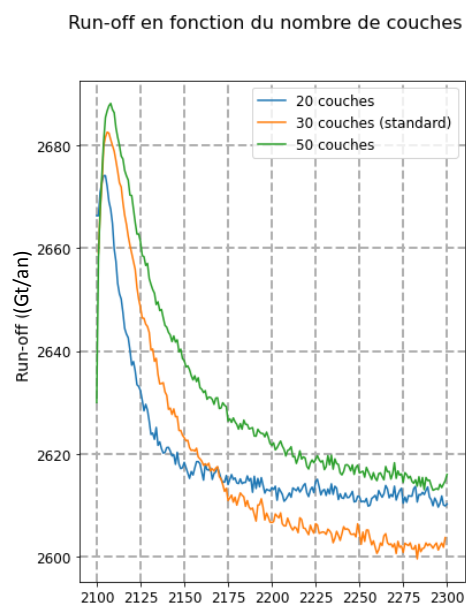
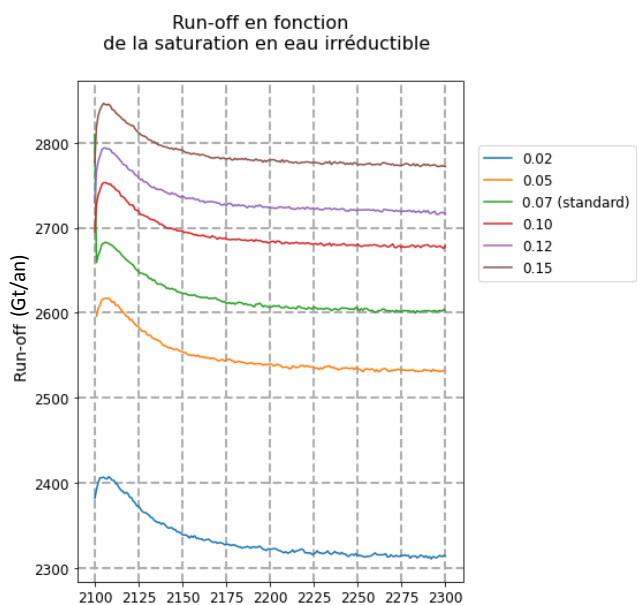
- Lefebvre, F., Gallée, H., van Ypersele, J. P., & Greuell, W. (2003). Modeling of snow and ice melt at ETH Camp (West Greenland): A study of surface albedo. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(8). <https://doi.org/10.1029/2001jd001160>.
- Levkov, L., Rockel, B., Kapitzka, H. & Raschke, 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).
- Marsh, P., & Woo, M.-K. (1984). Wetting Front Advance and Freezing of Meltwater Within a Snow Cover 1. Observations in the Canadian Arctic. In *WATER RESOURCES RESEARCH* (Vol. 20, Issue 12).
- 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>
- Niels Bohr Institutue (n.d). The firn zone: Transforming snow to ice. Niels Bohr Institutue. https://www.iceandclimate.nbi.ku.dk/research/drill_analysing/cutting_and_analysing_ice_cores/analysing_gasses/firn_zone/, consulté en août 2022.
- Noël, 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>
- Pfeffer, W. T., & Humphrey, N. F. (1996). Determination of timing and location of water movement and ice-layer formation by temperature measurements in sub-freezing snow. *Journal of Glaciology*, 42(141), 292–304. <https://doi.org/10.3189/s0022143000004159>.

- 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., & Hock, R. (2008). Internal accumulation on storglaciären, Sweden, in a multi-layer snow model coupled to a distributed energy- and mass-balance model. *Journal of Glaciology*, 54(184), 61–72. <https://doi.org/10.3189/002214308784409161>.
- 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>.
- Rignot, E., Box, J. E., Burgess, E., & Hanna, E. (2008). Mass balance of the Greenland ice sheet from 1958 to 2007. *Geophysical Research Letters*, 35(20). <https://doi.org/10.1029/2008GL035417>.
- 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., Ahlstrøm, A., Babonis, G., Barletta, V. R., ... Wuite, J. (2020a). 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>.
- 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., Ahlstrøm, 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>.
- Singh, V. P., Singh, P., & Haritashya, U. K. (Eds.). (2011). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-2642-2>.
- 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 Meijgaard, E., van Uft, L., van de Berg, W., Bosveld, F., van den Hurk, B., Lenderink, G., and Siebesma, A. (2008). The KNMI regional atmospheric climate model, version 2.1, KNMI *Tech. Rep.*, 302, Royal Dutch Meteorological Institute (KNMI), DeBilts, the Netherlands.

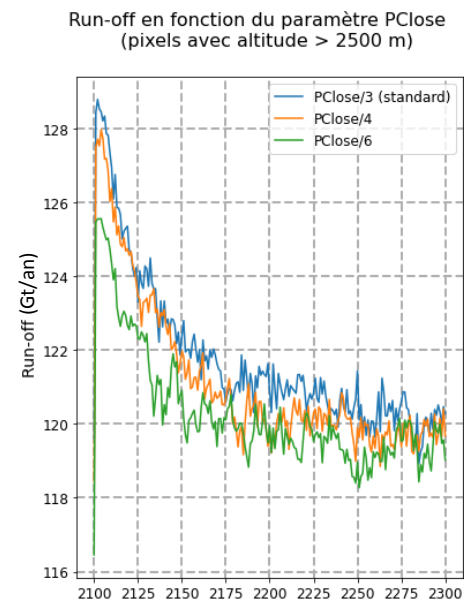
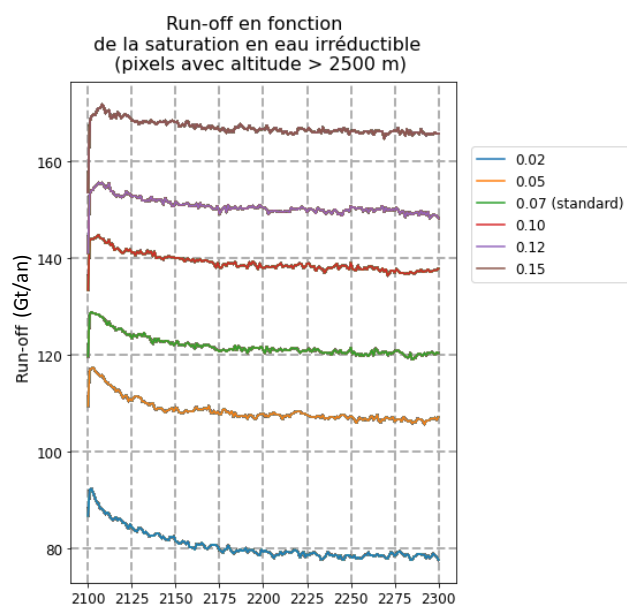
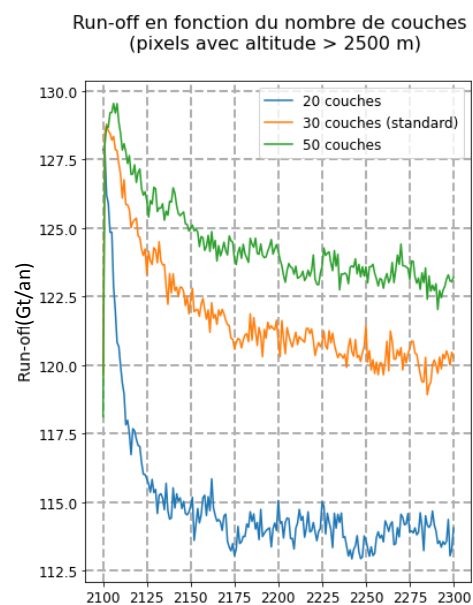
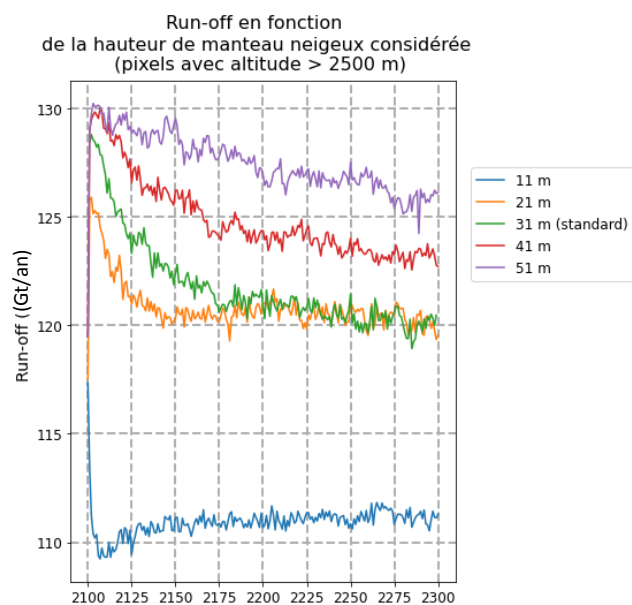
- van Angelen, J. H., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., Fettweis, X., & van Meijgaard, E. (2013a). Rapid loss of firn pore space accelerates 21st century Greenland mass loss. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2109–2113. <https://doi.org/10.1002/grl.50490>.
- van Angelen, J. H., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., Fettweis, X., & van Meijgaard, E. (2013b). 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 de Wal, R. S. W., Boot, W., Smeets, P., van den Broeke, M. R., Smeets, C. J. P. P., Snellen, H., van den Broeke, M. R., & Oerlemans, J. (2012). Twenty-one years of mass balance observations along the K-transect, West Greenland ISSM Ice Flow Modeling View project OBLIMAP View project Earth System Science Data Twenty-one years of mass balance observations along the K-transect, West Greenland. *Earth Syst. Sci. Data*, 4, 31–35. <https://doi.org/10.5194/essdd-5-351-2012>
- 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., Bamber, J., Ettema, J., Rignot, E., Schrama, E., van Berg, W. J. de, van Meijgaard, E., Velicogna, I., & Wouters, B. (2009a). Partitioning recent Greenland mass loss. *Science*, 326(5955), 984–986. <https://doi.org/10.1126/science.1178176>
- van den Broeke, M., Bamber, J., Ettema, J., Rignot, E., Schrama, E., van Berg, W. J. de, van Meijgaard, E., Velicogna, I., & Wouters, B. (2009b). Partitioning recent Greenland mass loss. *Science*, 326(5955), 984–986. <https://doi.org/10.1126/science.1178176>.
- 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 den Broeke, M., Smeets, P., Ettema, J., van der Veen, C., van de Wal, R., & Oerlemans, J. (2008). The Cryosphere Partitioning of melt energy and meltwater fluxes in the ablation zone of the west Greenland ice sheet. In *The Cryosphere* (Vol. 2). www.the-cryosphere.net/2/179/2008/.
- 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. <https://doi.org/10.5194/tc-13-845-2019>.
- 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., MacHguth, 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 floods 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>.
- Yen, Y.-C. (1981). Review of thermal properties of snow, ice and sea ice, Rep. 81-10, CRREL, Cold Reg. Res. and Eng. Lab., Hanover, N.H.

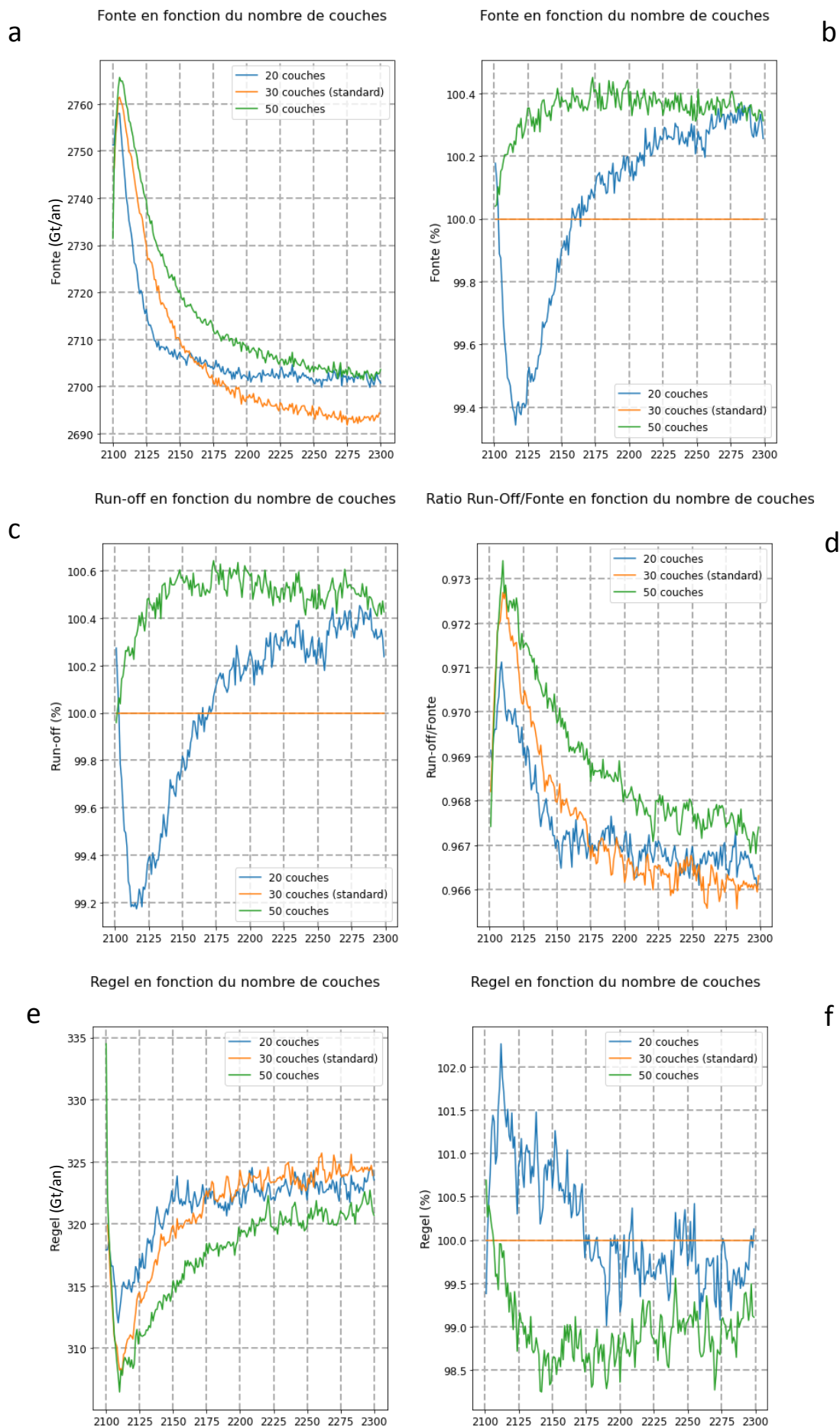
IX- Annexes



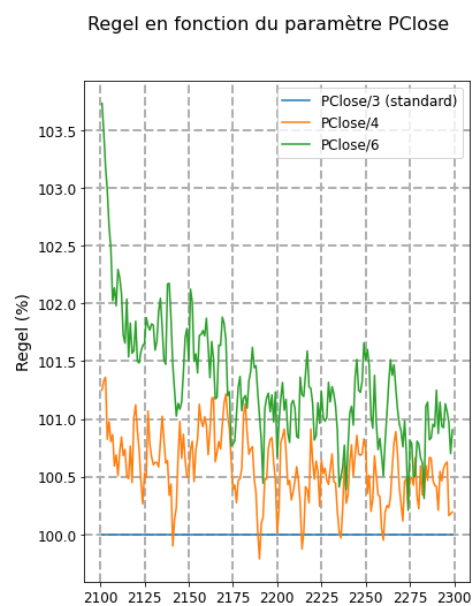
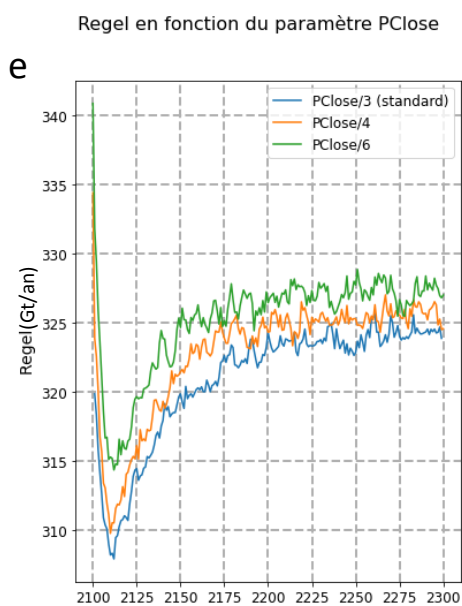
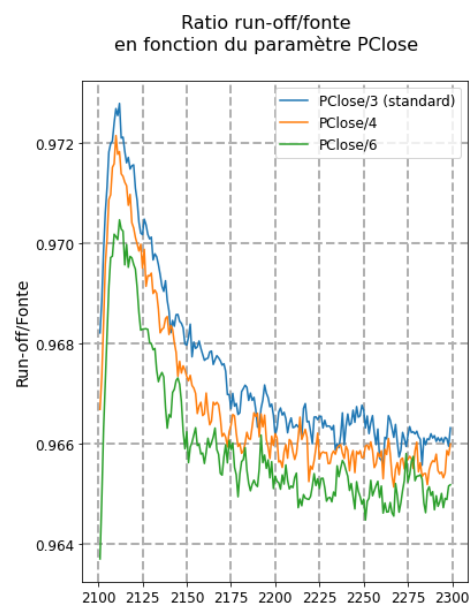
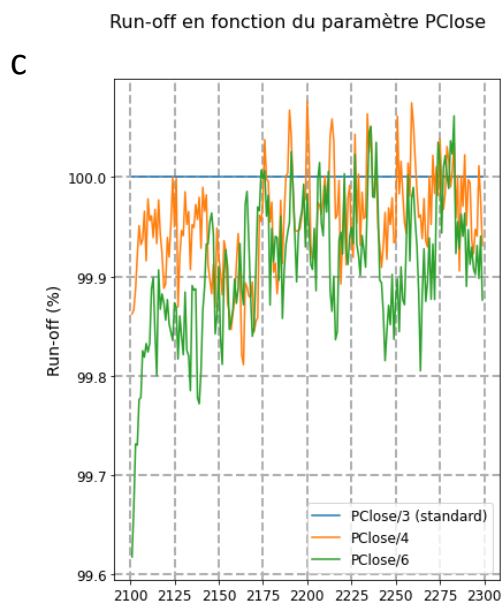
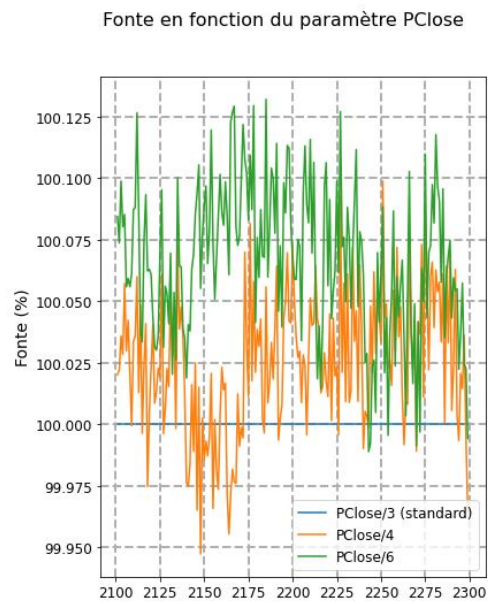
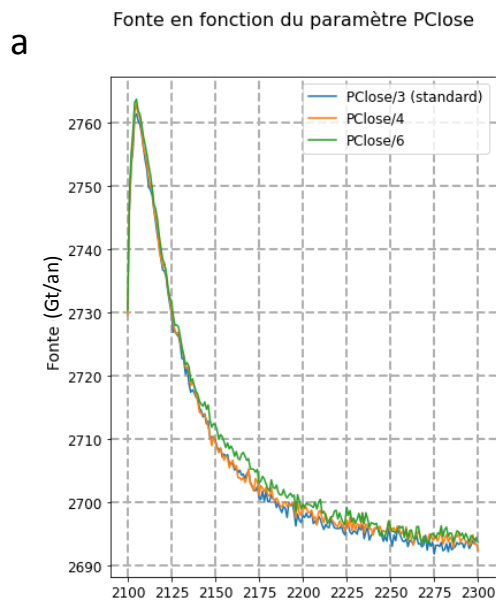
Annexe 1. Séries temporelles annuelles du run-off.



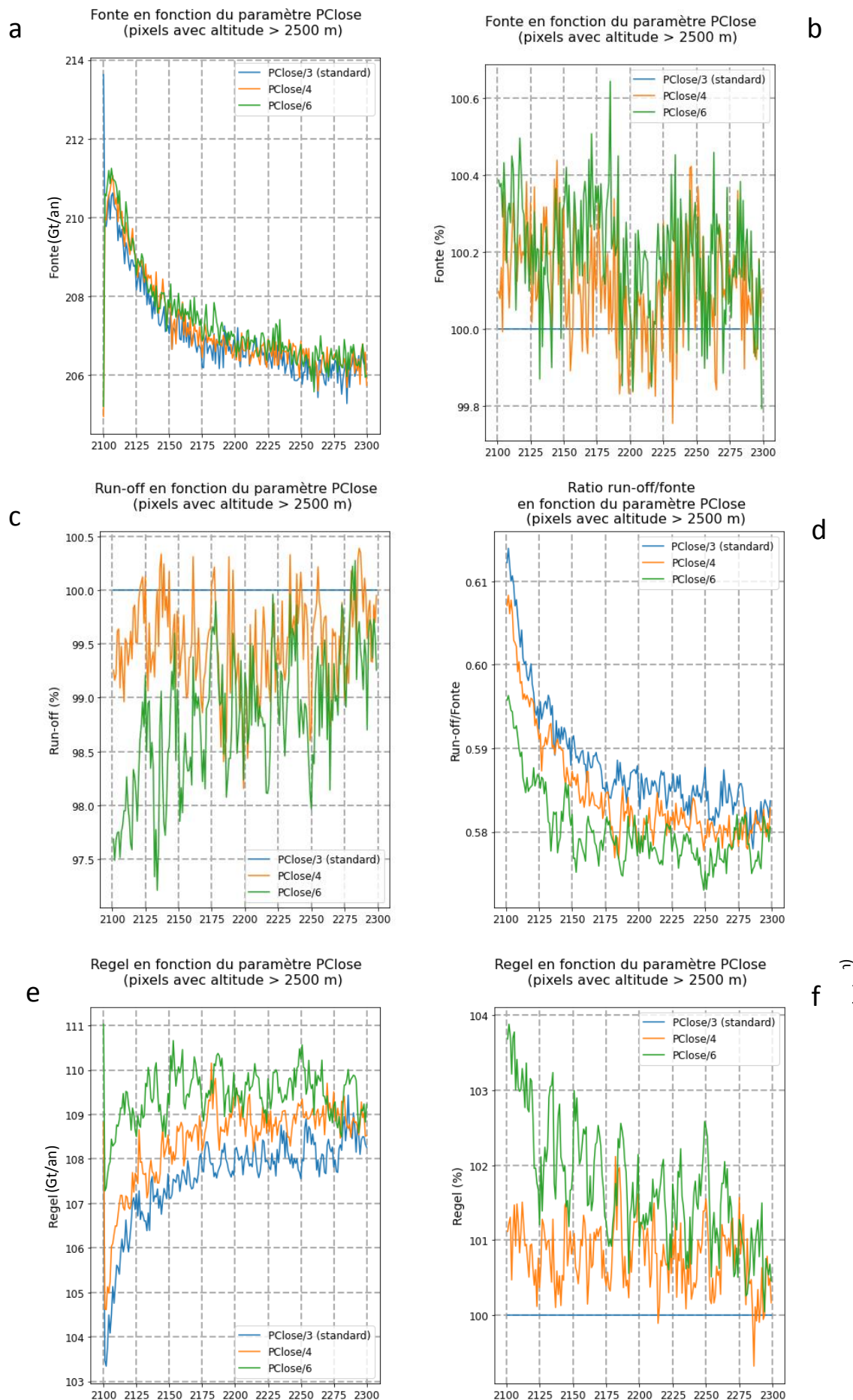
Annexe 2. Séries temporelles annuelles du run-off pour les pixels dont l'altitude dépasse 2500 mètres.



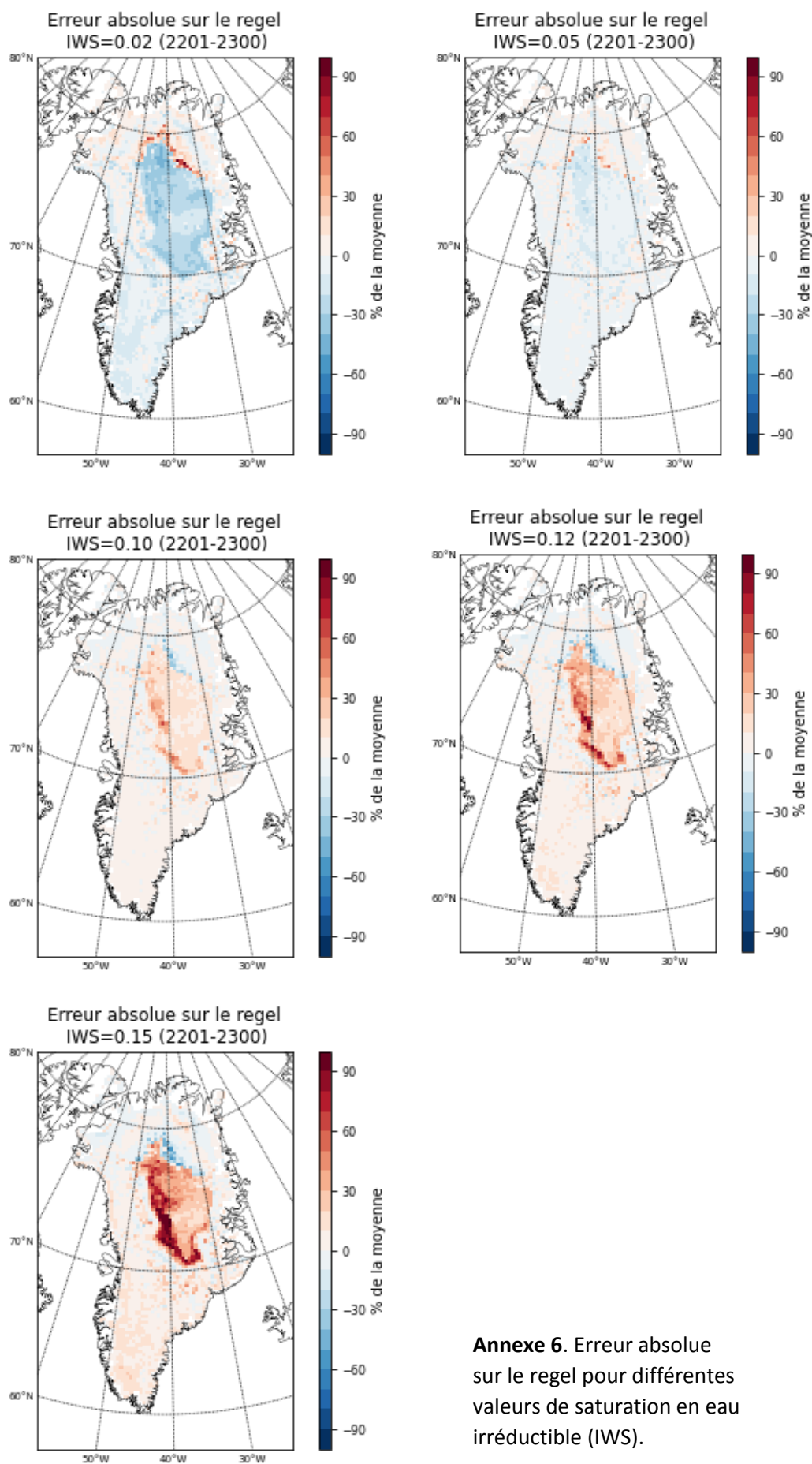
Annexe 3. Séries temporelles annuelles : (a) Fonte (Gt/an) et (b) (%), (c) run-off (%), (d) ratio run-off sur fonte, (e) regel (Gt/an) et (f) (%) pour les tests de sensibilité sur le nombre de couches.



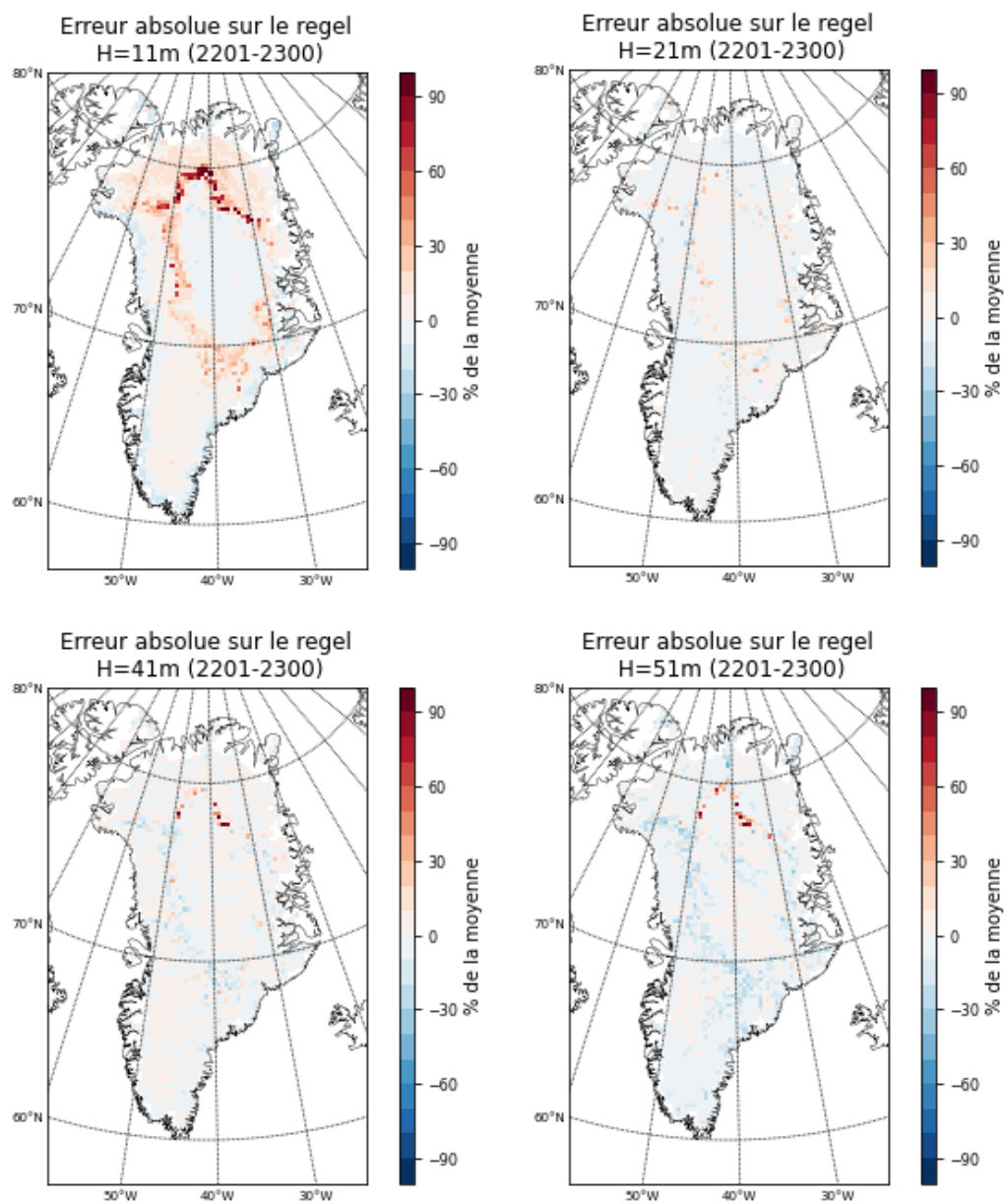
Annexe 4. Séries temporelles annuelles : (a) Fonte (Gt/an) et (b) (%), (c) run-off (%), (d) ratio run-off sur fonte, (e) regel (Gt/an) et (f) (%) pour les tests de sensibilité sur paramètre PClose.



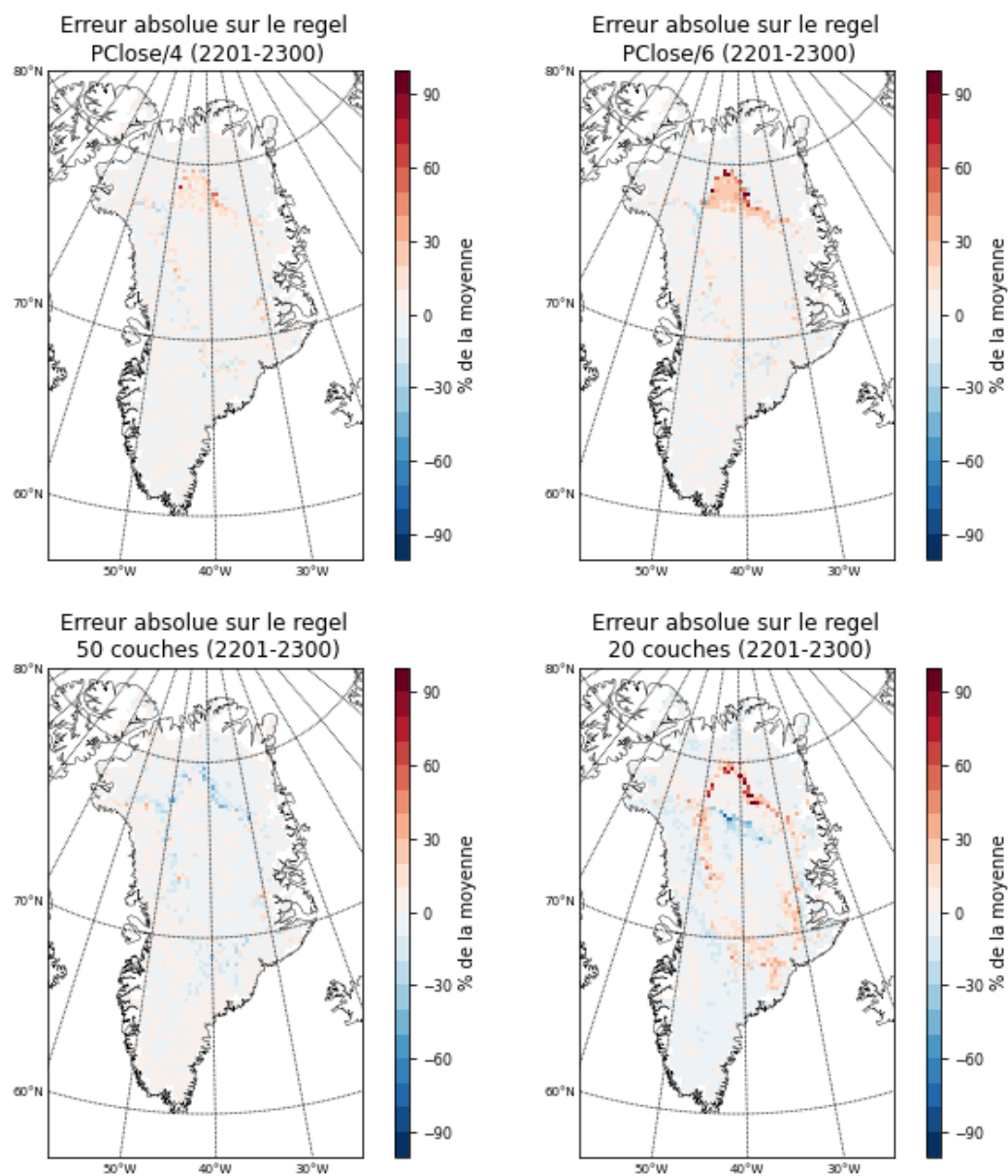
Annexe 5. Séries temporelles annuelles : (a) Fonte (Gt/an) et (b) (%), (c) run-off (%), (d) ratio run-off sur fonte, (e) regel (Gt/an) et (f) (%) pour les tests de sensibilité sur paramètre PClose pour les pixels dont l'altitude dépasse 2500 m.



Annexe 6. Erreur absolue sur le regel pour différentes valeurs de saturation en eau irréductible (IWS).

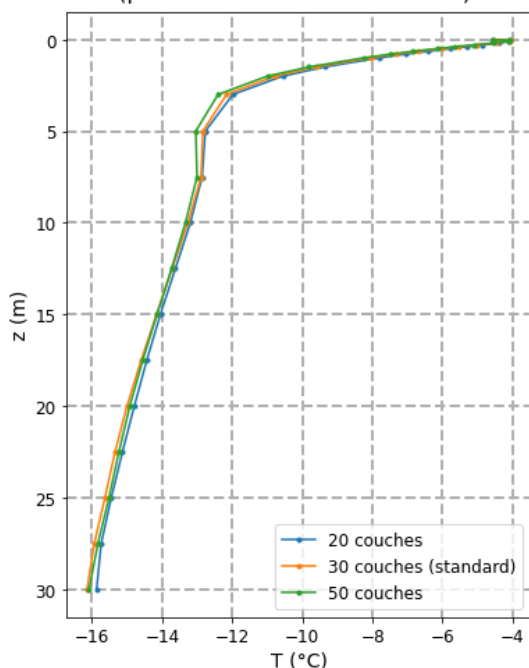


Annexe 7. Erreur absolue sur le regel pour différentes hauteurs de manteau considérées

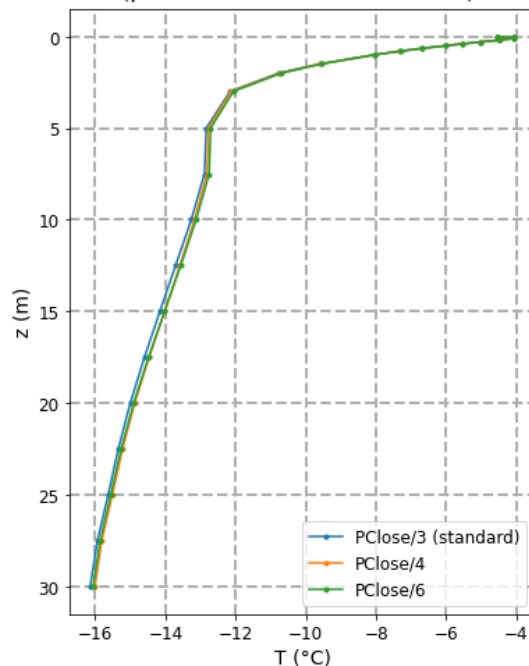


Annexe 8. Erreur absolue sur le regle pour différentes configurations (Pclose et nombre de couches)

Profil de température moyen en Juin-Juillet-Août (2281-2300)
en fonction du nombre de couches
(pixels avec altitude > 2500 m)

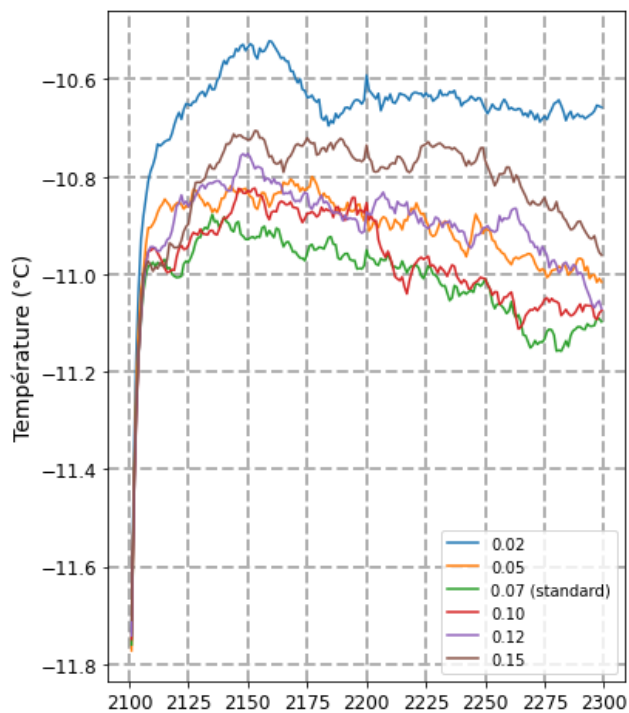


Profil de température moyen en Juin-Juillet-Août (2281-2300)
en fonction du paramètre PClose
(pixels avec altitude > 2500 m)



Annexe 9. Profils de température moyennés entre 2281 et 2300 pour les mois de juin, juillet et août sur pour différentes configurations (Pclose et nombre de couches)

Température moyenne (1-10m) en Juin-Juillet-Août
(pixels avec altitude > 2500 m)



Annexe 10. Évolution de la température moyenne de 1 à 10 m pour les mois de juin, juillet et août sur pour différentes valeurs d'IWS

Résumé

Le manteau neigeux situé en surface de la calotte du Groenland est d'une importance majeure en ce qui concerne le sort des eaux de fonte générées en surface. Celui-ci a en effet la capacité de retenir une partie de cette eau, limitant ainsi l'augmentation du niveau global des mers.

À la lumière des récents événements de fonte ayant atteint les zones les plus hautes de la calotte du Groenland, se pose la question de la durée pendant laquelle le manteau pourra encore jouer ce rôle. Allons-nous, dans un horizon plus ou moins proche assister à une saturation de ce manteau même aux plus hautes altitudes, ce qui limiterait la capacité de rétention de ce dernier ?

Pour réaliser des projections et répondre à cette question, les modèles climatiques régionaux comme le MAR peuvent être utilisés. Cependant, avant toute chose, il est intéressant de voir dans quelle mesure ces modèles peuvent être sensibles à différents paramètres qui régissent la capacité de rétention du manteau neigeux de la calotte du Groenland.

Ainsi, ce mémoire propose une discussion de l'impact qu'ont différents paramètres sur la façon dont est projetée la capacité de rétention du manteau.