

Faculté des sciences

Sur la représentation de la glace de rive arctique dans le modèle NEMO3.6-LIM3

Auteur : ORVAL Tim

Promoteur : FICHEFET Thierry

Lecteurs : GOOSSE Hugues, MASSONNET François

Année académique 2020-2021

Mémoire présenté en vue de l'obtention du grade académique de Master [120] en
sciences physiques, finalité approfondie

Remerciements

Je tiens à remercier le Professeur Thierry Fichefet et Jean Sterlin pour leur encadrement, leurs avis et leurs conseils sans lesquels ce mémoire n'aurait pu être réalisé.

Un grand merci également à Jean François Lemieux et Alain Caya (Environnement et Changement Climatique Canada – ECCC) pour la mise à disposition des données d'observation de la glace de rive utilisées.

Les ressources informatiques ont été fournies par les installations de calcul intensif de l'Université catholique de Louvain (CISM/UCL) et le Consortium des Équipements de Calcul Intensif en Fédération Wallonie Bruxelles 790 (CECI) subventionné par le F.R.S.-FNRS sous la convention 2.5020.11. Je tiens à les remercier pour m'avoir permis leur usage, ainsi que Pierre-Yves Barriat qui s'est occupé de mon accès à ces ressources.

Enfin, je tiens à remercier Sarah Dekeyser pour son soutien inconditionnel, qui m'a porté tout au long de ce projet.

Résumé

Il est reconnu que la glace de rive, c'est-à-dire la banquise côtière qui est contrainte à ne pas dériver, a un impact important sur le climat en Arctique, ceci en modulant les flux de salinité, les courants marins causés par le vent ou encore la position des polynies [Itkin et al., 2015]. Le modèle global couplé glace de mer - océan NEMO3.6-LIM3 a été amélioré grâce à l'ajout la représentation de deux processus majeurs intervenant dans la formation de la glace de rive : le frottement basal des quilles de la glace de mer sur le plancher océanique, permettant leur ancrage, et la présence d'une résistance isotrope à la traction au sein de la glace [Lemieux et al., 2016]. En outre, la résistance de la glace aux cisaillements a été augmentée. Ce mémoire a pour finalité d'évaluer l'impact de ces modifications sur les caractéristiques de la glace de mer arctique simulée par le modèle NEMO3.6-LIM3. Dans un premier temps, nous avons validé la nouvelle version du modèle grâce à un ensemble de données observationnelles et de réanalyses qui nous ont permis de conclure que le modèle est suffisamment proche de la réalité pour pouvoir être utilisé à des fins de recherche. Nous avons ensuite comparé les résultats à ceux de simulations réalisées dans des conditions identiques dans lesquelles les deux paramétrisations ont été désactivées séparément et ensemble. Ces comparaisons nous ont permis de quantifier l'importance de ces processus pour la glace de mer arctique. Nous en avons déduit que l'augmentation de la résistance de la glace aux cisaillements permet de diminuer la vitesse de dérive de la banquise, que la formation de glace de rive est associée à la formation de polynies en mer de Sibérie Orientale et en mer de Laptev et que la modification de la rhéologie associée à l'introduction de l'ancrage présente un comportement non-linéaire pour la formation de la glace de rive grâce à un processus d'amorce causé par les quilles de glaces ancrées au plancher océanique.

Abstract

It is known that landfast ice, i.e. sea ice constrained to not drift, has an important impact on the Arctic climate, be it by modulating sea salt fluxes, wind-driven oceanic currents, and the localization of polynyas [Itkin et al., 2015]. The global coupled ocean - sea ice model NEMO3.6-LIM3 has been improved by adding two major processes that govern into the landfast ice formation : the basal drag of sea ice keels over the sea bottom, letting them anchor themselves, and the resistance to isotropic tensile strength [Lemieux et al., 2016]. Furthermore, sea ice resistance to shear stress has been increased. This master thesis goal is to assess the impacts of those modifications on the characteristics of the Arctic sea ice as simulated by the NEMO3.6-LIM3 model. Firstly, we have validated the new version of the model using an array of data made from observations and reanalysis. It allowed us to state that the model is close enough to reality to be used for research purposes. Secondly, we have compared the results of the new model to those of simulations made in the same conditions in which we have deactivated the two new parameterizations one at a time, and together. Those comparisons allowed us to estimate the importance of the studied processes for the Arctic sea ice. We deduced that the increase of shear stress resistance leads to slower sea ice drift, that landfast ice formation leads to polynyas formation in the East Siberian Sea and the Laptev Sea, and that the combination of the modified rheology and the anchoring scheme leads to a nonlinear formation of landfast ice caused by an anchored ice keel-triggered process.

Table des matières

Introduction	3
1 État des connaissances sur la banquise et la glace de rive	9
1.1 Formation, fonte et caractéristiques générales de la banquise.	9
1.2 Impact de la banquise sur le climat	12
1.3 Caractéristiques générales de la glace de rive	13
1.4 Impact de la glace de rive sur le climat	15
1.5 Évolution de la représentation de la glace de rive	16
2 Modèle et protocole expérimental	17
2.1 NEMO 3.6	17
2.1.1 Variables d'état de la glace	17
2.1.2 Paramétrisation de la dynamique de la glace	18
2.1.3 Paramétrisation de la thermodynamique de la glace	20
2.1.4 Couplages glace-océan	21
2.2 Simuler la glace de rive : de nouvelles paramétrisations	21
2.2.1 Friction des quilles de glace sur le plancher marin	21
2.2.2 Modification de la courbe de charge	22
2.3 Protocole expérimental	23
3 Résultats	27
3.1 Validation du modèle TenGrd	27
3.1.1 Données de validation	27
3.1.2 Simulation de la glace de rive	28
3.1.3 Simulation des caractéristiques générales de la banquise	29
3.2 Impact général de la glace de rive sur la banquise arctique	35
3.2.1 Impact des paramétrisations sur la représentation de glace de rive	35
3.2.2 Impact des paramétrisations sur les caractéristiques générales de la banquise	36
4 Discussion	47
4.1 Impact global de la modification de la rhéologie sur la dérive de la banquise	47
4.2 Impact de l'ancrage au large de la Sibérie	48
4.3 Surestimation et non-linéarité de l'étendue de la glace de rive	49
5 Conclusion	53

Introduction

La glace de mer, plus généralement désignée sous le nom de banquise, est l'ensemble de la glace formée par congélation d'eau de mer. On parle de croissance thermodynamique pour désigner la modification de l'épaisseur de la banquise causée par tout processus issu d'échanges de chaleur. Sous l'action du vent et des courants marins, la glace de mer subit des déformations dont l'ampleur dépend de sa rhéologie. La rhéologie d'un matériau définit la manière dont il se comporte sous l'application de contraintes externes. Pour la glace de mer, les déformations sont associées à la compression et à la résistance à la traction et aux cisaillements. On parle de croissance dynamique pour désigner la modification de l'épaisseur de la banquise causée par des déformations.

Il arrive que la dérive de certaines parties de la banquise soit empêchée par quelques éléments physiques particuliers. On appelle glace de rive, ou banquise côtière, l'ensemble de la glace de mer qui se forme et reste fixe le long de la côte [WMO, 2014]. On retrouve de la glace de rive tant en Arctique qu'en Antarctique, mais les caractéristiques et modes de ces deux types de développement différent. En Arctique, notre région d'étude, la glace de rive représente approximativement 13% de la banquise [Proshutinsky et al., 2007]. Deux processus physiques ont été identifiés pour expliquer la formation de la glace de rive. Premièrement, si une quille de glace croît suffisamment pour atteindre le fond marin, alors elle peut s'y fixer grâce aux frottements [Lemieux et al., 2015]. On parle d'ancrage pour désigner ce processus. Notons qu'en Antarctique, la profondeur de l'océan est trop importante pour que des quilles de glace puissent atteindre le fond, et ce sont alors des icebergs échoués qui peuvent jouer le rôle d'ancre [Van Achter et al., 2020]. Deuxièmement, si le trait de côte permet de restreindre suffisamment le mouvement de la banquise, elle peut également cesser de dériver et former de la glace de rive. La rhéologie joue un rôle important dans ce second processus de formation car la banquise doit alors être capable de résister à l'action des vents et des courants marins. Seules les régions côtières possèdent les caractéristiques nécessaires à l'apparition de glace de rive, c'est-à-dire une profondeur suffisamment faible, de l'ordre de 25 mètres comme en mer de Laptev, ou des rivages auxquels la glace peut s'ancrer ou s'amarrer, comme c'est le cas dans le cas de la mer de Kara où la glace de rive s'attache en formant des arcs [Lemieux et al., 2016].

La banquise est un constituant majeur du système climatique, particulièrement aux hautes latitudes. Dans ces régions, sa présence modifie drastiquement les échanges de chaleur, d'eau douce, de gaz et de quantité de mouvement entre l'atmosphère et l'océan en jouant le rôle de barrière entre les deux milieux. Le caractère saisonnier de la glace de mer est également essentiel car ses cycles de croissance et de fonte, eux, gouvernent les cycles de température et de salinité de l'océan Arctique et, de ce fait, contrôlent la stabilité de la colonne d'eau et la circulation océanique [Morales Maqueda et al., 1997].

La glace de rive, en raison de son immobilité, amplifie les effets classiques de la banquise sur le

climat. En effet, en l’absence de dérive, la croissance dynamique de la glace de rive est pratiquement nulle. Ce faisant, elle forme une surface avec moins de fractures que la banquise. Les fractures au sein de la banquise sont les zones où s’effectuent l’essentiel des échanges entre l’atmosphère et l’océan. Dû au nombre réduit de ces zones d’eau libre dans les régions de glace de rive, l’océan est fortement isolé de l’atmosphère. La glace de rive, se développant le long des côtes, permet aux vents continentaux de souffler plus loin dans l’océan avant d’interagir avec l’eau de mer. La glace de rive influence de cette manière les régions de formation des courants marins causés par le vent (transport d’Ekman). La glace de rive est ainsi essentielle pour déterminer les zones de remontée des nutriments nécessaires à la présence et la survie de nombreuses espèces [Galley et al., 2012]. La localisation des polynies, qui sont des zones d’eau libre au milieu de la banquise, est également influencée de cette manière. En diminuant l’influence des vents sur la redistribution de l’eau douce des fleuves, la glace de rive influence également la distribution de la salinité de l’océan et de la halocline [Itkin et al., 2015]. En outre, en limitant les courants marins près des côtes, la glace de rive limite leur érosion en réduisant l’impact des vagues [Galley et al., 2012]. Enfin, sa présence impacte le secteur économique des populations locales au travers de la pêche et de la possibilité d’y installer des refuges saisonniers [Konig, 2007].

Une problématique centrale de la société moderne est le changement climatique en cours. La banquise arctique voit son étendue et son épaisseur moyenne diminuer à un rythme jamais observé auparavant et c’est en grande partie attribué au changement climatique. Les diminutions de l’étendue et de l’épaisseur de la banquise sont particulièrement marquées durant la période estivale. A titre illustratif, l’étendue de la banquise arctique, c’est-à-dire la région de l’océan couverte à plus de 15% par de la glace de mer, a diminué de 5.2% par décennie entre 1976 et 2018 [Li et al., 2020]. Si on restreint les observations à la glace de rive arctique, la diminution de l’étendue est de 10.5% par décennie [Li et al., 2020]. L’âge moyen de la glace de mer a été également fort touché. La superficie de la glace de mer pérenne, c’est-à-dire la glace de mer qui reste présente plusieurs années de suite, a dramatiquement diminué. Entre 1979 et 2019, la superficie de glace âgée de plus de 5 ans a diminué de près de 90%, passant de 30 à 2% de la surface de la banquise arctique, tandis que la glace saisonnière est passée de 40 à plus de 60% de la surface sur la même période [Meredith et al., 2019]. Ces modifications de la banquise arctique s’expliquent entre autres par un raccourcissement de la période de croissance de la glace de mer. Dans l’hémisphère Nord, la banquise commence à croître en automne pour atteindre son étendue maximale courant mars à partir de quand, la température de l’atmosphère augmentant, elle décroît jusqu’à atteindre son étendue minimum, en septembre. Toutefois, depuis 1979, la saison de fonte de la banquise arctique s’allonge d’une dizaine de jours par décennie et la période de présence de la glace de rive diminue, selon les régions, d’environ une semaine par décennie [Meredith et al., 2019].

Vu l’impact qu’a la glace de mer, et en particulier la glace de rive, sur le climat, il apparaît indispensable de pouvoir prévoir leur évolution dans le contexte de réchauffement climatique global. De telles projection sont essentielles pour évaluer les pistes de lutte contre le réchauffement climatique, les risques qui y sont liés et les scénarios de mitigation des dangers associés. Le système climatique étant particulièrement complexe, les climatologues ont recours à des simulations menées à l’aide de modèles pour étudier le climat et tenter de prévoir son évolution. Pour réaliser des projection efficaces, il est nécessaire de représenter les processus climatiques les plus importants dans les modèles. Comme nous l’avons vu, la glace de rive a un impact important sur plusieurs éléments du système climatique. Cependant, les modèles climatiques globaux actuels ne tiennent pas compte de ce type de glace.

Le présent travail cherche à évaluer l'impact qu'a l'ajout d'une représentation de la glace de rive au modèle global couplé glace-océan NEMO3.6-LIM3 sur les caractéristiques simulées de la banquise arctique. Pour cela, deux améliorations ont été apportées au modèle : l'introduction d'une friction basale de la glace sur le plancher marin pour simuler l'ancrage [Lemieux et al., 2015; Thonner, 2016] et une modification de la rhéologie de la glace de mer, permettant à la banquise de résister de manière isotrope à la traction [Konig, 2007; König Beatty and Holland, 2010; Lemieux et al., 2016].

Le premier chapitre est consacré à l'état des connaissances sur la banquise, la glace de rive et sa représentation dans les modèles climatiques. Le deuxième chapitre décrit le modèle utilisé (NEMO3.6-LIM3) et le protocole expérimental. Le troisième chapitre présente les résultats de nos simulations : d'abord la validation du modèle NEMO3.6-LIM3 doté des nouvelles paramétrisations, ensuite l'impact des paramétrisations, considérées individuellement, sur les caractéristiques de la glace de mer arctique. Les résultats des différentes simulations effectuées sont discutés dans le quatrième chapitre.

Une conclusion, résumant les principaux éléments présentés, clôture le travail.

Les cartes du bassin Arctique et de sa bathymétrie sont disponible (voir figures 1 et 2) pour aider le lecteur.



FIGURE 1 – Carte du bassin arctique, ses îles et ses mers. Source : Université du Texas (https://legacy.lib.utexas.edu/maps/islands_oceans_poles/arctic_region_pol01.jpg, 19 avril 2021).

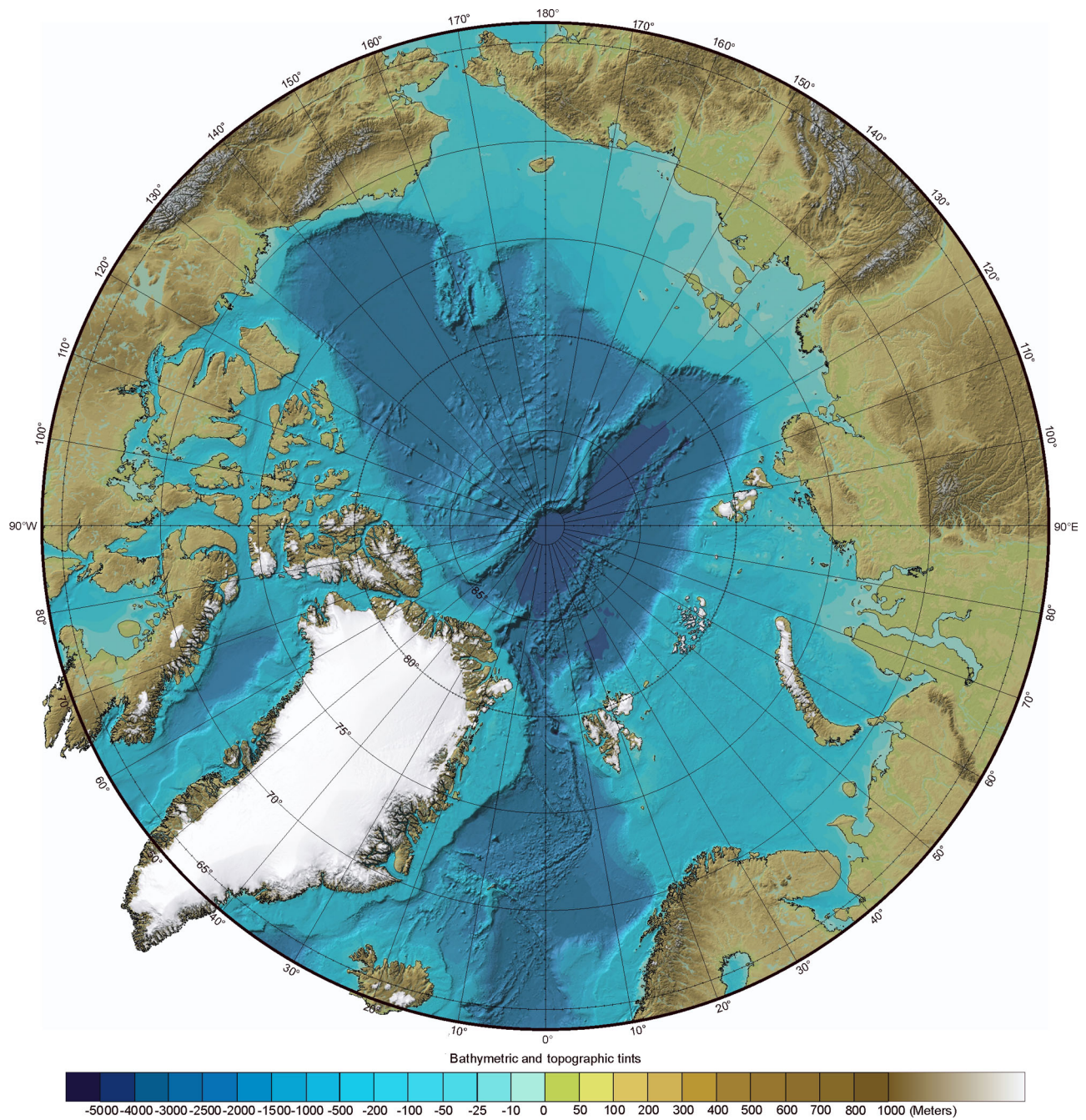


FIGURE 2 – Carte bathymétrique du bassin arctique. Source : International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/images/IBCA0_ver1map_letter_low.jpg, 28 avril 2021)

Chapitre 1

État des connaissances sur la banquise et la glace de rive

1.1 Formation, fonte et caractéristiques générales de la banquise.

Il faut distinguer la glace de mer de la glace continentale, dite météorique, qui est issue des précipitations solides et à l'origine des glaciers et icebergs. La glace de mer se forme par congélation de l'eau de mer à des températures inférieures à 0°C en raison de la salinité des océans. La température de congélation de l'eau de mer dépend essentiellement de sa salinité. Elle peut être évaluée grâce à la relation

$$t_f = -0.055s_w$$

où t_f est la température de congélation de l'eau de mer (en °C) et s_w sa salinité (en PSU ; Practical Salinity Unit) [Morales Maqueda et al., 1997]. La salinité des océans est comprise entre 32 et 37 PSU. L'océan Arctique est globalement moins salé que les autres régions et voit sa salinité varier entre 30 et 34 PSU selon les régions. Les régions dans lesquelles il y a d'importants flux d'eau douce peuvent avoir une salinité plus faible encore [NSIDC, 2020].

Comme l'illustre la figure 1.1, la température du maximum de densité de l'eau de mer dépend de la salinité de cette eau. Au-delà de 24.7 PSU, la température de congélation de l'eau de mer est supérieure à celle de son maximum de densité tandis que, sous 24.7 PSU, c'est le contraire. Sous 24.7 PSU, lorsque l'eau en surface subit un refroidissement, elle se densifie et un régime convectif se met en place. Ce régime est entretenu par la perte de chaleur en surface jusqu'à ce que l'intégralité de la colonne d'eau atteigne la température de densité maximale. Dès ce moment, toute perte additionnelle de chaleur crée une couche d'eau moins dense en surface qui, si elle atteint son point de congélation, gèle. Au contraire si l'eau est à plus de 24.7 PSU, l'intégralité de la colonne d'eau doit être refroidie jusqu'au point de congélation pour que le régime convectif s'arrête et que la glace puisse commencer à se former. En pratique, en Arctique, le profil vertical de salinité est tel que seuls les 20 à 50 premiers mètres de profondeur doivent être refroidis pour démarrer la congélation. On appelle cette zone la couche de mélange. Une conséquence directe de ce mode de congélation est que la glace de mer se forme plus vite le long des côtes et dans les régions peu profondes, où l'ensemble de la colonne d'eau se refroidit plus rapidement [Morales Maqueda et al., 1997]. Lors de sa congélation, l'eau de mer rejette une grande partie du sel qu'elle contient. Ce faisant, la salinité de l'eau sous la banquise augmente, diminuant la température de congélation

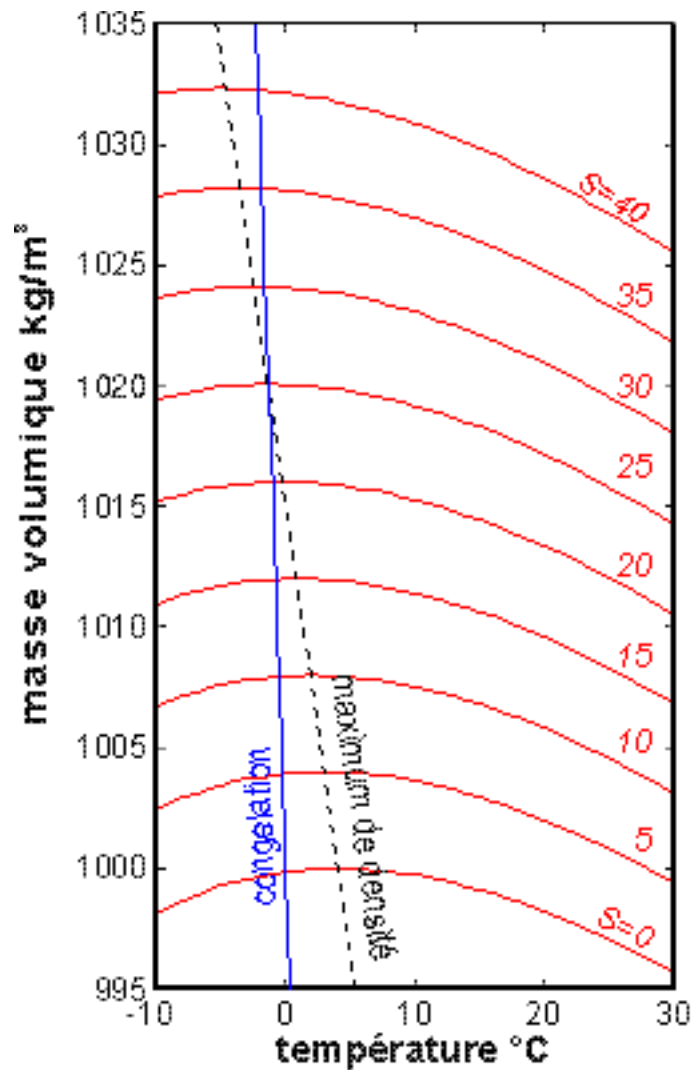


FIGURE 1.1 – Masse volumique de l’eau de mer en fonction de sa température et de sa salinité. Sous 24.7 PSU, le maximum de densité est à une température supérieure au point de congélation. Source : Institut des Sciences de l’Ingénieur de Toulon et du Var (<http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/figures/densite.gif>, 19 avril 2021).

de l’eau de mer et entretenant le mouvement de convection associé au gradient de densité. La diminution de la température de congélation de l’eau de mer réduit la vitesse de formation de la glace additionnelle. Suite au rejet de sel causé par la formation de la glace, la couche de mélange peut également s’approfondir. De l’eau plus chaude peut alors remonter en surface, risquant de faire fondre la glace déjà formée [Morales Maqueda et al., 1997]. On parle de rétroaction négative pour désigner l’ensemble des processus antagonistes à leur propre développement. Il faut savoir qu’une petite quantité d’eau salée est emprisonnée au sein de la glace de mer lors de sa formation, sous forme de poches de saumure dont la salinité est très élevée. Celles-ci jouent un rôle important dans les propriétés thermodynamiques de la glace de mer [Morales Maqueda et al., 1997].

Lorsqu’on parle de l’évolution de la glace de mer, on distingue généralement deux catégories de processus : les processus thermodynamiques, résultants des échanges de chaleur, et les processus dynamiques, causés par les mouvements de la glace. La croissance dynamique de la glace est provo-

quée par l'action des forces externes sur la glace. Ces forces peuvent être dues à la tension du vent et de l'océan ou encore à l'effet des vagues. Sous leur action, la glace subit un ensemble de contraintes à même de la déformer : cisaillement, compression et traction. L'ensemble des caractéristiques qui déterminent la réponse d'un matériau sous la contrainte sont définies par sa rhéologie. Plusieurs rhéologies sont utilisées pour décrire la glace de mer. Une rhéologie régulièrement employée, en partie pour des raisons numériques, est la rhéologie dite élastique-visqueuse-plastique (EVP). Dans ce type de rhéologie, les tensions internes ne dépendent que de la déformation (régime élastique) et de la vitesse de déformation (régime visqueux), jusqu'à atteindre une tension-seuil à partir de laquelle les déformations entraînent une modification structurelle de la glace (régime plastique) empêchant son retour à la situation initiale. Au-delà de cette tension-seuil plusieurs comportements peuvent être observés, comme des fractures ou la création de crêtes de compression [Konig, 2007]. La tension-seuil varie selon les matériaux et le type de contrainte appliquée. La glace de mer en particulier résiste à la compression et aux cisaillements, mais moins à la traction. Pour représenter la résistance aux différents types de contraintes, on utilise le concept de courbe de charge. Il est possible d'exprimer les tensions en application sur un matériau à l'aide du formalisme des contraintes principales. En utilisant les vecteurs propres du tenseur des contraintes en tant que base d'un espace, une courbe fermée délimitant les contraintes que peut supporter un matériau peut être définie. Si la courbe passe dans la région où les deux coordonnées sont positives (premier quadrant), c'est que le matériau peut résister de manière isotrope à la traction. Si elle passe dans les régions où seule l'une des deux coordonnées est positive (deuxième et quatrième quadrants), c'est que le matériau peut résister aux cisaillements. Si, enfin, les deux coordonnées peuvent être négatives, c'est que le matériau peut résister à la compression [Konig, 2007]. La croissance dynamique de la glace de mer est à l'origine des quilles de glace et des crêtes de pression (empilements verticaux de blocs de glace), ainsi que de chenaux (fractures associées aux mouvements divergents). Bien que de natures différentes, la croissance thermodynamique et la croissance dynamique de la glace de mer ne peuvent pas être isolés l'une de l'autre car elles sont continuellement en interaction. A titre d'exemple, la création de fractures dans la banquise par des processus dynamiques permet la formation de zones d'eau libre où peut rapidement se former de la glace de mer, tandis que dans les régions où la glace est épaisse, les ruptures sont moins fréquentes [Morales Maqueda et al., 1997].

En Arctique, le cycle de fonte et de croissance de la banquise est saisonnier. La saison de croissance débute en automne, courant septembre, lorsque les températures atmosphériques en surface baissent. La saison de fonte, quant à elle, commence au début du printemps, courant mars en Arctique, avec la température de l'air qui se remet à monter. La fonte de la banquise débute par la fonte de sa couverture neigeuse. Une fois la neige fondue, des mares de fonte apparaissent. Ces mares ont un albédo, c'est-à-dire une capacité à réfléchir le rayonnement solaire incident, inférieur à celui de la glace de mer. Absorbant une plus grande quantité d'énergie, les mares de fonte jouent alors le rôle de points chauds, accélérant la fonte de la glace à proximité. La glace une fois fragilisée par les phénomènes thermodynamiques, les effets dynamiques peuvent alors la briser en fragments plus petits [Morales Maqueda et al., 1997].

La manière dont la glace de mer se meut dépend de la tension du vent sur sa surface supérieure, de la tension de l'océan sur sa surface inférieure, de sa capacité de déformation définie par sa rhéologie, de la force de Coriolis et de la force due à la pente de la surface de l'océan. C'est le vent qui, au premier ordre, est responsable des courants de dérive observés. En particulier, le champ de pression atmosphérique permet de décrire les principales structures comme la gyre de Beaufort, la dérive transpolaire et le flux de glace au détroit de Fram. La vitesse de dérive de la glace est

d'approximativement 2 cm/s dans le bassin arctique. Dans le détroit de Fram, qui est la principale porte de sortie de la glace de mer vers l'extérieur du bassin arctique, ces vitesses peuvent monter jusqu'à 30 cm/s. Environ 10% de la glace de mer arctique quitte le bassin par le détroit de Fram chaque année, ayant pour effet un transport de chaleur et de sel vers les hautes latitudes, la glace fondant plus au sud que là où elle s'est formée [Morales Maqueda et al., 1997].

1.2 Impact de la banquise sur le climat

La glace de mer a un impact majeur sur le climat suite à son influence sur l'océan et sur les interactions entre l'atmosphère et l'océan.

La banquise agit, là où elle est présente, comme une barrière physique entre l'atmosphère et l'océan. La rhéologie de la glace de mer, qui lui procure une certaine rigidité, limite le transfert de quantité de mouvement entre l'atmosphère et l'océan tandis que les échanges de matière (évaporation, précipitations et échanges de gaz) sont limités à cause de la faible perméabilité de la glace de mer. La banquise, grâce à son albédo plus élevé que les eaux libres, modifie également le bilan énergétique à la surface de l'océan en réfléchissant une large part de l'énergie radiative solaire reçue. A titre de comparaison, l'eau dans les chenaux réfléchit environ 7% du rayonnement solaire incident [Pegau and Paulson, 2001], contre 60% pour la glace fondante, voire 80% dans le cas où la surface est recouverte de neige. Dotée en plus d'une faible conductivité thermique, la glace de mer a le pouvoir de réduire les échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère [Morales Maqueda et al., 1997; Vancoppenolle et al., 2009].

A l'échelle de l'océan Arctique, les cycles de croissance et fonte de la banquise gouvernent les flux d'eau douce et de sel à la surface de l'océan. Cela a un impact majeur sur la stratification de l'océan et la circulation thermohaline. De plus, la glace de mer retarde l'arrivée des extrema de température dans les régions polaires en libérant de la chaleur latente durant sa formation et en en absorbant lors de sa fonte [Morales Maqueda et al., 1997; Vancoppenolle et al., 2009].

La glace de mer interagit fortement avec les autres composantes du système climatique via plusieurs mécanismes de rétroaction. Le plus connu est la rétroaction positive glace-albédo : plus grande est la superficie de la banquise, plus l'albédo moyen de la surface est élevé, ce qui diminue la quantité de rayonnement solaire absorbé en surface et donc la température, favorisant ainsi la croissance thermodynamique de la glace. En modulant l'humidité de l'atmosphère, la glace de mer influence également la couverture nuageuse locale. Notons également la rétroaction de croissance négative qui, à cause de la faible conductivité thermique de la glace, a pour effet que, plus la banquise est épaisse, plus lentement elle s'épaissit [Vancoppenolle et al., 2009]. L'ensemble des rétroactions auxquelles participe la banquise est à l'origine du phénomène dit d'amplification polaire : les variations du bilan radiatif de l'atmosphère entraînent des variations de température plus rapides aux pôles que sur le reste du globe.

1.3 Caractéristiques générales de la glace de rive

La glace de rive est l'ensemble de la glace de mer qui ne peut dériver, car fixée en un point par un ensemble de processus [Lemieux et al., 2015]. L'Organisation Météorologique Mondiale (WMO) désigne plus spécifiquement comme glace de rive toute "glace de mer qui se forme et reste fixe le long de la côte, où elle est attachée soit au rivage, soit à un mur de glace, soit à une falaise de glacier entre des hauts-fonds ou des icebergs échoués". Il n'y a aucune condition à vérifier en termes d'épaisseur, d'extension ni d'âge de glace pour être identifié comme de la glace de rive. La glace de rive peut avoir un mouvement vertical, par exemple causé par les marées [WMO, 2014]. Des photographies satellitaires de la glace de rive en mer de Laptev et en mer de Sibérie orientale sont disponible à la figure 1.2. En pratique, pour identifier la glace de rive dans les simulations réalisées à l'aide des modèles de glace de mer, nous considérons comme glace de rive toute étendue de glace de mer dont la vitesse horizontale moyenne est inférieure à une vitesse-seuil sur une période donnée. Cette valeur est choisie arbitrairement à 5 mm/s sur une période de deux semaines sur base de discussions avec Lemieux et VanAchter. Ce critère permet de ne pas interpréter à tort les périodes durant lesquelles le vent est trop faible pour faire bouger la banquise.

La glace de rive arctique commence à se former durant le mois d'octobre pour atteindre son maximum d'étendue entre avril et mai [Konig, 2007], où elle commence à fondre. La glace de rive s'étend vers le large sur une distance de quelques kilomètres (en mer de Beaufort) à plusieurs centaines de kilomètres (le long de la Sibérie). Les caractéristiques régionales ont une grande influence sur les caractéristiques de la glace de rive et sur la manière dont elle se forme [Itkin et al., 2015; Lemieux et al., 2015].

Deux processus sont considérés comme essentiels pour le développement de la glace de rive [Lemieux et al., 2016] :

- l'ancrage des quilles de glace au plancher marin si le frottement à leur interface est suffisant ;
- la formation d'arcs-boutants de glace de mer qui s'appuient contre les côtes pour empêcher la dérive de la banquise.

Si l'épaisseur moyenne de la banquise dans une région est suffisamment grande, les processus dynamiques sont à même de créer des quilles de glace pouvant atteindre près de 25 mètres de profondeur. Si une telle quille est suffisamment épaisse pour atteindre le plancher marin, alors une force de friction se développe entre les deux. Si l'intensité de la force de friction est suffisante, la quille de glace et la banquise qui y est fixée sont alors immobilisées [Mahoney et al., 2007]. La régularité de l'élévation du plancher marin ainsi que sa nature (rocaillieux ou sableux) déterminent l'intensité des frottements. Avec la bathymétrie, ces paramètres déterminent la taille nécessaire des quilles de glace pour initier l'ancrage [Lemieux et al., 2015]. La glace de rive peut également se développer dans certaines régions où le trait des côtes restreint la dérive de la banquise dans certaines directions. Cela peut être en ceinturant des îles, comme dans l'archipel arctique, ou en forçant la glace à s'arc-bouter entre deux rivages, comme en mer de Kara. La formation de glace de rive de cette manière dépend de la résistance à la traction de la banquise [Lemieux et al., 2016], qui doit être suffisante pour conserver son intégrité structurelle.

Quel que soit le mode de formation de la glace de rive, sa croissance est essentiellement thermodynamique car, presque immobile, elle se déforme peu. En négligeant l'effet des marées, aucune fracture ne peut y apparaître. L'eau de mer située sous la glace de rive est donc thermiquement isolée de l'atmosphère, et par conséquent la glace de rive est relativement fine. Son épaisseur excède

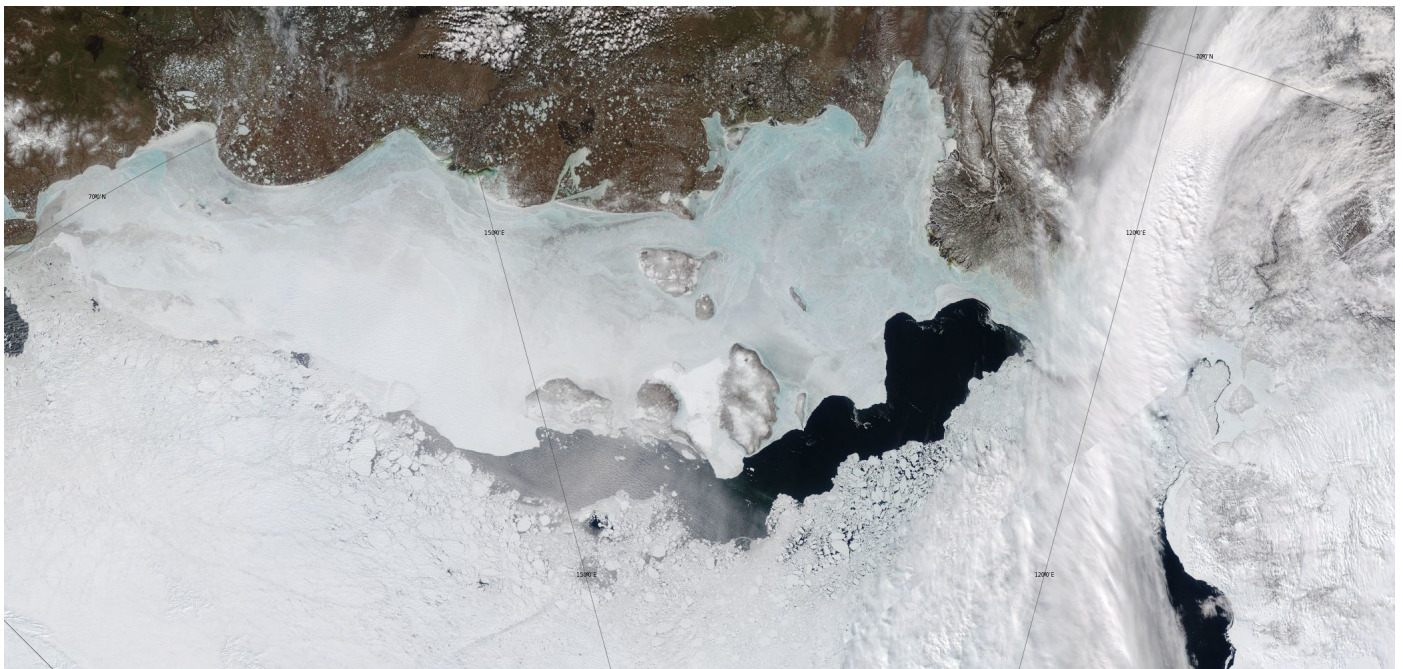


FIGURE 1.2 – Banquise en mer de Laptev et en mer de Sibérie orientale le 17 mai 2021 (haut) et le 1er juin 2021 (bas). Le continent est dans la partie supérieure des images et la banquise dérivante dans la partie inférieure. La glace de rive, présente le long du continent et s'étendant jusqu'au niveau des îles de Nouvelle-Sibérie (au centre des images), est séparée de la banquise dérivante par une zone de polynies (région bleu foncée). Les régions bleu pâle à la surface de la glace de rive sur la photo du premier juin témoignent de la présence de mares de fonte. Source : EODIS WorldView (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>, 10 juin 2021)

rarement 1.5 m [Itkin et al., 2015].

König [2007] a mené une analyse statistique montrant l’impact de l’éloignement aux côtes et de l’intensité des vents perpendiculaires aux côtes (à l’exception d’avril, mai et juin où le vent n’a pas d’effet statistiquement significatif) sur la formation de la glace de rive. Les vents soufflant parallèlement aux côtes n’ont, quant à eux, aucune influence significative. Par ailleurs, l’ajout des marées dans les modèles visant à simuler la glace de rive améliore significativement sa représentation dans les zones où elle se développe grâce à la restriction de son mouvement par le trait de côte. La glace s’épaissit plus rapidement grâce à l’augmentation des fractures dans la glace dues aux mouvements verticaux associés aux marées. Les fractures ainsi générées dans la banquise permettent à l’eau d’y geler plus rapidement [Lemieux et al., 2018].

1.4 Impact de la glace de rive sur le climat

Tout comme la banquise classique, la glace de rive isole l’océan de l’atmosphère et empêche les échanges de matière, de chaleur et de quantité de mouvement entre ces deux milieux. Toutefois, ces effets sont plus importants encore dans les régions de glace de rive à cause du manque de mobilité de cette glace. En effet, le peu de mouvement horizontal de la glace de rive ne permet pas la création de fractures de la glace, au sein desquelles les échanges entre l’atmosphère et l’océan peuvent s’opérer [König, 2007] ; l’ouverture de la glace y est due essentiellement aux mouvements verticaux de la banquise et sont donc plus rares. D’autre part, localisée le long des côtes, la glace de rive modifie les régions d’influence des vents continentaux sur l’océan. Ce faisant, la glace de rive affecte la position des upwellings et downwellings côtiers [König, 2007], qui sont causés par l’action du vent sur la surface de l’océan. Pour la même raison, la glace de rive influence significativement la localisation des polynies côtières [Itkin et al., 2015; Lemieux et al., 2015]. Les polynies sont des zones libres de glace au milieu de la banquise. Deux types de polynies sont à distinguer : les polynies de chaleur sensible et les polynies de chaleur latente. Les polynies de chaleur sensible sont causées par des remontées d’eaux chaudes en surface, faisant fondre la glace qui s’y forme. Les polynies de chaleur latente sont, pour leur part, provoquées par des vents suffisamment forts pour emporter la glace qui se forme à la surface de l’océan ; c’est ce second type de polynies qui se trouve à proximité de la glace de rive. Notons que l’appellation « de chaleur latente » est trompeuse : un flux de chaleur latente peut bien être observé au niveau de ces polynies, mais ce flux est causé par la formation continue de glace en surface [Morales Maqueda et al., 2004]. Les polynies de chaleur latente sont de zones de production particulièrement intense de glace de mer, représentant 50% de la glace créée dans certaines régions [Winsor and Björk, 2000].

Dans les régions côtières, la glace de rive influence l’écoulement de l’eau des fleuves vers l’océan en isolant l’eau douce du vent, tandis qu’au niveau des polynies, le rejet de sel augmente à cause de l’augmentation de la production de glace de mer. La salinité de l’océan est ainsi localement modifiée, ce qui affecte la stabilité de la halocline [Itkin et al., 2015], qui est une limite déterminée par une forte variation du gradient vertical de salinité de l’océan. Dans les régions polaires où les eaux de surface sont plus froides que les eaux en profondeur, la halocline permet aux eaux plus profondes d’être plus denses grâce à leur salinité élevée même si elles sont plus chaudes. De cette manière, la halocline détermine la profondeur de la couche de mélange. Celle-ci est donc essentielle pour le développement de la banquise.

1.5 Évolution de la représentation de la glace de rive

Historiquement, la glace de rive a été en grande partie ignorée dans les modèles de glace de mer, utilisant au mieux des méthodes rudimentaires pour distinguer les régions où de la glace de rive se développe. Diverses raisons justifient le manque de représentation de la glace de rive, que ce soit la faible résolution des modèles qui ne permettait pas de résoudre les processus à l'origine de son développement, l'absence de paramétrisations pour ces processus [Lemieux et al., 2015; Itkin et al., 2015] ou le manque de connaissance à leur sujet et au sujet de la glace de rive.

Dans un premier temps, la glace de rive a été représentée dans les modèles en imposant des vitesses de glace nulles dans les régions où sa présence est observée. Un développement qui a suivi fût la définition d'un ensemble de règles pour identifier la glace de rive : si la vitesse de dérive de la banquise est inférieure à une certaine vitesse-seuil. Si elle atteint une certaine épaisseur dans des régions spécifiques, cette glace était considérée comme étant immobile et qualifiée de glace de rive [Lemieux et al., 2015]. Bien que ces méthodes ne soient pas issues de la paramétrisation de processus physiques, elles ont permis de mettre en évidence l'impact de la glace de rive sur les caractéristiques de la banquise, notamment son épaisseur en limitant la croissance dynamique dans les régions côtières.

La démonstration de l'importance de la glace de rive pour le réalisme des modèles de glace de mer a mené, ces dernières années, au développement et au raffinement de paramétrisations ayant pour but de prendre en considération les effets physiques à l'origine de l'apparition de la glace de rive. Une première approche fût de représenter dynamiquement l'ancrage au plancher marin de la glace de rive en paramétrisant le frottement basal des quilles de glace sur ce plancher et en adjoignant des cartes de la bathymétrie des régions côtières et de faible profondeur [Lemieux et al., 2015]. Une seconde voie fût de modifier la rhéologie de la glace en modifiant sa courbe de charge de manière à permettre une résistance isotrope à la traction et en augmentant la résistance au cisaillement au sein de la glace [Konig, 2007; Lemieux et al., 2016].

Plus récemment, d'autres phénomènes sont étudiés pour essayer d'expliquer la manière dont se développe la glace de rive. Dans Lemieux et al. [2018], l'impact des marées a été ajouté, permettant aux effets dynamiques de créer plus de fractures dans la banquise, retardant l'arrivée de la glace de rive et augmentant son épaisseur alors qu'elle était auparavant limitée par la croissance thermodynamique. Dans Van Achter et al. [2020], l'importance de l'ancrage des icebergs pour l'apparition de la glace de rive en Antarctique est mise en évidence.

Chapitre 2

Modèle et protocole expérimental

2.1 NEMO 3.6

Le modèle utilisé dans le cadre de ce travail est la version 3.6 (SNV révision 7619) du modèle océanique global NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean), en particulier ses composantes océaniques et de glace de mer, OPA-LIM3.

La composante océanique, OPA (Océan PArallélisé) v9.0, est un modèle basé sur les équations primitives sous l'approximation hydrostatique résolues par la méthode des différences finies sur une grille de type Arakawa-C [[Arakawa and Lamb, 1977](#)], avec une surface libre et une équation d'état non linéaire [[Madec et al., 2017](#)].

La composante simulant la glace de mer est LIM (Louvain-la-Neuve Ice Model) 3, un modèle dynamique-thermodynamique de glace de mer incluant une distribution sous-maille, c'est à dire à une échelle inférieure à la résolution du système, explicite de l'épaisseur, de l'enthalpie, de la salinité et de l'âge de la glace de mer. Les équations sont discrétisées sur une grille de type Arakawa-C afin de simplifier son couplage avec OPA [[Vancoppenolle et al., 2009, 2012](#); [Rousset et al., 2015](#)].

Les sections suivantes présentent les points essentiels du modèle LIM3 pour notre étude.

2.1.1 Variables d'état de la glace

LIM3 discrétise la distribution de l'épaisseur de la banquise en cinq catégories distinctes. Cela permet de représenter la distribution sous-maille de la glace de mer, c'est-à-dire à une échelle inférieure à la résolution du modèle. Chacune de ces catégories possède une épaisseur moyenne restreinte entre les épaisseurs maximales (minimales) des catégories qui les précèdent (suivent), l'épaisseur minimale de la première catégorie étant définie comme nulle.

Chaque catégorie possède un ensemble de variables d'état qui lui sont propres. Les variables d'état sont l'ensemble des variables nécessaires à décrire un système à un moment donné ; les variables utilisées dans LIM3 sont données dans la table 2 de [Vancoppenolle et al. \[2009\]](#). Ces variables d'état sont des grandeurs extensives, c'est-à-dire qu'elles dépendent de la taille du système ; c'est par exemple le cas du volume et de la masse. Les grandeurs extensives sont à opposer aux grandeurs intensives, qui ne dépendent pas de la taille du système ; c'est par exemple le cas de la

température ou de la masse volumique. L'évolution du système est calculée à partir des variables d'état extensives sauf pour les processus thermodynamiques, pour lesquels les variables d'état sont converties en des grandeurs intensives, plus adaptées aux calculs. En plus de cela, chaque catégorie d'épaisseur est divisée en six couches : cinq de glace et une de neige. Ce découpage vertical en couches permet d'évaluer le profil vertical des variables d'état halo-thermodynamiques [Vancoppenolle et al., 2009; Rousset et al., 2015].

Pour s'assurer que le système soit conservatif, il est imposé à toute variable X de respecter l'équation de conservation

$$\frac{\partial X}{\partial t} = -\vec{\nabla} \cdot (X\vec{u}) + \Psi^X + \Theta^X \quad (2.1)$$

où Ψ^X et Θ^X représentent respectivement les effets dynamiques et les effets thermodynamiques associés à la redistribution de X , et $\vec{u}$ la vitesse de dérive de la banquise [Vancoppenolle et al., 2009; Rousset et al., 2015].

2.1.2 Paramétrisation de la dynamique de la glace

La partie dynamique de LIM3 est simulée au moyen d'une équation bidimensionnelle, ce qui est justifié car l'extension horizontale de la banquise est largement supérieure à son épaisseur [Morales Maqueda et al., 1997; Lemieux et al., 2015]. De plus, une analyse d'échelle montre que l'advection est au minimum un ordre de grandeur inférieur au terme d'accélération et est donc négligée [Vancoppenolle et al., 2009; Rousset et al., 2015].

Le champ de vitesse de la glace, $\vec{u}$ est déterminé au moyen de l'équation de conservation de la quantité de mouvement de la glace de mer

$$m \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = A(\vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w) - m f \vec{k} \wedge \vec{u} - m g \vec{\nabla} \eta + \vec{\nabla} \cdot \vec{\sigma} \quad (2.2)$$

avec m la masse de glace et de neige par unité de surface, A la concentration de la banquise, c'est-à-dire le rapport entre sa surface et la surface océanique de la région dans laquelle on l'évalue, $\vec{\tau}_a$ et $\vec{\tau}_w$ les forces de tension respectivement associées à l'air et à l'eau qui s'appliquent sur la glace, $\vec{\nabla} \cdot \vec{\sigma}$ les tensions internes à la glace de mer, $\vec{\sigma}$ étant le tenseur des contraintes, f est le paramètre de Coriolis, g l'accélération gravitationnelle, η l'élévation de la surface libre de l'océan et $\vec{k}$ un vecteur unitaire pointant vers le haut et tangent à la surface de l'océan [Vancoppenolle et al., 2009; Rousset et al., 2015].

Rhéologie de la glace de mer

Le tenseur des contraintes, $\vec{\sigma}$, est calculé au moyen d'une rhéologie élastique-visqueuse-plastique (EVP) adaptée de Hunke and Dukowicz [2002] par Bouillon et al. [2009] pour être utilisée sur une grille de type Arakawa-C. Cela permet l'utilisation d'un schéma numérique explicite pour la résolution de l'équation du mouvement, contrairement à une rhéologie de type visqueuse-plastique (VP), qui nécessite un schéma de type implicite. Les schémas numériques explicites sont des méthodes de résolution d'équations différentielles qui ne nécessitent de connaître que l'état présent du modèle pour évaluer l'état suivant. Les schémas implicites, quant à eux, consistent en la résolution d'une équation prenant en compte à la fois l'état présent et l'état suivant. Le schéma explicite utilisé

consomme moins de ressources numériques que le schéma implicite équivalent. Choisir une rhéologie de type EVP plutôt que VP permet donc de diminuer le nombre d'opérations nécessaires lors des simulations. Toutefois, le schéma EVP lui-même nécessite un nombre relativement important de sous-cycles afin de converger correctement [Bouillon et al., 2009, 2013; Rousset et al., 2015].

La glace de mer est un matériau isotrope, c'est-à-dire que les déformations induites par l'application d'une force sont équivalentes quelle que soit la direction dans laquelle est appliquée la force. Par conséquent, le tenseur des contraintes est symétrique, c'est-à-dire que ses entrées antidiagonales sont égales : $\sigma_{12} = \sigma_{21}$. L'évolution du tenseur des contraintes est définie par les équations

$$\frac{\partial \sigma_1}{\partial t} + \frac{\sigma_1}{2T_d} + \frac{p}{2T_d} = \frac{\zeta}{T_d} D_D, \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial \sigma_2}{\partial t} + \frac{e^2 \sigma_2}{2T_d} = \frac{\zeta}{T_d} D_T, \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \sigma_{12}}{\partial t} + \frac{e^2 \sigma_{12}}{2T_d} = \frac{\zeta}{2T_d} D_S, \quad (2.5)$$

dans lesquelles $\sigma_1, \sigma_2 = \sigma_{11} \pm \sigma_{22}$ est un changement de variable,

$$D_D, D_T = \frac{\partial u}{\partial x} \pm \frac{\partial v}{\partial y} \quad \text{et} \quad (2.6)$$

$$D_S = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \quad (2.7)$$

sont les composantes du tenseur de taux de déformation respectivement pour la compression (D_D), la traction (D_T) et les cisaillements (D_S) et

$$p = P^* h \exp^{-C(1-A)} \quad (2.8)$$

est un terme de pression associant l'épaisseur et la concentration de la glace de mer à sa résistance à la compression. $P^* = 20 \times 10^3$ [N m⁻²] et $C = 20$ sont deux paramètres empiriques et h l'épaisseur de la glace de mer dans la cellule [Hibler, 1979], c'est à dire une maille de la simulation. T_d est le temps caractéristique d'amortissement des ondes élastiques, e l'excentricité de la courbe de charge elliptique et ζ le coefficient de viscosité de la glace de mer [Konig, 2007; König Beatty and Holland, 2010; Lemieux et al., 2016].

Par défaut, pour résoudre la rhéologie de la glace de mer, LIM3 utilise une courbe de charge elliptique dont le coefficient d'aspect, qui correspond à l'excentricité de l'ellipse dans l'espace des contraintes principales, est de $e = 2$ [Vancoppenolle et al., 2009]. Elle correspond à la courbe $e = 2$, $k_t = 0$ dans la figure 2.1, k_t étant le coefficient multiplicatif faisant le lien entre la résistance à la compression et la résistance à la traction isotrope. Comme le montre la figure, cette courbe de charge permet une résistance à la compression et une résistance limitée à la traction uniaxiale, c'est-à-dire aux cisaillements, car elle est définie dans les quadrants deux, trois et quatre. Cette courbe de charge ne permet en revanche pas de résistance isotropique à la traction. L'absence de résistance à la traction est justifiée par le fait qu'aux grandes échelles, la banquise est brisée en morceaux plus petits qu'une cellule et, par conséquent, dérive sans résister aux forces divergentes [Konig, 2007].

Redistribution mécanique de la glace de mer

La dynamique de la banquise a pour effet de la briser en morceaux, qui peuvent alors s'empiler selon les processus de *rafting* et de *ridging*.

Pour quantifier cette redistribution mécanique, notée Ψ^X dans l'équation de continuité (eq. 2.1), les variables d'états utiles sont la distribution d'épaisseur et le tenseur du taux de déformation [Vancoppenolle et al., 2009; Rousset et al., 2015].

Transport horizontal

Le transport horizontal des variables d'état de la glace de mer est modélisé par le schéma d'advection de Prather [1986]. Ce schéma, qui se base sur la conservation des moments au deuxième ordre des quantités advectées, est faiblement diffusif et ne permet pas l'apparition de valeurs négatives non-physiques. Un terme additionnel de diffusion horizontale est ajouté pour corriger les effets non-linéaires causés par le couplage entre la dynamique de la glace et son transport [Rousset et al., 2015].

2.1.3 Paramétrisation de la thermodynamique de la glace

Les processus thermodynamiques, représentés par Θ^X dans l'équation de continuité (eq.2.1), prennent en compte la croissance et la fonte de la glace de mer causées par les effets de la diffusion verticale de la chaleur, de la croissance et fonte de la neige, du gel de la glace en eau libre et du rejet de saumure. La fonte latérale de la glace n'est pas représentée car elle nécessiterait une distribution de la taille des glaçons [Vancoppenolle et al., 2009], qui n'est pas disponible dans la version du modèle que nous utilisons.

Le stockage et la conduction de chaleur verticale au sein de la glace sont simulés par une équation de diffusion de la chaleur à une dimension. Les conditions aux bords sont données par le bilan énergétique à la surface de la neige/glace tandis que la température de congélation de l'eau de mer et le flux de chaleur océanique donnent les conditions en dessous de la banquise [Vancoppenolle et al., 2012].

Une fois l'équation de la chaleur résolue, l'excédent (déficit) d'énergie entre les flux aux interfaces et au sein de la neige/glace permet de calculer le taux de fonte (croissance) de la neige/glace, ce qui permet alors d'évaluer l'évolution de la salinité de la glace. Enfin, le profil de température de la neige/glace est calculé.

Les poches de saumure au sein de la glace de mer ont un impact sur ses propriétés thermodynamiques. Les expressions de la chaleur spécifique de la glace, de sa conductivité thermique et de son enthalpie de fusion q_i , c'est à dire l'énergie nécessaire pour faire fondre une unité volumique de glace de mer prennent toutes en compte la présence de saumure dans la glace [Vancoppenolle et al., 2009].

La croissance (fonte) basale de la glace suit la formule

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{F}{q_i(S, T)} \quad (2.9)$$

avec $\frac{\partial h}{\partial t}$ le taux de croissance de l'épaisseur, F le flux d'énergie au niveau de la surface inférieure de la banquise et $q_i(S, T)$ l'enthalpie de fusion de la glace. La formation de glace sur l'eau libre suit la même formule, si ce n'est que F est alors le flux d'énergie à la surface de l'océan.

La salinité de la glace ainsi formée évolue proportionnellement à sa vitesse de croissance et à la salinité de la surface de l'océan.

LIM3 calcule également la transformation de la neige à la surface de la banquise en glace, une fois que la banquise est formée. Si la couche de neige est suffisamment épaisse, l'interface neige-glace peut passer sous la surface de l'océan. L'ensemble de la neige en contact avec de l'eau de mer est alors immédiatement converti en glace de mer [Vancoppenolle et al., 2009].

2.1.4 Couplages glace-océan

Le couplage banquise-océan est basé sur Goosse and Fichefet [1999]. En pratique, la banquise et l'océan échangent de la quantité de mouvement au travers des forces de tension à leur interface. La quantité de mouvement échangée est évaluée au moyen d'une formule empirique prenant en compte le carré de la différence de vitesse entre l'océan et la banquise à leur interface. Les flux de chaleur entre la banquise et l'océan est évaluée à partir d'une formule empirique prenant en compte la différence de température entre l'océan et la banquise ainsi que la moyenne quadratique de leur différence de vitesse. Pour modéliser les flux d'eau douce, toute variation du contenu total en eau du système banquise-océan est compensé par un flux d'eau douce équivalent. Si la salinité de l'océan varie à cause d'un phénomène en surface qui ne modifie pas le contenu en eau du système banquise-océan, c'est-à-dire la croissance ou la fonte de la banquise et les effets de drainage de la saumure, alors un flux de sel est appliqué à l'océan [Vancoppenolle et al., 2009].

2.2 Simuler la glace de rive : de nouvelles paramétrisations

La manière de simuler la glace de rive est similaire aux méthodes décrites dans le rapport APPLICATE d2.5 [Ponsoni and APPLICATE contributors, 2021] et sont présentées ci-après.

2.2.1 Friction des quilles de glace sur le plancher marin

L'ancrage au plancher marin des quilles de glace suite à leurs frottements sur ce plancher est représenté par un terme de frottement basal $\vec{\tau}_b$ additionnel dans le terme des tensions de l'équation du bilan de forces (équation 2.2). Cette équation devient alors

$$m \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = A (\vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w + \vec{\tau}_b) - m f \vec{k} \wedge \vec{u} - m g \vec{\nabla} \eta + \vec{\nabla} \cdot \vec{\sigma}. \quad (2.10)$$

Le terme de frottement basal est défini par l'équation

$$\vec{\tau}_b = \begin{cases} 0 & \text{si } h \leq h_c \\ k_2 \left(\frac{\vec{u}}{|\vec{u}| + u_0} \right) (h - h_c) e^{-C_b(1-A)} & \text{si } h > h_c \end{cases} \quad (2.11)$$

avec $h_c = Ah_w/k_1$ l'épaisseur moyenne critique de la glace à partir de laquelle des quilles de glace atteignent le fond marin.

Dans ces équations, $u_0 = 5 \times 10^{-5} \text{ [m s}^{-1}\text{]}$ est une faible vitesse qui détermine le seuil de vitesse de dérive de la banquise à partir duquel le système transitionne d'un régime de frottement statique à un régime de frottement cinétique, h_w la profondeur de l'océan, h l'épaisseur moyenne de la banquise dans la cellule et $C_b = 20$ le paramètre (empirique) qui permet d'exprimer la diminution de l'impact des frottements basaux avec les faibles concentrations en glace [Lemieux et al., 2015, 2016]. Le terme exponentiel dans l'équation 2.11 représente le fait que l'impact de la tension basale en application sur une quille de glace est ressentie par l'ensemble de la glace au sein d'une cellule du modèle lorsque $A \approx 1$. En effet, pour des faibles concentrations, les blocs de glace ne sont pas physiquement en contact et l'ancrage de l'un d'entre eux ne permet pas de stabiliser les autres [Lemieux et al., 2015]. k_1 est un paramètre libre adimensionnel représentant la variabilité sous-maille de la bathymétrie (une forme de terme de rugosité) et $k_2 \text{ [N m}^{-3}\text{]}$ est un paramètre libre associé à la masse de glace échouée hors-équilibre hydrostatique qui permet d'évaluer l'intensité des frottements sur le plancher marin. La valeur de k_2 dépend essentiellement de la géométrie de la quille de glace et de la nature des fonds marin (vase, sable, roche). C'est à la valeur de k_1 que le modèle est le plus sensible. Les paramètres k_1 et k_2 sont considérés constants dans le modèle. Toutefois, en pratique, ils dépendent fortement des caractéristiques de la quille de glace et de la composition du fond marin auquel s'ancore la glace [Lemieux et al., 2015]. k_1 a été fixé à 8.2 dans le cadre de ce travail pour minimiser la différence entre le modèle et les observations, comme présenté dans Ponsoni and APPLICATE contributors [2021]. k_2 a été prescrit à 15 $\text{[N m}^{-3}\text{]}$ dans l'ensemble des régions où l'ancrage de quilles de glace est permis, comme le fait Lemieux et al. [2015] et Lemieux et al. [2016] suite à une étude de sensibilité.

Dans les régions trop peu profondes que pour être résolues par NEMO3.6, des données additionnelles de bathymétrie du ETOPO1 - 1 Arc-Minute Global Relief Model [Amante and Eakins, 2009] ont été interpolées sur la grille de la simulation [Ponsoni and APPLICATE contributors, 2021] pour compléter la bathymétrie. Les régions dans lesquelles l'ancrage n'est pas physiquement possible, c'est-à-dire lorsque la profondeur est supérieure à 30 mètres, ont été masquées pour préserver la stabilité du modèle océanique [Ponsoni and APPLICATE contributors, 2021].

2.2.2 Modification de la courbe de charge

L'objectif de la seconde paramétrisation est de modifier la courbe de charge de la glace afin d'obtenir une rhéologie qui permet à la glace de résister à la traction isotrope et d'augmenter sa résistance à la traction uniaxiale.

Pour ajouter les effet de tension isotrope au sein de la glace, l'évolution du tenseur des contraintes $\vec{\sigma}$ du bilan de force 2.2 est modifié de manière à ce que la courbe de charge entre dans le premier quadrant de l'espace des contraintes principales. Soient σ_{p1} et σ_{p2} les contraintes principales, c'est-à-dire les vecteurs propres du tenseur des contraintes $\vec{\sigma}$. Les contraintes principales s'expriment

comme

$$\sigma_{p1}, \sigma_{p2} = \frac{\sigma_{11} + \sigma_{22}}{2} \pm \sqrt{\left(\frac{\sigma_{11} - \sigma_{22}}{2}\right)^2 + \sigma_{12}^2}. \quad (2.12)$$

Dans l'espace des contraintes principales, il est alors possible de représenter la courbe de charge de la glace de mer par une ellipse d'excentricité e . Les points à l'intérieur de l'ellipse se comportent selon une rhéologie élastique-visqueuse et, en dehors, selon une rhéologie plastique [Konig, 2007; König Beatty and Holland, 2010; Lemieux et al., 2016].

Pour permettre à la glace de mer de résister à la traction isotrope et augmenter sa résistance aux cisaillements, les équations 2.3 à 2.5 sont modifiées en redéfinissant les termes ζ et p par

$$\zeta = P_p \frac{(1 + k_t)}{2\Delta^*}, \quad (2.13)$$

$$p = (1 - k_t) P \quad (2.14)$$

dans lesquelles k_t est le rapport entre la contrainte de traction à la contrainte de compression, imposé à 0.05 pour obtenir une résistance à la traction isotrope vingt fois inférieure à la résistance à la compression. P_p est la résistance à la compression de la glace comme donnée dans Hibler [1979], équivalent à p tel que défini dans l'équation 2.8, et $P = P_p \frac{\Delta}{\Delta^*}$ est un terme de pression permettant de s'assurer que les contraintes internes sont nulles lorsque les taux de déformation tendent vers zéro [Lemieux et al., 2016]. Finalement, $\Delta^* = \max(\Delta, \Delta_{\min})$ est un terme de déformation, avec $\Delta = \sqrt{D_D^2 + e^{-2}(D_T^2 + D_S^2)}$ une quantification de la déformation de la glace de mer et $\Delta_{\min}$ une déformation pour éviter les singularités de ζ . En pratique, ces modifications ont pour conséquence de modifier les foyers de l'ellipse de charge dans l'espace des contraintes principales, comme l'illustre la courbe bleue de la figure 2.1.

En plus de ces modifications, l'excentricité de l'ellipse de charge est également modifiée, passant de 2 à 1.4, de manière à permettre une plus grande résistance uniaxiale à la traction. Cette modification correspond conceptuellement à la courbe magenta de la figure 2.1.

Pour assurer la convergence du calcul de la rhéologie [Ponsoni and APPLICATE contributors, 2021], chaque itération de la dynamique de la glace de mer contient 920 sous-cycles de calcul de rhéologie, plutôt que 120 comme dans les paramètres standard de LIM3.

2.3 Protocole expérimental

Quatre simulations différentes et indépendantes sont effectuées dans le but d'évaluer l'impact de chacune des nouvelles paramétrisations. Dans une première simulation (GrdOnly) seul l'ancrage est activé. La deuxième simulation (TenOnly) utilise la rhéologie modifiée. La troisième (TenGrd) combine les deux paramétrisations. Enfin, dans la quatrième (Std), aucune des paramétrisations n'est activée. Le tableau 2.1 donne les paramètres qui varient entre les simulations.

Les produits du modèle utilisés dans le présent travail sont la vitesse, la concentration et l'épaisseur effective de la glace de mer. L'épaisseur effective est le rapport entre le volume de glace dans une cellule et l'aire de la cellule, et ne doit pas être confondue avec l'épaisseur moyenne.

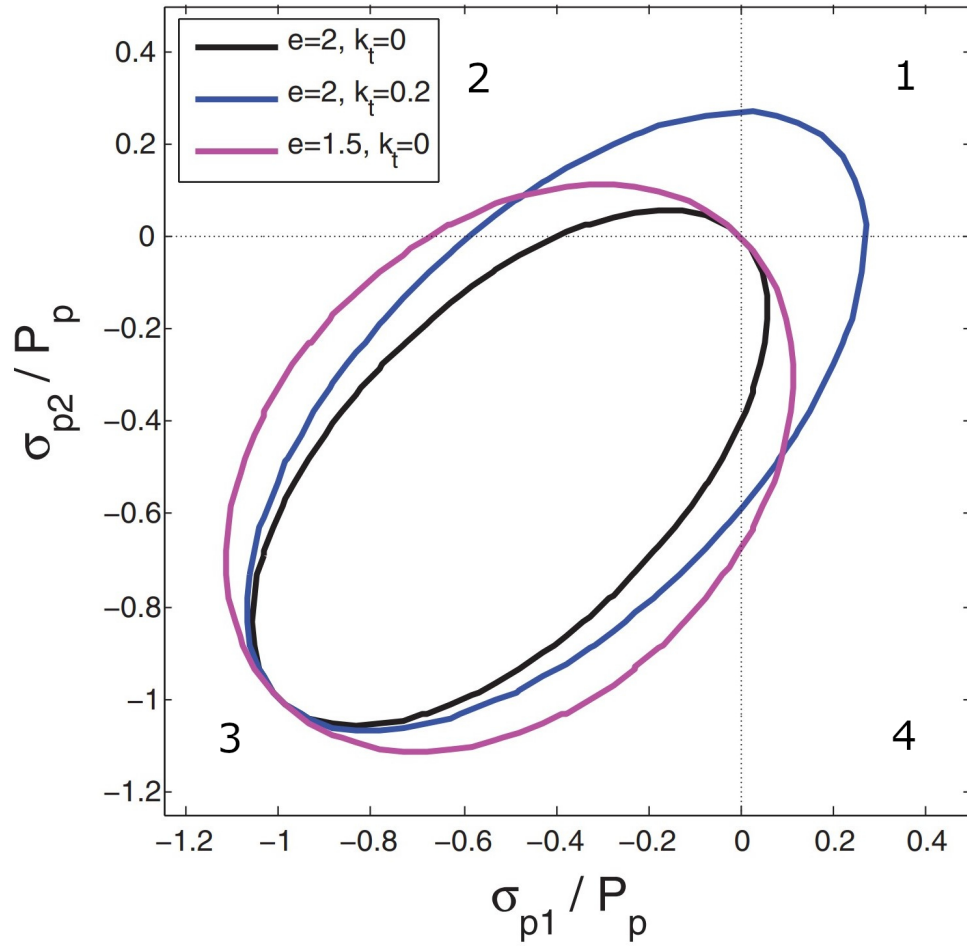


FIGURE 2.1 – Visualisation des courbes de charge dans l’espace des contraintes principales σ_{p1} , σ_{p2} normalisées par rapport à la résistance à la compression P_p pour $e = 2$ et $k_t = 0$ (courbe noire), $e = 2$ et $k_t = 0.2$ (courbe bleue) et $e = 1.5$ et $k_t = 0$ (courbe magenta). Les quadrants sont numérotés comme décrit dans la section 1.1. Seul un k_t positif permet la présence de résistance isotropique à la tension qui, graphiquement, se trouve dans le quadrant 1. Image : [Lemieux et al. \[2016\]](#).

	Std	GrdOnly	TenOnly	TenGrd
e	2	2	1.4	1.4
k_t	0	0	0.05	0.05
k_1	NA	8.2	NA	8.2
k_2 [Nm ⁻³]	NA	15	NA	15

TABLE 2.1 – Valeurs des paramètres selon les simulations. NA : le paramètre ne s’applique pas dans la simulation.

	Arctique	Antarctique
Épaisseur moyenne de glace [m]	3	1
Concentration de glace de mer [%]	90	90
Température neige et glace [°C]	-3.15	-3.15
Salinité [g/kg]	6.3	6.3
Épaisseur de neige [m]	0.30	0.30

TABLE 2.2 – Paramètres d’initialisation de la glace de mer.

L’épaisseur moyenne de la glace de mer est le rapport entre le volume de glace et l’aire de glace simulée dans une cellule. Nous utilisons l’épaisseur effective à la place de l’épaisseur de glace simulée pour plusieurs raisons : l’épaisseur effective est la variable utilisée pour la formulation de la résistance de la glace dans LIM3 et elle explique mieux les relations physiques entre la dynamique et la thermodynamique de la glace que ne le fait l’épaisseur simulée [Docquier et al., 2017]. De plus, l’épaisseur moyenne cumule les incertitudes sur le volume simulé et l’aire de glace simulée et est difficilement interprétable lorsque l’aire de glace tend vers zéro.

Les simulations sont globales, de 78°S à 90°N sur une grille tripolaire ORCA [Madec and Imbard, 1996], dont la résolution horizontale est de 1°. Dans la région étudiée (bassin arctique), cela correspond à une résolution d’environ 46 kilomètres. Selon la verticale, l’océan est divisé en 75 couches dont l’épaisseur varie avec la profondeur, de 1 m en surface à 400 m au voisinage des fonds-marins. Le pas de temps du modèle océanique est de 1h, tandis que celui du modèle de glace de mer est de 6 heures.

Les quatre simulations s’étendent entre le premier janvier 1958 et le 31 décembre 2015. Seules les 37 dernières années sont analysées afin de permettre aux propriétés de l’océan et de la glace de mer de s’être stabilisées, et car les observations dont nous disposons couvrent uniquement cette période.

Initialisation

Les simulations sont initialisées avec un océan au repos et une distribution tridimensionnelle de température et de salinité telle que fournie par le World Ocean Atlas 2013 (WOA13) [Locarnini et al., 2013; Zweng et al., 2013]. Les régions pour lesquelles la température de surface de l’océan est moins de 2°C supérieure à la température de congélation de l’eau de mer sont considérées comme couvertes de glace. L’épaisseur de la glace est distribuée suivant une loi gaussienne dont la moyenne est donnée dans la table 2.2 aux côtés des autres paramètres d’initialisation de la glace de mer.

Forçages atmosphériques

Les forçages atmosphériques proviennent de la version 5.2 du Drakkar Forcing Set (DFS) [Dussin et al., 2016], qui se base sur la réanalyse atmosphérique ERA-Interim [Brodeau et al., 2010; Berrisford et al., 2011]. Le set comporte les composantes zonale et méridienne de la vitesse du vent à 10 m, l’humidité spécifique de l’air et sa température à 2 m, les flux de rayonnement solaire et

infrarouge descendants, ainsi que les précipitations totales et solides sur une grille d'à peu près 0.7° de côté et d'incrément temporel de 3 heures [Dussin et al., 2016].

Les flux de surface sont déterminés en appliquant la méthodologie CORE2 [Griffies et al., 2009].

Forçages hydrologiques

Le forçage hydrologique du modèle contient les flux d'eau douce en provenance des fleuves et des glaciers. Le flux d'eau douce associé au ruissellement au nord du 60-ième parallèle Sud est tiré de Dai and Trenberth [2002]. Le flux d'eau douce issu de la fonte des icebergs dans l'océan Austral (sud du 60-ième parallèle Sud) est prescrit selon Depoorter et al. [2013] et Merino et al. [2016].

La salinité de surface de l'océan est rappelée aux valeurs observées du WOA13 pour éviter toute dérive du modèle. La constante de rappel, qui correspond à un temps de relaxation de 300 jours en eau libre pour une couche de mélange de 50 mètres d'épaisseur, diminue proportionnellement à la concentration de la glace de mer.

Chapitre 3

Résultats

3.1 Validation du modèle TenGrd

3.1.1 Données de validation

ECCC

Les données de validation de la glace de rive ont été fournies par Environnement Changement Climatique Canada (ECCC) dans le cadre d’une collaboration. Nous désignons ce set de données par l’acronyme ECCC dans la suite du document. ECCC est un produit dérivé des cartes hebdomadaires de glace de mer du NIC (National Ice Center) [[U.S. National Ice Center, 2020](#)], elles-mêmes constituées grâce à l’interprétation de données satellitaires, météorologiques et océaniques par des experts du domaine [[Dedrick et al., 2001](#)]. Ce set de données couvre la période 2006 – 2017. Dans nos simulations, une cellule est considérée étant couverte de glace de rive si la moyenne glissante de la vitesse de la banquise sur une période de deux semaines est inférieure à 5 mm/s. Les observations de la glace de rive ne correspondent donc pas immédiatement à la glace de rive représentée dans le modèle.

NSIDC

Trois sets de données proviennent du National Snow & Ice Data Center (NSIDC). Les deux premiers, NSIDC0079 et NSIDC0051, correspondent à des données d’observation de la concentration en glace de mer. Les observations sont issues d’un même ensemble de capteurs micro-ondes, le SMMR sur le satellite Nimbus-7, SSM/I des satellites DMSP-F8,-F11 et -F13 et SSMIS du satellite DMSP-F17, mais traitées par deux algorithmes distincts : AMSR-E Bootstrap [[Comiso, 2017](#)] pour NSIDC0079 et NASA Team [[Cavalieri et al., 1996](#)] pour NSIDC0051. A cause de l’inclinaison des satellites utilisés, les latitudes supérieures à 87.2°N pour NSIDC0079 et 84.5°N pour NSIDC0051 n’ont pas pu être continuellement observées. La région du pôle pour laquelle il n’y a pas de données est désignée par le nom de trou arctique ; par souci d’homogénéité, nous considérons que le trou arctique s’étend de 84°N jusqu’au pôle Nord. Ces données possèdent une résolution temporelle mensuelle des sets et une résolution spatiale de 25 kilomètres. Le troisième set de données du NSIDC est le set NSIDC0116, qui contient des données de vitesse de dérive de la glace de mer issues du radiomètre AVHRR, des flotteurs IABP et des réanalyses NCEP/NCAR. Les données des radiomètres AMSR-E, SMMR, SSMI/S ont été utilisées pour déterminer les zones de glace. Ces données ont une résolution temporelle journalière et une résolution spatiale de 25 kilomètres [[Tschudi et al., 2019](#)]. Les trois sets de données du NSIDC couvrent la période s’étendant de fin 1978 à fin 2020.

OSI-450

Les données de validation OSI-450 [OSI SAF, 2017] sont fournies par l’Organisation Européenne pour l’Exploitation des Satellites Météorologiques (EUMETSAT). Ces données sont une réanalyse de la concentration journalière de la glace de mer, basée sur des observations de capteur micro-ondes SMMR, SSM/I et SSMIS embarqués sur des satellites, utilisant l’algorithme SICCI2LF [Lavergne et al., 2016]. Leur résolution spatiale est de 25 kilomètres. Elles couvrent la période allant de 1979 à 2015.

PIOMAS

Les données PIOMAS [Schweiger et al., 2011] sont fournies par le Polar Science Center de l’Université de Washington. Le set est une réanalyse du volume de glace de mer arctique basée sur le modèle de Zhang and Rothrock [2003] dans lequel ont été assimilées les données NISE [Brodzik and Stewart, 2016]. Les données de PIOMAS s’étendent de 45°N à 90°N et de 1979 jusqu’à 2017, et leur résolution temporelle est d’un mois. Elles sont disponibles sous forme d’une série temporelle du volume total de glace de mer en Arctique ainsi que sous la forme d’une distribution spatiale du volume de la glace de mer. L’épaisseur effective de la glace de mer dans PIOMAS est évaluée en calculant le quotient du volume de glace dans une cellule par la superficie de la cellule.

3.1.2 Simulation de la glace de rive

Comme nous pouvons le voir à la figure 3.1, la distribution spatiale de la durée moyenne de résidence de la glace de rive telle que simulée dans TenGrd est proche de celle observée dans le bassin arctique. La durée de résidence de la glace de rive est le nombre cumulé de jours durant lesquels de la glace de rive est identifiée dans une région. La glace de rive est mieux représentée dans les régions où sa durée de résidence est longue. C’est le cas dans la mer de Laptev, dans la mer de Sibérie orientale et dans l’archipel arctique. Des différences locales sont néanmoins observées. En particulier, le modèle surestime la durée de résidence et l’étendue de la glace de rive. Cela s’observe en particulier dans la mer des Tchoukches, où il n’y a pas de glace de rive selon le set ECCC, et dans une moindre mesure au nord de l’archipel arctique. Cela peut en partie s’expliquer par la différence de résolution temporelle entre le modèle (résolution journalière) et les données ECCC (résolution hebdomadaire). Dans la mer de Kara, la durée de résidence de la glace de rive est sous-estimée d’environ un mois. C’est également le cas dans le golfe de l’Ob. La mer de Kara et le golfe de l’Ob ont des concentrations en sel relativement faibles à cause des fleuves qui s’y déversent. Vancoppenolle et al. [2009] fait l’hypothèse que LIM3 représente mal les flux d’eau douce associés aux ruissellement des rivières. Comme le mentionne Thonner [2016], ces flux sont en mesure d’adoucir l’eau de mer et d’augmenter sa température de congélation, favorisant la formation de la glace de mer. Leur mauvaise représentation est en mesure d’expliquer les différences entre la simulation et les données de validation. Enfin, le modèle ne permet pas de simuler de glace de rive le long de la côte est du Groenland ni dans la baie de Baffin. Cela est dû à sa faible résolution, qui ne permet pas de résoudre la bathymétrie locale ou le trait de côte.

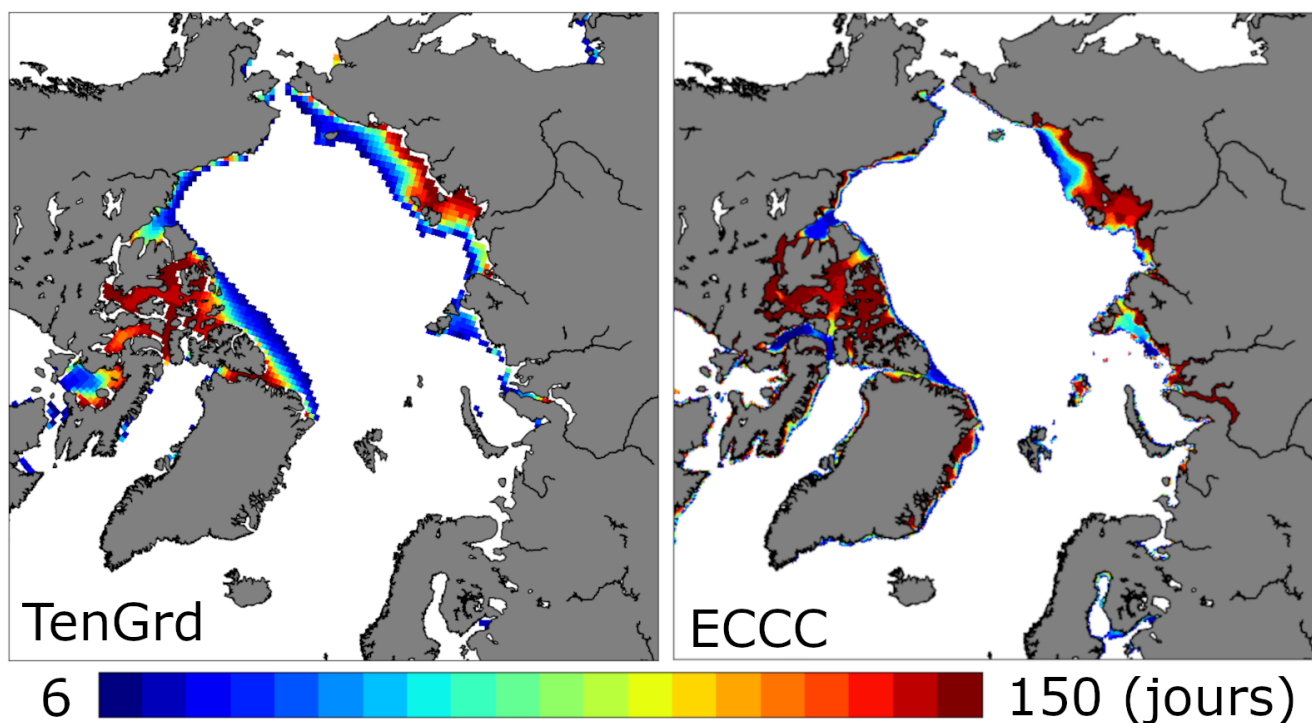


FIGURE 3.1 – Durée de résidence de la glace de rive entre janvier et mai moyennée de 2006 à 2017 dans la simulation TenGrd (gauche) et dans le set ECCC (droite). Les zones de glace de rive qui en moyenne cumulent moins de 6 jours de présence ne sont pas représentées.

3.1.3 Simulation des caractéristiques générales de la banquise

Étendue et aire de la glace de mer

La climatologie d'une variable correspond à son évolution-type au cours d'une année. Comme les climatologies de l'aire et de l'étendue de glace de mer dans le set NSIDC0079 sont comprises entre celles de OSI450 et NSIDC0051 et que leurs évolutions sont fort semblables les unes aux autres (voir figure 3.3), seules les cartes de concentration issues de NSIDC0079 sont illustrées au côté des résultats de TenGrd.

Comme l'illustre la figure 3.2, la distribution spatiale de la concentration de glace de mer simulée est similaire aux données de validation. En hiver, les écarts les plus importants sont observés en mer du Groenland, où le front de la banquise, c'est-à-dire la limite de la zone dont la superficie est couverte à plus de 15% de glace de mer, s'avance plus loin dans la simulation que dans les sets de validation. La concentration de la glace est plus élevée dans la simulation au nord de la mer du Labrador et moins près des côtes eurasiennes par rapport aux observations. Le front de glace dans la mer de Barents est particulièrement bien représenté. En été en revanche, le front de glace de mer simulé est trop au nord le long de la côte du Groenland et trop au sud au niveau des mers de Beaufort et des Tchouktches.

La figure 3.3 montre les cycles saisonniers moyens de l'étendue et de l'aire de la glace de mer arctique (à l'exception du trou arctique) simulés par le modèle et déduits des sets NSIDC0051, NSIDC0079 et OSI-SAF-450. Nous notons une bonne correspondance. Toutefois, la fonte des glaces

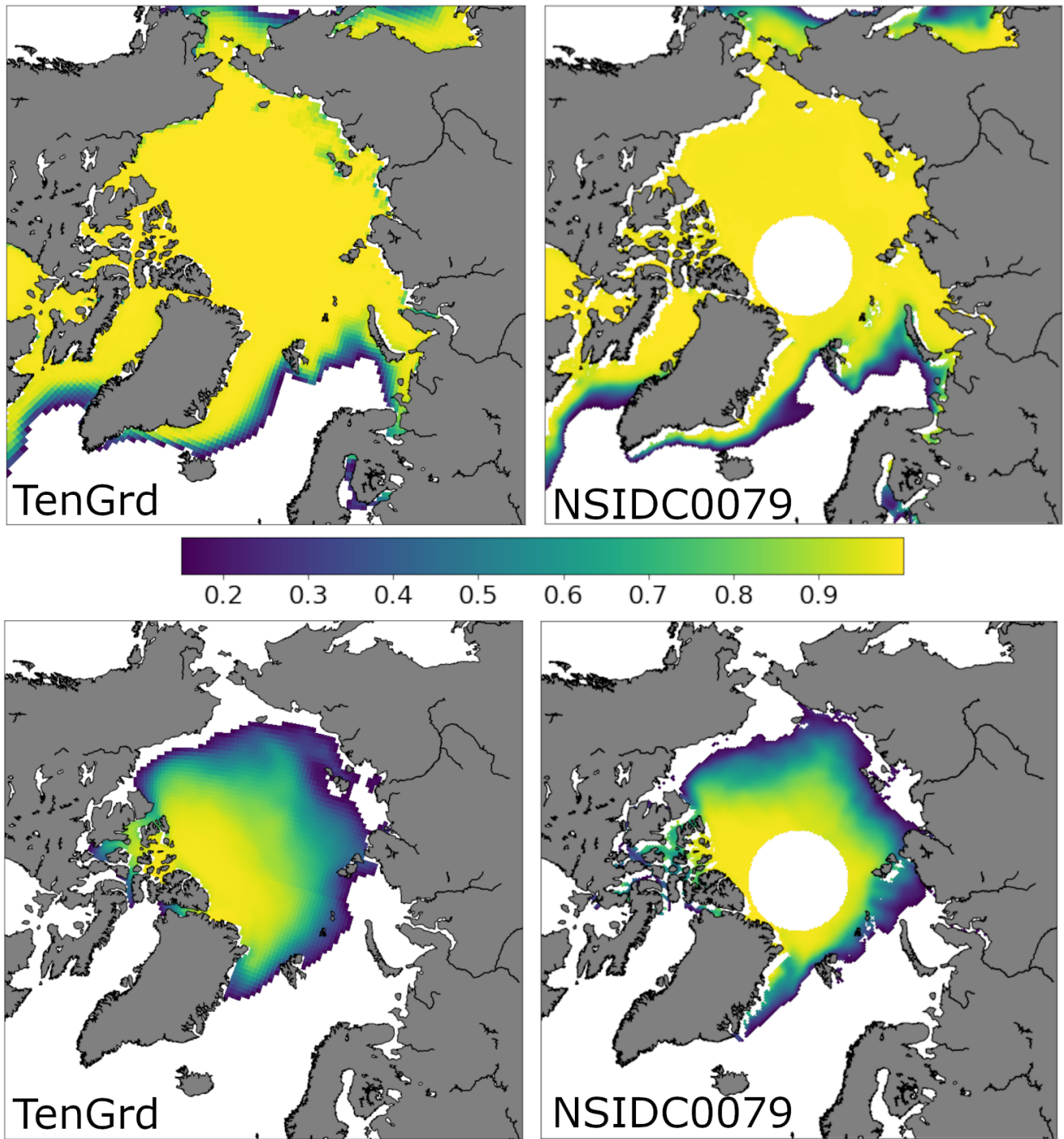


FIGURE 3.2 – Concentrations de la glace de mer moyennées entre 1979 et 2015, en mars (haut) et en septembre (bas), dans la simulation TenGrd (gauche) et les données NSIDC0079 (droite). Le trou arctique est laissé blanc.

est accélérée dans la simulation. Cette accélération est un biais connu de LIM3 (voir, par exemple, [Vancoppenolle et al. \[2009\]](#)). A cause de cela, le minimum d'étendue de la banquise se situe en août dans notre simulation plutôt qu'en septembre dans les données de validation.

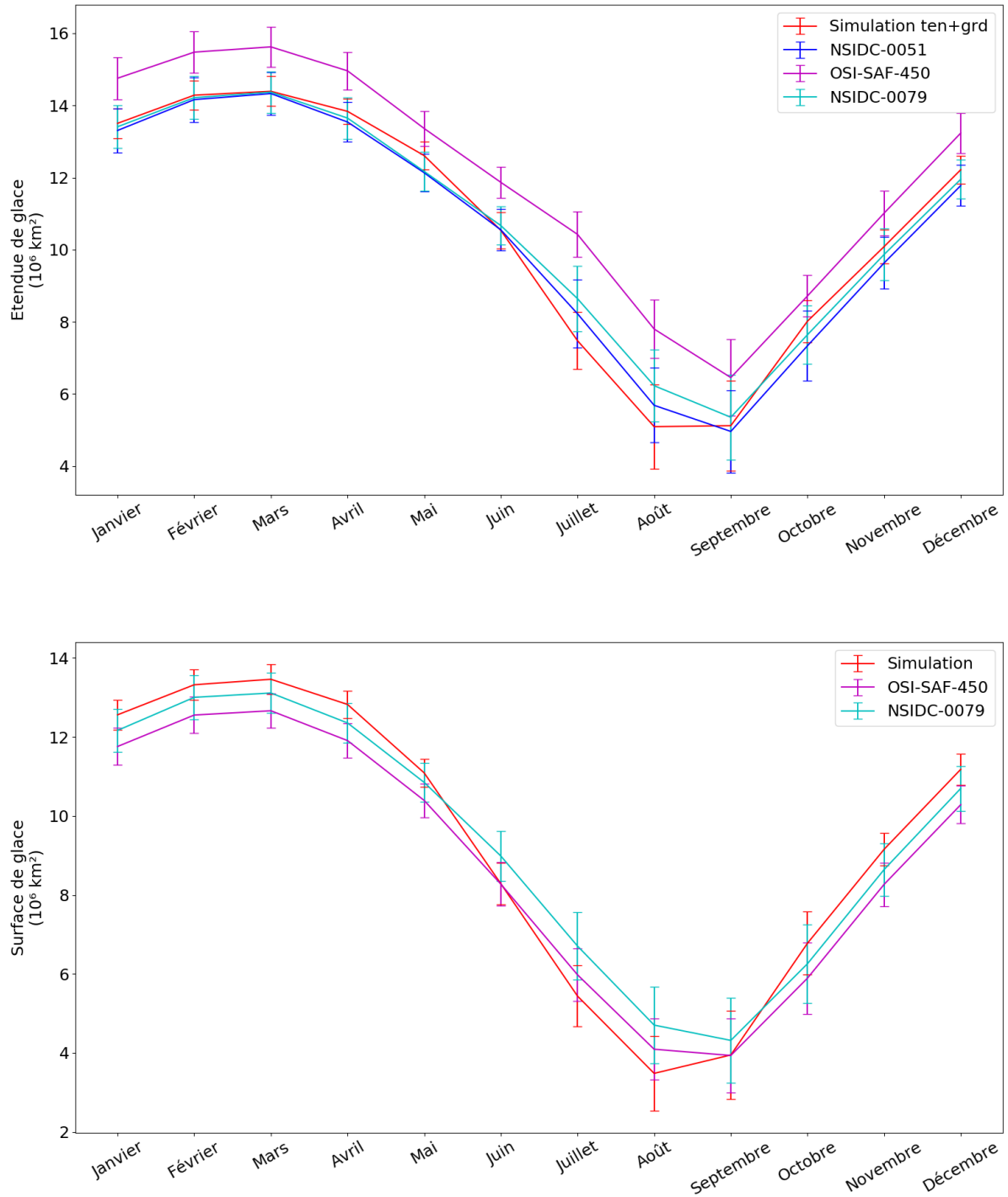


FIGURE 3.3 – Comparaison entre les cycles annuels moyens de janvier 1979 à décembre 2015 de l'étendue (haut) et de l'aire (bas) de glace de mer de la simulation TenGrd et des sets de validation. Les valeurs sont intégrées de l'équateur à 84°N . Les barres donnent l'écart type.

Les anomalies d'étendue et d'aire de la glace de mer, c'est-à-dire les différences entre la valeur de l'étendue et de l'aire de la banquise et leur valeur, moyennée sur la période d'étude, au même

moment de l'année, dérivées des observations sont fortement corrélées à celles obtenues dans la simulation (voir table 3.1). Les anomalies sont du même ordre de grandeur dans les deux cas (graphes non montré).

Set	Coefficient de corrélation (sie)	Coefficient de corrélation (sia)
NSIDC-0051	0.89	NA
OSI-SAF-450	0.84	0.91
NSIDC-0079	0.90	0.93

TABLE 3.1 – Coefficients de corrélation entre les sets de validation et la simulation TenGrd pour l'évolution entre janvier 1979 et décembre 2015 de l'étendue (sie) et de l'aire (sia) de glace de mer dans l'hémisphère Nord à l'exception du trou arctique.

Comme le montre la table 3.2, les tendances générales de l'évolution multiannuelle de l'étendue et de l'aire de la banquise, évaluée grâce à une régression linéaire, sont représentées correctement également.

Set	Tendance de l'étendue de la banquise $10^6 \text{ km}^2 \text{ décennie}^{-1}$	Tendance de la surface de la banquise $10^6 \text{ km}^2 \text{ décennie}^{-1}$
TenGrd	-0.417	-0.412
NSIDC-0051	-0.554	NA
OSI-SAF-450	-0.500	-0.474
NSIDC-0079	-0.561	-0.548

TABLE 3.2 – Coefficients de régression linéaire de l'évolution de l'étendue et de l'aire de glace de mer dans l'hémisphère Nord à l'exception du trou arctique entre janvier 1979 et décembre 2015.

Vitesse de la glace de mer

Les vitesses de dérive de la glace de mer dans la simulation TenGrd sont dans l'ensemble correctement simulées dans tout le bassin arctique. La figure 3.4 compare la simulation TenGrd avec les données de validation NSIDC0116. Les principaux processus de transport, comme la gyre de Beaufort et la dérive transpolaire, peuvent y être observés.

En hiver, les ordres de grandeur des vitesses simulées et observées sont comparables. En été toutefois, les vitesses simulées au sud de la gyre de Beaufort sont trop importantes. Lorsque la concentration de la glace de mer est inférieure à 80%, celle-ci dérive plus ou moins librement sous l'action des vents et des courants océaniques de surface, et les tensions internes sont quasi nulles [Leppäranta, 2005]. En été toujours, la dérive transpolaire s'étend à l'est du Svalbard dans la simulation, au lieu d'être canalisée dans le détroit de Fram. A nouveau, les faibles concentrations en glace de mer suggèrent que ce sont les forçages atmosphériques qui sont responsables de la mauvaise représentation de l'orientation des vitesses de dérive.

Épaisseur effective et volume de la glace de mer

Comme le montre la figure 3.5, qui compare la simulation TenGrd aux données de validation PIOMAS, la distribution de l'épaisseur effective de la banquise dans le bassin arctique est en

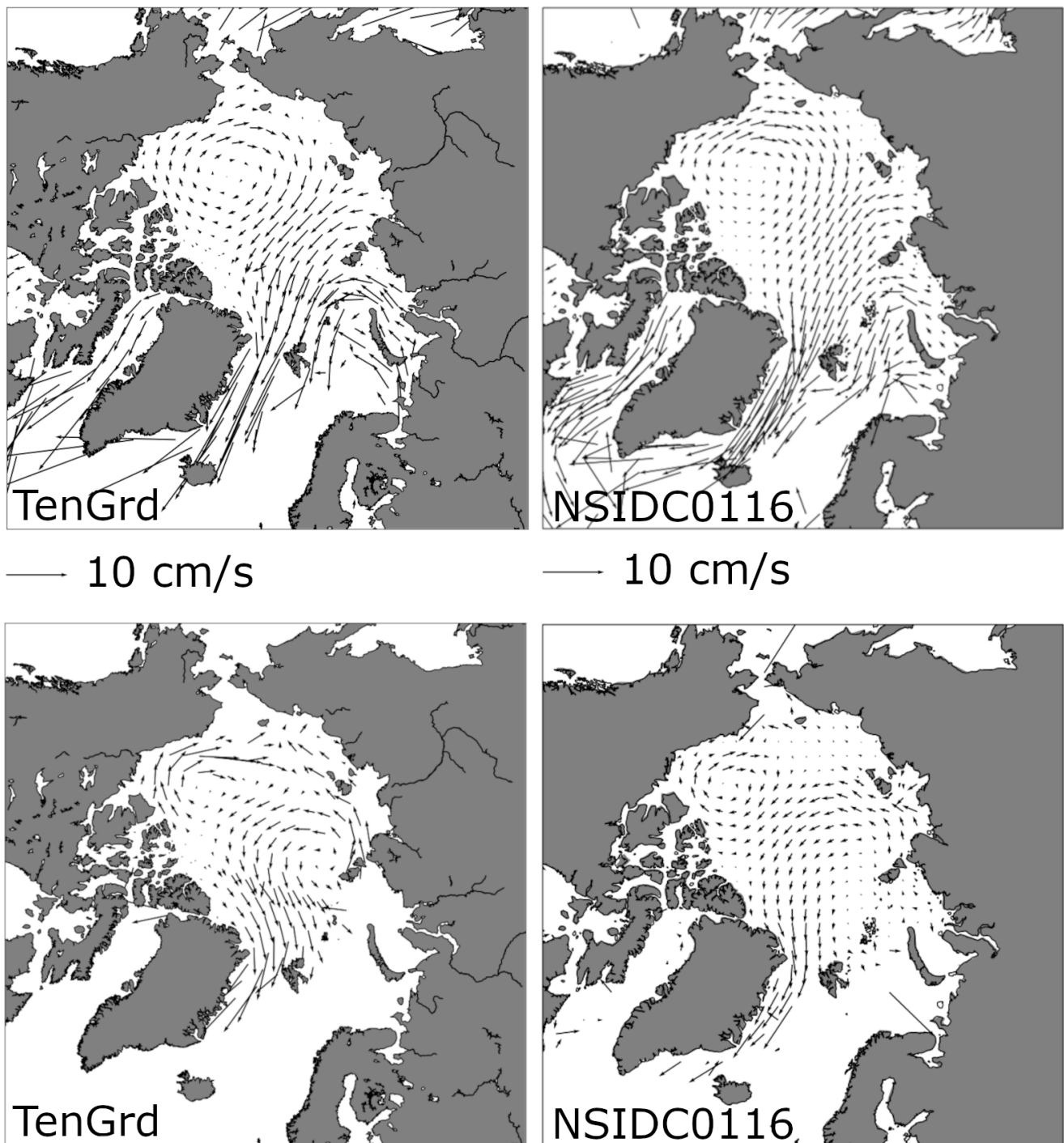


FIGURE 3.4 – Vitesses moyennes, calculées entre 1979 et 2015, de la glace de mer dans la simulation TenGrd (gauche) et dans les données NSIDC0116 (droite) en mars (haut) et septembre (bas). Les régions pour lesquelles chaque composantes de la vitesse est inférieure à 1 mm/s ont été masquées.

bon accord avec celle déduite de la réanalyse PIOMAS. Au nord du Groenland toutefois, l'épaisseur effective simulée est largement plus importante que dans PIOMAS, et ce en hiver comme en été.

L'évolution temporelle de l'épaisseur de la banquise peut être évaluée au travers de l'évolution temporelle du volume de glace de mer. Comme le montre la figure 3.6, la climatologie du volume

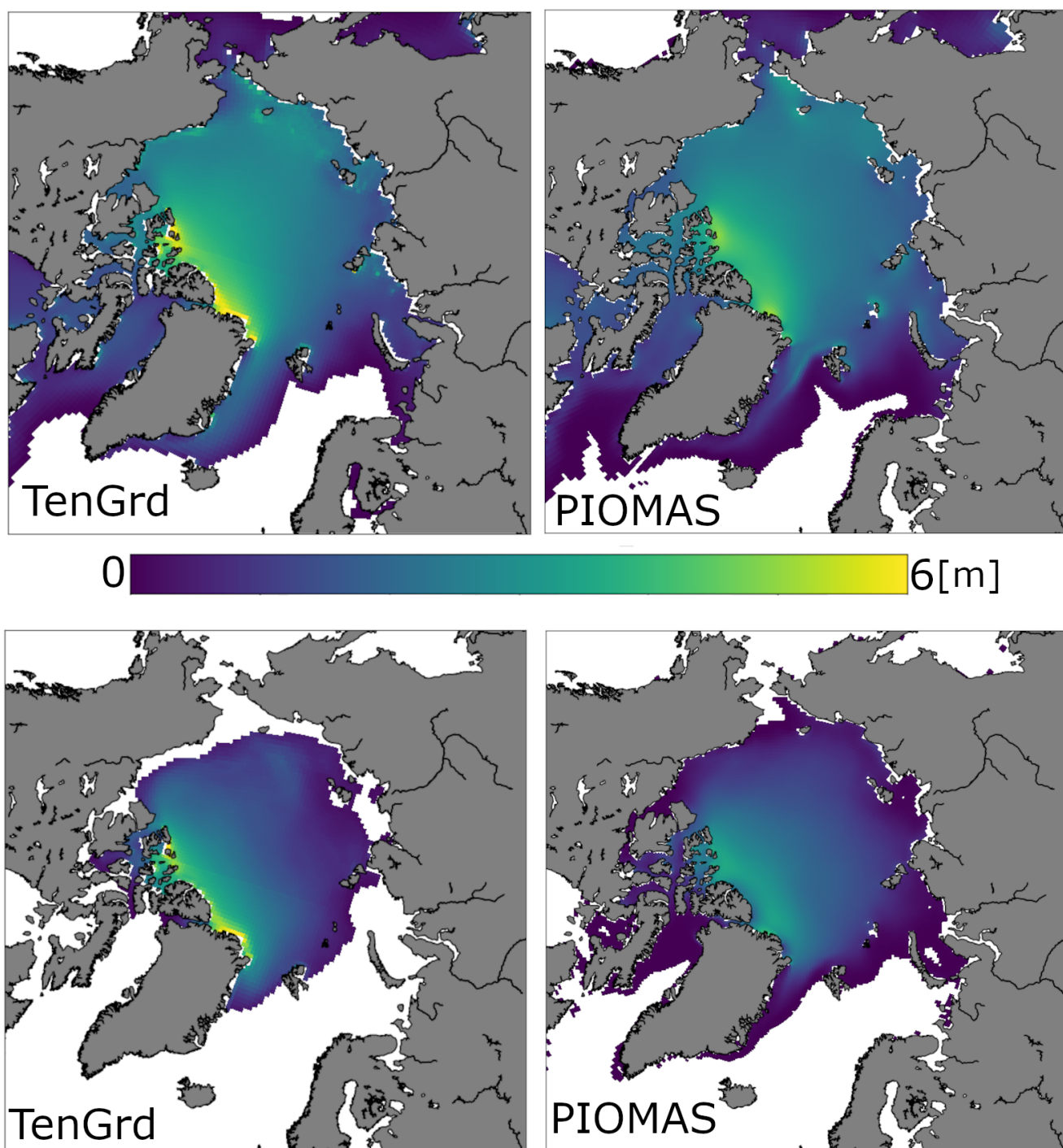


FIGURE 3.5 – Épaisseurs effectives moyennes, entre 1979 et 2015, en mars (haut) et septembre (bas) de la glace de mer dans la simulation TenGrd (gauche) et les données de validation PIOMAS (droite). Les régions où l'épaisseur effective de la banquise est inférieure à 1 mm ont été masquées.

de glace de mer simulé par TenGrd est en bon accord avec celle déduite de PIOMAS. La tendance générale sur la période étudiée est elle aussi du même ordre (voire table 3.3) tandis que les anomalies sont fortement corrélées (coefficient de corrélation de 0.93 sur la période étudiée).

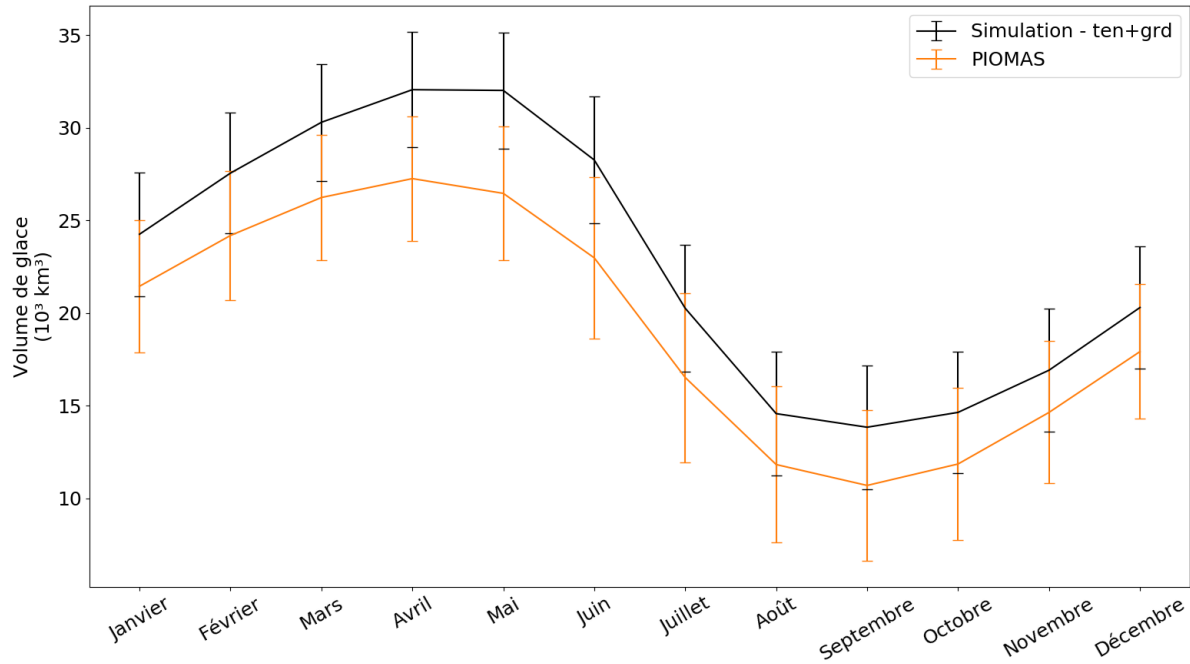


FIGURE 3.6 – Cycle annuel moyen du volume de glace de mer dans l’hémisphère Nord à l’exception du trou arctique, entre janvier 1979 et décembre 2015, dans la simulation TenGrd et les données de validation PIOMAS. Les barres donnent l’écart type.

Set	Tendance du volume de la banquise $10^3 \text{ km}^3 \text{ décennie}^{-1}$
TenGrd	-2.690
PIOMAS	-3.030

TABLE 3.3 – Coefficients de régression linéaire de l’évolution du volume de glace de mer dans l’hémisphère Nord à l’exception du trou arctique entre janvier 1979 et décembre 2015.

Conclusion quant aux respect des caractéristiques générales de la banquise

La comparaison des résultats de la simulation TenGrd à différents sets de validation ne présente pas de comportements aberrants de la banquise. Spatialement comme temporellement, la simulation est raisonnablement proche des sets de validation et les caractéristiques principales de la glace de mer sont bien représentées.

3.2 Impact général de la glace de rive sur la banquise arctique

3.2.1 Impact des paramétrisations sur la représentation de glace de rive

Les paramétrisations affectent la représentation de la glace de rive de manières très différente, comme l’illustre la figure 3.7 qui représente la distribution de la durée moyenne de résidence de la glace de rive dans chacune des quatre simulations (TenGrd, TenOnly, GrdOnly et Std). L’ancrage des quilles de glace est le processus le plus influent sur la présence de glace de rive le long des

côtes eurasiennes et sa durée de présence. La modification de la rhéologie a un impact moindre, augmentant l'extension de la glace de rive au nord du Groenland, dans l'archipel arctique et en mer de Beaufort. Dans l'archipel arctique et le bassin de Foxe, chacune des paramétrisations augmente la durée de résidence de la glace de rive mais la simulation Std est déjà en mesure de la simuler grâce à sa rhéologie comme le montre [Dumont et al. \[2009\]](#).

L'ancrage a un impact prépondérant au large de l'Eurasie. Néanmoins, la simulation TenOnly présente une nette augmentation de la présence de glace de rive dans la région par rapport à la simulation Std. Lorsque les deux paramétrisations sont activées, la glace de rive en mer de Sibérie orientale voit son front s'éloigner des côtes et la durée de résidence de la glace de rive augmenter. De la glace de rive est également simulée jusque dans la mer des Tchouktches jusqu'à l'île Wrangel dans la simulation TenGrd. Ce phénomène est non linéaire puisqu'aucune des autres simulations ne prédit la présence de glace de rive en quantité appréciable dans la région. La simulation GrdOnly simule une quantité marginale de glace de rive au nord de l'île Wrangel. Une explication pour la non-linéarité est présentée dans la section [4.3](#).

En mer de Kara, l'ancrage est également prépondérant pour expliquer la formation de glace de rive, bien que la simulation TenOnly améliore aussi sa représentation. Encore une fois, la combinaison des deux paramétrisations augmente à la fois l'étendue de la glace de rive et sa durée de résidence dans la région. Ce résultat est particulièrement intrigant parce que la mer de Kara est connue pour être une zone où la glace de rive se forme essentiellement grâce à la résistance de la banquise à la traction isotrope, en s'arc-boutant contre les côtes pour retenir la banquise [[Lemieux et al., 2016](#)]. De plus, l'essentiel du plancher marin de la mer de Kara est trop profond pour que la paramétrisation de l'ancrage de quilles de glace s'active, ne laissant que très peu de cellules développer de la glace de rive par ancrage basal.

Au nord du Groenland et de l'archipel arctique, ainsi que le long des côtes en mer de Beaufort, la modification de la rhéologie est responsable de l'augmentation de la superficie de la zone de la glace de rive par rapport à la simulation Std. La simulation GrdOnly montre que l'ancrage n'a pas d'impact sur la présence de la glace de rive dans la région, pas même lorsque combinée à la modification de la rhéologie dans la simulation TenGrd.

3.2.2 Impact des paramétrisations sur les caractéristiques générales de la banquise

Vitesse de la glace de mer

Les figures [3.8](#) et [3.9](#) présentent le champ de vitesse de dérive de la glace de mer tel que simulé dans TenGrd, ainsi que les différences entre ce champ et ceux des vitesses issues des trois autres simulations. Ces figures permettent de déterminer l'impact qu'ont les paramétrisations sur la simulation TenGrd : TenGrd-Std illustre l'impact de l'introduction des deux paramétrisations, TenGrd-TenOnly illustre l'impact de l'ancrage et TenGrd-GrdOnly illustre l'impact de la modification de la rhéologie. L'inclusion de l'ancrage a un impact globalement négligeable sur la vitesse de dérive de la glace, ce qui est attendu puisque ce processus n'est activé que dans une part mineure du bassin. En mer de Sibérie orientale et en mer des Tchouktches, les frottements basaux ont un impact plus important, ralentissant les vitesses de dérive de la banquise dans la simulation TenGrd

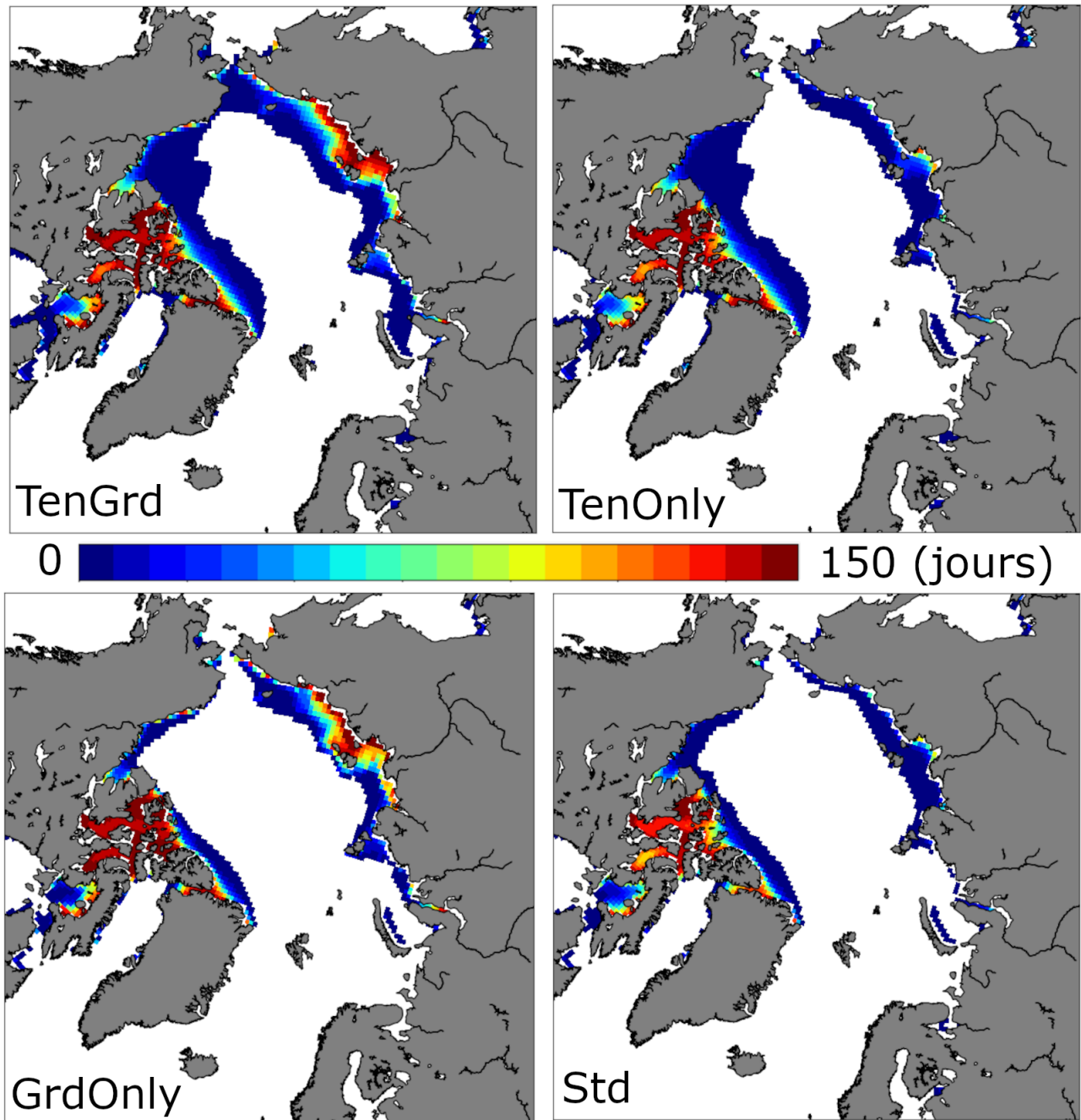


FIGURE 3.7 – Durée de résidence de la glace de rive entre janvier et mai, moyennée entre 2006 et 2017, dans la simulation TenGrd (gauche, haut), TenOnly (droite, haut), GrdOnly (gauche, bas) et standard (droite, bas).

et GrdOnly là où elles simulent de la glace de rive. C'est également attendu car les processus dynamiques, et en particulier la dérive de la glace, sont très faibles dans les régions où il y a de la glace de rive.

En revanche, nous constatons que la modification de la rhéologie a un impact majeur sur la circulation de la glace de mer. En hiver comme en été, la modification de la rhéologie a pour conséquence de diminuer la vitesse de dérive de la banquise d'approximativement 1 cm/s (10%) dans

tout la bassin arctique ; la raison de cette variation est discutée dans la section 4.1 Les différences des champs de vitesse entre la simulation Std et TenGrd dépendent donc essentiellement de la rhéologie.

Concentration, étendue et surface de banquise

Les figures 3.10 et 3.11 illustrent la distribution géographique de la concentration de la glace de mer dans le bassin arctique telle que simulée dans TenGrd ainsi que les différences entre les concentrations simulées par TenGrd et les concentration obtenues dans les autres simulations.

La figure 3.10 montre qu'en hiver, la paramétrisation qui permet l'ancrage diminue la concentration de la glace de mer en mer de Sibérie orientale, près des côtes dans la mer de Laptev et au sud du Svalbard. La modification de la rhéologie augmente légèrement la concentration de la glace de mer en mer de Barents mais la diminue sensiblement au voisinage du front de glace dans la mer du Groenland. Globalement, l'activation des nouvelles paramétrisations n'a qu'un faible impact sur la concentration de la glace de mer dans l'ensemble du bassin arctique en hiver. Ce comportement était attendu car la concentration est presque maximale durant cette période de l'année.

En été, en revanche, l'impact des deux paramétrisations est important. Comme l'illustre la figure 3.11, la modification de la rhéologie augmente de manière importante la concentration de la glace de mer au nord du Svalbard et de manière générale du côté de l'Eurasie, et diminue cette concentration près du front de la glace en mer du Groenland, en mer de Beaufort et au sud de l'archipel arctique.

L'ancrage a, quant à lui, en été, un impact extrêmement important en mer de Sibérie orientale et plus léger en mer de Laptev. Près du continent, la simulation GrdOnly présente en effet des concentrations de glace de mer plus importantes, mais présente un déficit de concentration de plus de 20% à l'est des îles de Nouvelle-Sibérie.

Comme le montrent les tables 3.4 et 3.5, les climatologies de l'étendue de l'aire de la banquise dans l'hémisphère Nord ne varient pas significativement entre les simulations. Leurs anomalies sont du même ordre de grandeur et leurs tendances presque identiques (non représenté).

Simulation	Minimum [10 ⁶ km ²]	Maximum [10 ⁶ km ²]	Écart-type au minimum [10 ⁶ km ²]	Écart-type au maximum [10 ⁶ km ²]
TenGrd	6.548	15.894	1.231	0.412
TenOnly	6.766	15.930	1.144	0.416
GrdOnly	6.303	15.923	1.248	0.430
Standard	6.549	15.954	1.166	0.435

TABLE 3.4 – Valeurs mensuelles moyennes minimales et maximales de l'étendue de la banquise dans l'hémisphère nord, entre janvier 1979 et décembre 2015, dans les quatre simulations. Le minimum est systématiquement en août et le maximum en mars.

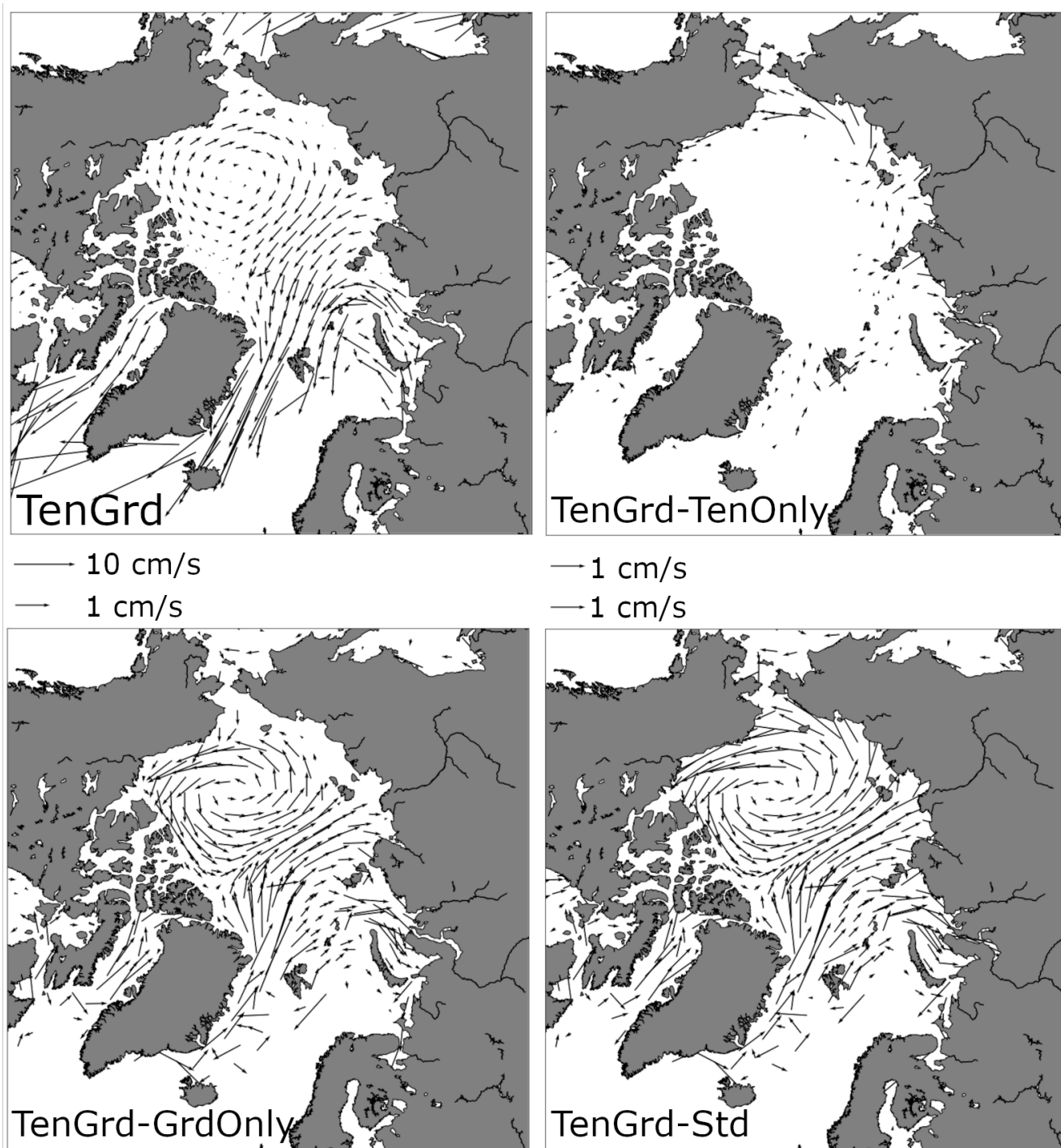


FIGURE 3.8 – Vitesses de dérive de la banquise en mars, moyennée de 1979 à 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différence entre les vitesses de dérive de la banquise en mars, moyennées de 1979 à 2015, dans la simulation TenGrd et les simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions pour lesquelles la concentration de glace est inférieure à 15% ainsi que les régions pour lesquelles chaque composantes de la vitesse, ou de la différence de vitesses, est inférieure à 1 mm/s ont été masquées.

Épaisseur et volume de glace de mer

Les figures 3.12 et 3.13 présentent la distribution de l'épaisseur effective de la glace de mer dans le bassin arctique simulée dans TenGrd et les différences entre les épaisseurs effectives simulées par

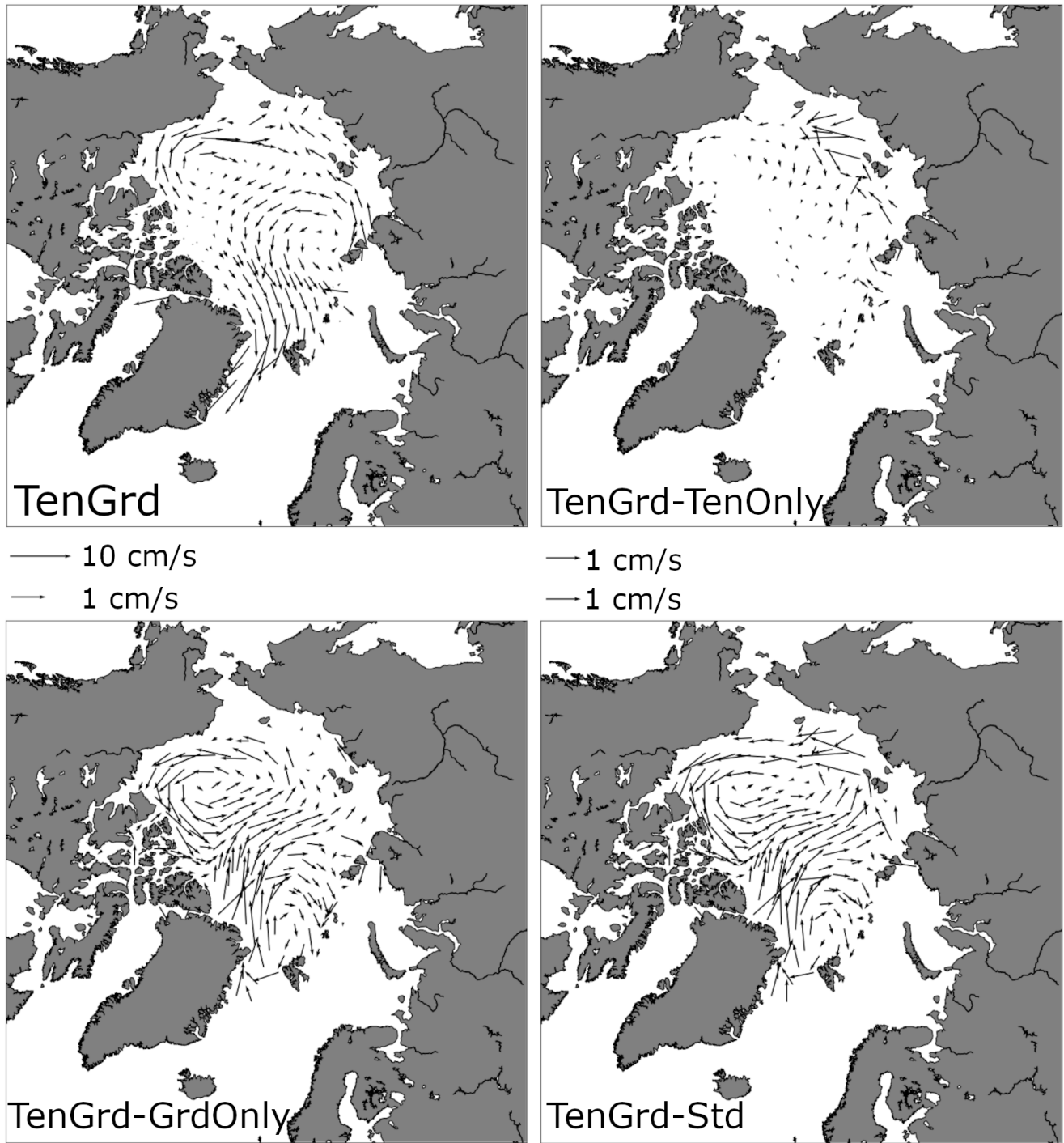


FIGURE 3.9 – Vitesses de dérive de la banquise en septembre, moyennée de 1979 à 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différence entre les vitesses de dérive de la banquise en septembre, moyennées de 1979 à 2015, dans la simulation TenGrd et les simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions pour lesquelles la concentration de glace est inférieure à 15% ainsi que les régions pour lesquelles chaque composantes de la vitesse, ou de la différence de vitesses, est inférieure à 1 mm/s ont été masquées.

TenGrd et les épaisseurs effectives obtenues dans les trois autres simulations.

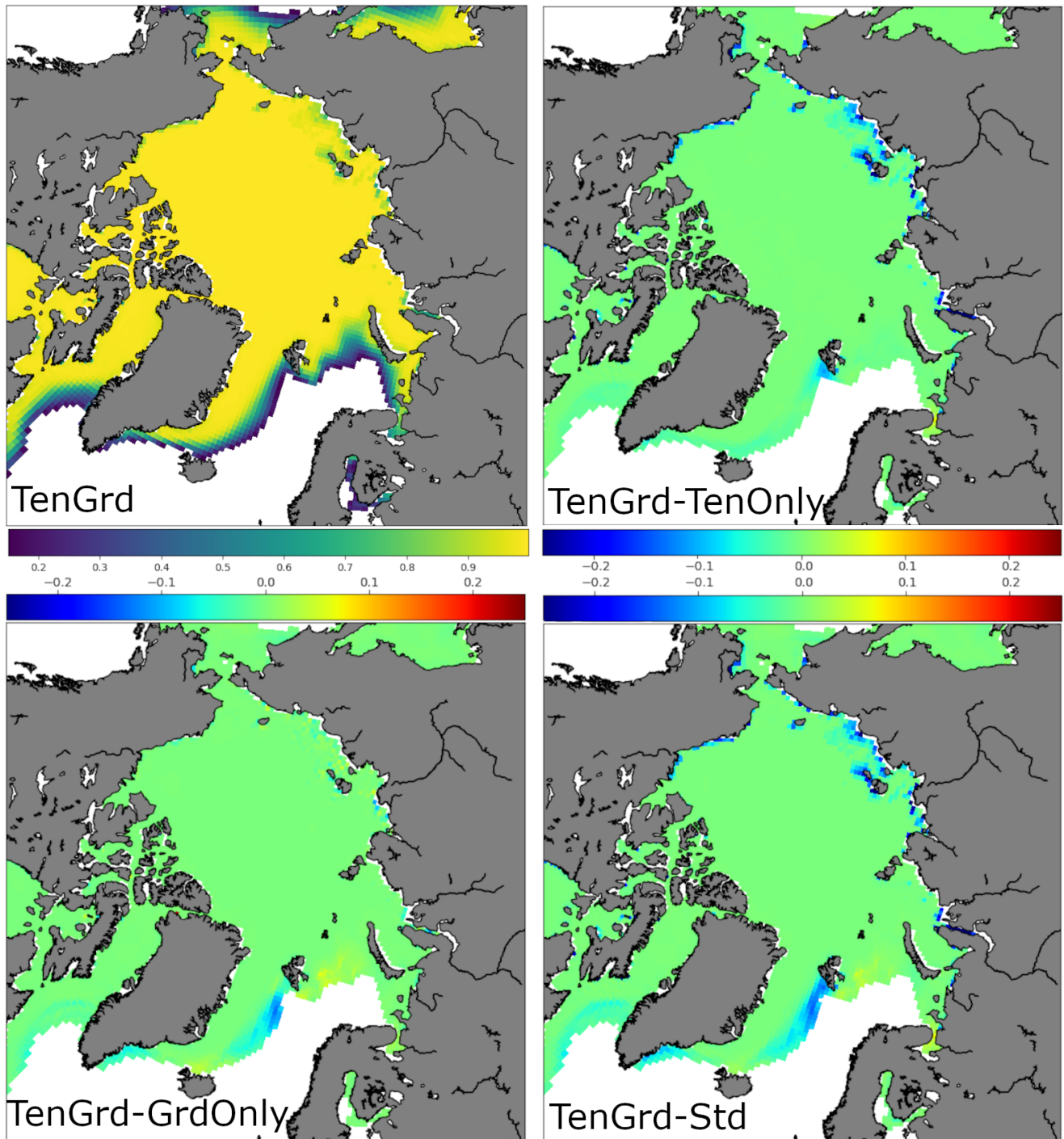


FIGURE 3.10 – Concentrations de la glace de mer arctique en mars, moyennées entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différences entre les concentrations de la glace en mars moyennées entre 1979 et 2015 de la simulation TenGrd et des simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions pour lesquelles la concentration en glace de mer est inférieure à 15% ont été masquées.

L'examen de ces figures montre un impact important de la modification de la rhéologie sur l'épaisseur de la banquise au nord du Groenland et du Svalbard, où son épaisseur augmente d'environ 1 mètre. Cet effet est particulièrement intense en septembre. De plus, la modification de

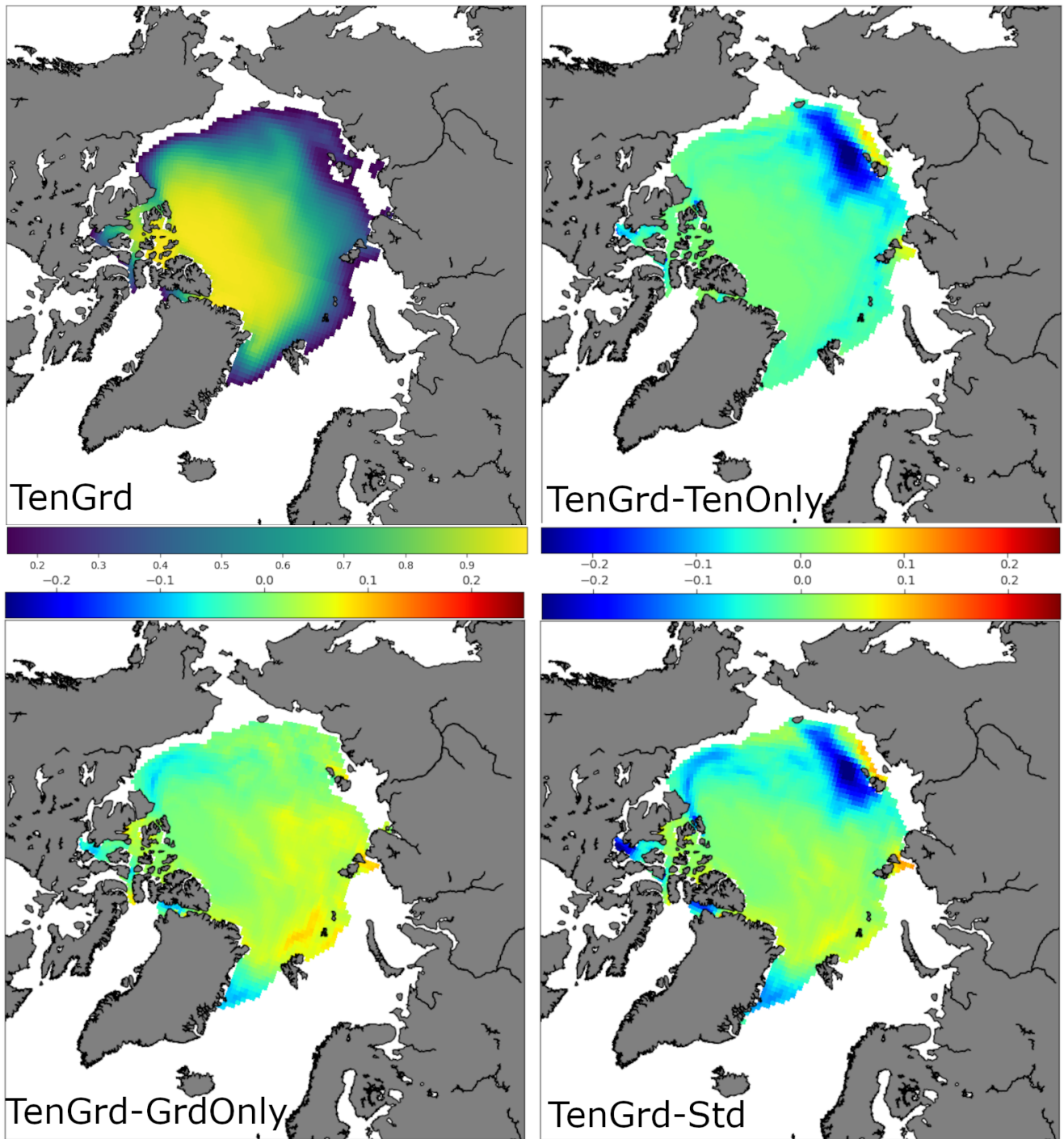


FIGURE 3.11 – Concentrations de la glace de mer arctique en septembre, moyennées entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différences entre les concentrations de la glace en septembre moyennées entre 1979 et 2015 de la simulation TenGrd et des simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions pour lesquelles la concentration en glace de mer est inférieure à 15% ont été masquées.

la rhéologie diminue légèrement l'épaisseur de la glace de mer le long des côtes en général. L'ancrage a essentiellement pour effet de diminuer l'épaisseur de la glace de mer le long des côtes de la mer de Sibérie orientale et dans l'archipel arctique. En été, l'impact de l'ancrage est moins intense et

Simulation	Minimum [10 ⁶ km ²]	Maximum [10 ⁶ km ²]	Écart-type au minimum [10 ⁶ km ²]	Écart-type au maximum [10 ⁶ km ²]
TenGrd	4.594	14.961	1.028	0.376
TenOnly	4.825	15.098	1.010	0.388
GrdOnly	4.336	15.003	1.053	0.389
Standard	4.567	15.130	1.032	0.403

TABLE 3.5 – Valeurs mensuelles moyennes minimales et maximales de l’aire de la banquise dans l’hémisphère nord, entre janvier 1979 et décembre 2015, dans les quatre simulations. Le minimum est systématiquement en août et le maximum en mars.

est localisé au large de l’île de Nouvelle-Sibérie.

Comme l’illustre le graphe du volume total mensuel moyen de glace de mer dans le bassin arctique (voir figure 3.14), il n’y a pas de variation significative du volume total entre la simulation Std et TenGrd. Toutefois, l’activation indépendante de l’ancrage et de la rhéologie modifiée ont un impact, respectivement négatif et positif, sur le volume total de glace. La variation entraînée par chacune des paramétrisations est du même ordre de grandeur et s’équilibre. Par ailleurs, les anomalies sont semblables dans chacune des simulations (voire table 3.6). Il en va de même pour la tendance pluriannuelle.

Simulation	Minimum [10 ³ km ³]	Maximum [10 ³ km ³]	Écart-type au minimum [10 ³ km ³]	Écart-type au maximum [10 ³ km ³]
TenGrd	13.834	32.055	3.346	3.111
TenOnly	15.221	33.308	3.564	3.324
GrdOnly	12.549	30.872	3.211	3.0382
Standard	13.832	32.027	3.225	3.388

TABLE 3.6 – Valeurs minimales et maximales des cycles annuels moyens, entre janvier 1979 et décembre 2015, du volume de glace de mer dans l’hémisphère Nord déduites des quatre simulations. Le minimum est systématiquement en septembre et le maximum en avril.

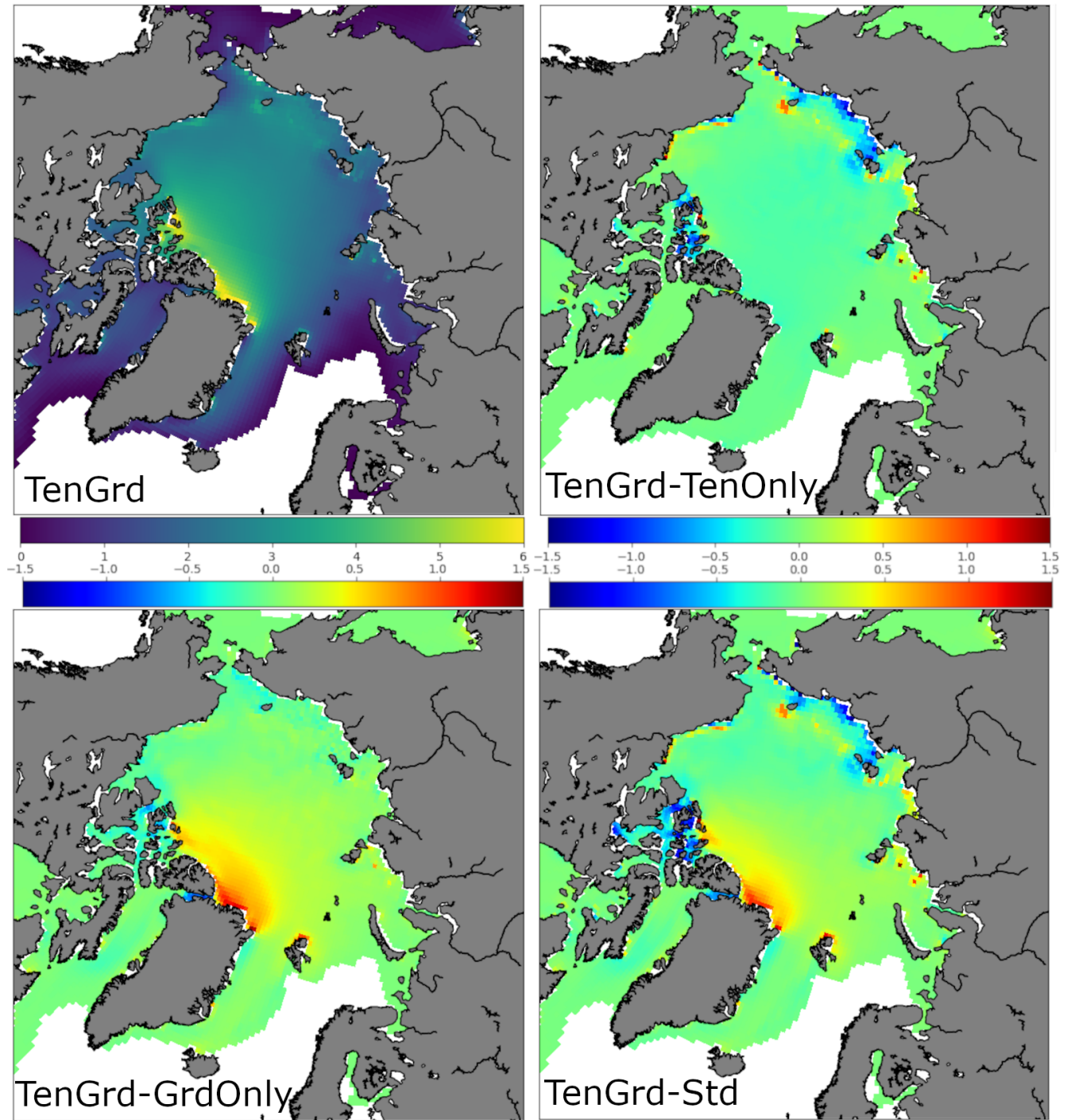


FIGURE 3.12 – Distribution de l'épaisseur effective de la banquise arctique en mars, moyennée entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différences entre les épaisseurs effectives de la banquise arctique en mars, moyennées entre 1979 et 2015, de la simulation TenGrd et les simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions où l'épaisseur effective de la banquise est inférieure à 1 mm ont été masquées.

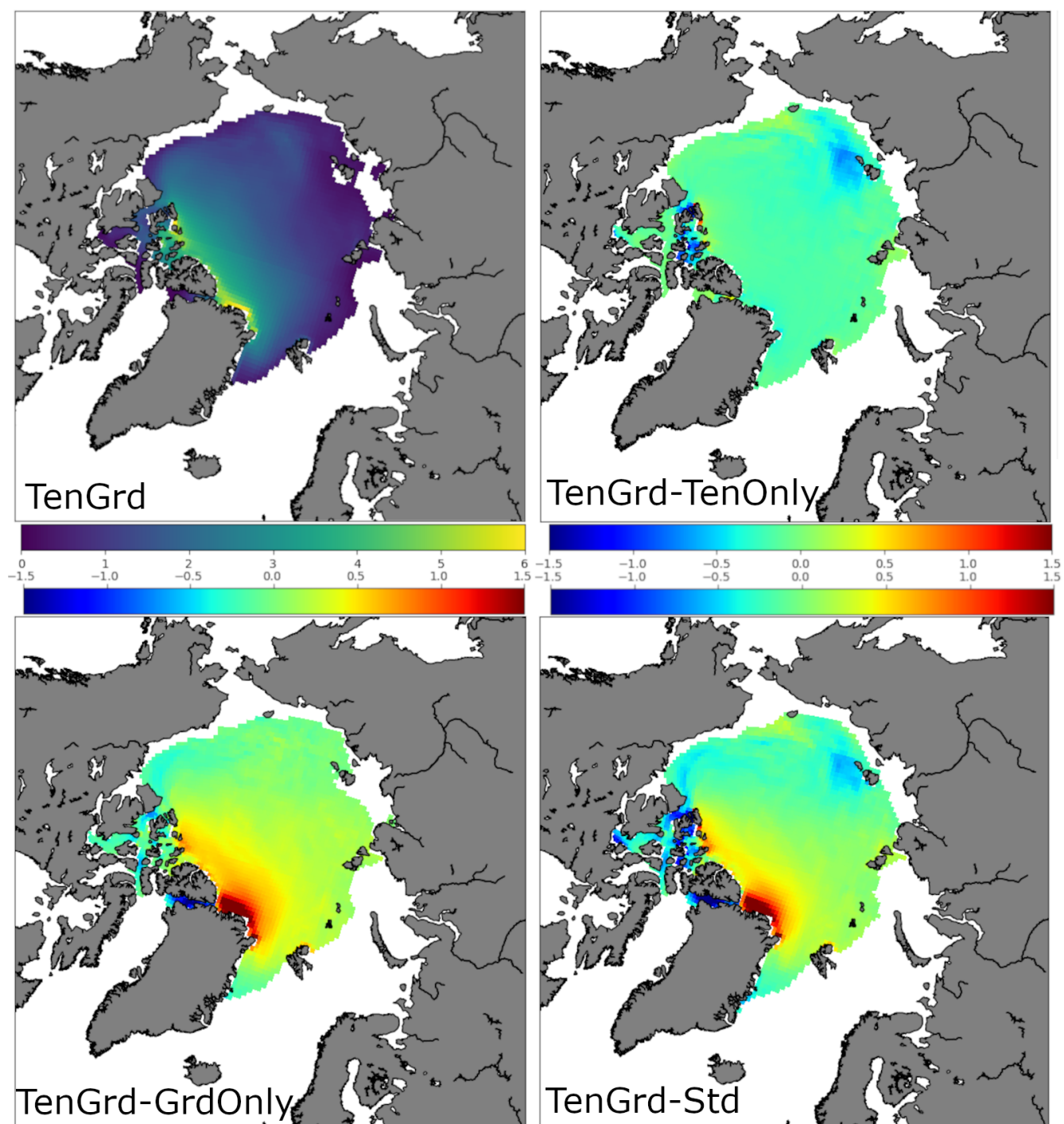


FIGURE 3.13 – Distribution de l'épaisseur effective [m] de la banquise arctique en septembre, moyennée entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différences entre les épaisseurs effectives [m] de la banquise arctique en septembre, moyennées entre 1979 et 2015, de la simulation TenGrd et les simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions où l'épaisseur effective de la banquise est inférieure à 1 mm ont été masquées.

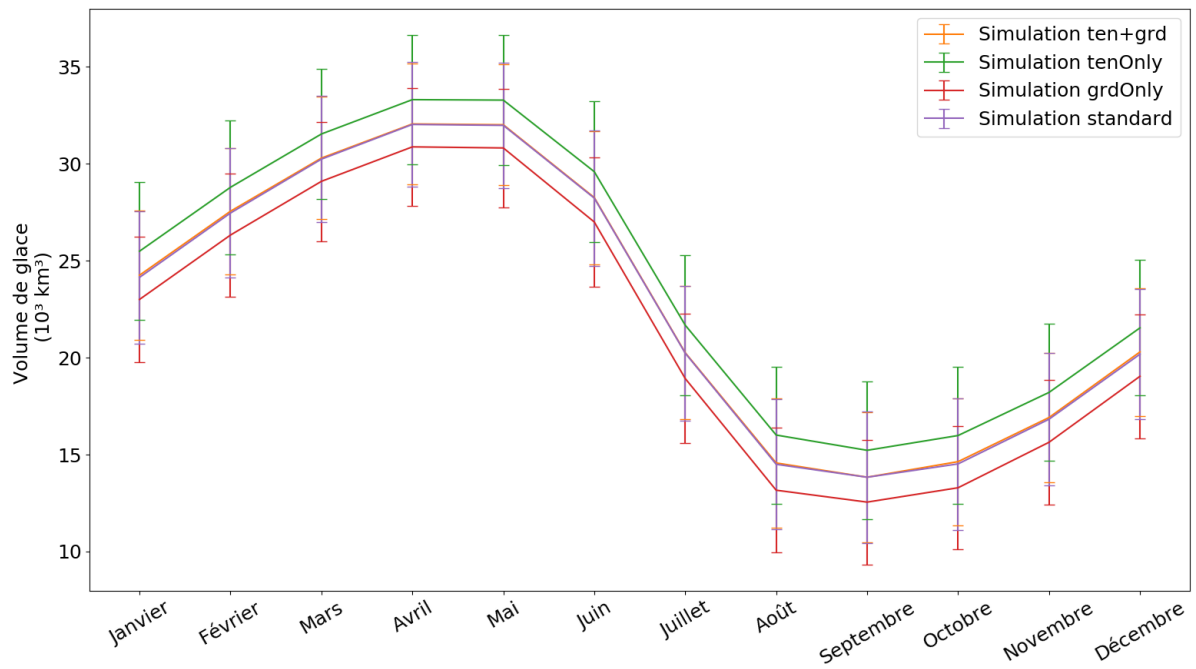


FIGURE 3.14 – Comparaison entre les cycles annuels moyens, de janvier 1979 à décembre 2015, du volume de glace de mer dans l’hémisphère Nord déduites des quatre simulations. Les barres donnent l’écart type.

Chapitre 4

Discussion

Les résultats décrits au chapitre précédent mettent en évidence trois éléments particuliers : la dérive de la banquise est ralentie par la modification de la rhéologie, l'ancrage de la glace de mer crée une zone de concentration plus faible au large de la Sibérie en été et la combinaison de la modification de la rhéologie avec la paramétrisation de l'ancrage cause une surestimation de la superficie de la glace de rive dans la simulation TenGrd. De plus, la simulation TenGrd présente une contribution non-linéaire à la formation de glace de rive à l'est de la mer de Sibérie orientale et dans la mer des Tchouktches. Ce chapitre cherche à expliquer les processus responsables de ces résultats.

4.1 Impact global de la modification de la rhéologie sur la dérive de la banquise

L'activation de la résistance isotrope à la traction et la résistance augmentée au cisaillement a comme impact de ralentir la dérive de la glace de mer dans l'ensemble du bassin arctique. Ce résultat a été également observé, sans explication, par [Lemieux et al. \[2016\]](#) qui, en augmentant la résistance de la glace de mer, obtient également des vitesses de dérive de la banquise réduites. Dans [Zhang and Rothrock \[2005\]](#), plusieurs types de courbe de charge sans résistance à la traction isotrope sont étudiées. Il y est mis en évidence que la vitesse de dérive de la glace diminue avec l'augmentation de la résistance aux cisaillements.

Les figures [3.12](#) et [3.13](#) montrent que la modification de la rhéologie augmente l'épaisseur de la glace de mer. [Zhang and Rothrock \[2005\]](#) affirment que l'introduction de la résistance isotrope à la traction est responsable de l'augmentation de l'épaisseur en favorisant les événements de *ridging*. Cela peut expliquer la baisse de la vitesse de dérive de la glace de mer par sa masse supérieure. Comme le met en évidence [Docquier et al. \[2017\]](#), la variation de l'épaisseur de la glace est en mesure d'expliquer une partie de la variation des vitesses.

Il est nécessaire de remarquer que le couplage glace-océan n'est pas modifié entre nos simulations. Les paramètres du couplage, par exemple le coefficient de traînée à l'interface entre la glace et l'océan, ont été choisis pour optimiser les résultats du modèle Std. Il n'est donc pas forcément adapté à la rhéologie modifiée.

Ainsi, pour des paramètres de couplage glace de mer – océan identiques entre les simulations, l’augmentation de l’épaisseur de la banquise dans les simulation TenOnly et TenGrd par rapport à la simulation Std est causée par l’introduction de la résistance isotrope à la traction [Zhang and Rothrock, 2005] tandis que la diminution de la vitesse de dérive est causée par l’augmentation de la résistance aux cisaillements [Zhang and Rothrock, 2005] et à l’augmentation de la masse de la banquise [Docquier et al., 2017]. Néanmoins, nous pensons qu’il est nécessaire d’adapter les paramètres de couplage océan – glace de mer aux différentes rhéologies pour être en mesure de comparer leurs impacts sur la banquise de manière objective.

4.2 Impact de l’ancrage au large de la Sibérie

Comme l’illustre la figure 3.11, l’activation de l’ancrage conduit à une réduction importante, en été, de la couverture de glace de mer au large de la Sibérie, en particulier à proximité des îles de la Nouvelle Sibérie et en mer de Sibérie orientale, mais également en mer de Laptev.

Morales Maqueda et al. [2004] indique que les polynies observées en mer de Laptev sont des polynies de chaleur latente dont la formation et l’évolution sont contrôlées par les vents de Sibérie. Cette région est connue pour fournir une contribution majeure à la production de glace de mer en hiver. En été, les polynies deviennent des points chauds de l’océan à cause de leur faible albédo, puisque ce sont des zones d’eau libre, ce qui permet une grande absorption d’énergie solaire. Les régions de polynies subissent ainsi un retrait de la glace bien plus rapide que dans les autres régions polaires. Cela suggère que la réduction de la couverture de glace de mer au large de la Sibérie, en été, est causée par la présence de polynies de chaleur latente en hiver dans la région en hiver. C’est à cause de la présence de glace de rive, qui se forme grâce à l’ancrage, que ces polynies sont capables de se développer.

Précisons que l’ensemble de la zone où s’observe le défaut de concentration n’est pas une unique polynie, mais un ensemble de multiples polynies, plus petites. Selon Winsor and Björk [2000], les polynies en mer de Laptev et de Sibérie orientale ont une largeur moyenne inférieure à six kilomètres, insuffisante pour être individuellement résolues par LIM3. Ce sont leur grand nombre sur la saison, de l’ordre de 200 sur la région étudiée, et leur durée de résidence moyenne (allant jusqu’à une vingtaine de jours) qui permettent d’avoir un impact global. Un calcul "au dos de l’enveloppe" permet d’évaluer que pour 200 polynies (carrées par simplicité) de 6 km de côté présentes simultanément dans la région de la mer de Laptev et de Sibérie orientale (grossièrement, 500 km sur 1500 km), et réparties de manière homogène, la superficie recouverte par les polynies est de 7200 km^2 pour une région de $750\,000 \text{ km}^2$. En d’autres termes, il y a tout juste moins de 1% de la surface en question qui est recouverte par des polynies. En hiver, leur nombre est donc trop faible pour pouvoir être observées sur les cartes de concentration de glace de mer. En été en revanche, les régions de polynies sont des régions où la glace fond particulièrement vite et c’est pourquoi la concentration de la glace de mer est plus faible en été en mer de Sibérie orientale et en mer de Laptev lorsque l’ancrage est activé dans les simulations.

Pour voir si le phénomène observé peut effectivement être associé à la présence de polynies de chaleur latente, puisque la résolution n’est pas suffisante que pour les simuler individuellement, nous avons cherché à voir si d’autres processus associés à leur présence sont observés dans les simulations. A cette fin, nous avons utilisé des cartes de variation du volume de glace de mer, de

flux de salinité à la surface de l’océan et de flux de chaleur à la surface de l’océan issues de nos simulations. Les cartes de variation du volume de glace de mer en mars (figure 4.1) mettent en évidence, dans les simulations pour lesquelles l’ancrage est activé, une zone de création de glace de mer augmentée au large de la Sibérie. Cette zone est cohérente avec la présence de polynies de chaleur latente puisqu’on y attend une formation de glace de mer plus importante que dans le reste du bassin arctique. Les cartes d’épaisseur de la banquise en mars (figure 3.12) montrent également que l’activation de l’ancrage diminue l’épaisseur de la glace du côté du continent et que la glace est plus épaisse dans la direction du vent. La diminution de l’épaisseur de la glace est à expliquer en partie par la présence de la glace de rive, qui induit une glace plus fine puisqu’elle croît essentiellement de manière thermodynamique, mais l’augmentation de l’épaisseur de la glace au large des côtes témoigne de l’entassement de la glace de mer qui s’est formée dans les polynies de chaleur latente et a été emportée par le vent. Dans la même région, les simulations dans lesquelles l’ancrage est activé rejettent plus de sel en hiver que le reste du bassin arctique (figure non montrée), comme l’annoncent [Dmitrenko et al. \[2005\]](#) qui signalent que la salinité le long du front de la glace de rive limitant des polynies est plus importante que dans le reste du bassin. En été, le flux de sel simulé en mer de Sibérie orientale est moins important que dans le reste de l’Arctique, dans les simulations où l’ancrage est activé, ce qui soutient également la présence de polynies dans la région en hiver. En effet il y a dès lors moins de glace pour fondre et diluer l’océan. Enfin, l’analyse du flux de chaleur à la surface de l’océan dans les simulations montre des échanges plus importants au niveau de la mer de Sibérie orientale que dans le reste de l’Arctique en hiver (voir figure 4.2), un phénomène qui est également attendu en présence de polynies de chaleur latente.

Sur base de ces résultats, nous pensons que le phénomène physique associé à la baisse de la couverture en glace de mer au large de la Sibérie, en été, est le développement de polynies de chaleur latente associé à l’avancée du front de la glace de rive durant l’hiver. Ces résultats sont en adéquation avec ceux obtenus par [Itkin et al. \[2015\]](#), pour qui le front de la glace de rive influence la position des polynies.

4.3 Surestimation et non-linéarité de l’étendue de la glace de rive

Dans les données de validation de la glace de rive fournies par ECCC, la glace de rive est limitée à l’est du plateau eurasiatique au niveau de la baie de Tchaoun (au sud de l’île Wrangel), le front de la glace de rive suivant de près la limite des 25 mètres de profondeur depuis les îles de Nouvelle Sibérie (voir carte 2). Dans la simulation TenGrd en revanche, la glace de rive s’étend jusqu’au détroit de Béring en plus de s’étendre plus loin des côtes (voir figure 3.1), jusque dans la mer des Tchoukches et au-delà de l’île Wrangel. Cette surestimation de la superficie de la glace de rive n’est observable que dans les régions où elle est présente moins de 20% de la période (c’est-à-dire approximativement un mois). Déjà dans [Lemieux et al. \[2015\]](#), l’extension de la glace de rive était surestimée dans la mer de Sibérie orientale, ce qui s’observe également dans la simulation GrdOnly (voir figure 3.7), mais l’adjonction de la résistance isotrope à la traction empire le résultat. Notons néanmoins que cela permet d’améliorer la représentation de la glace de rive à l’ouest de la mer de Sibérie orientale, où les simples effets de l’ancrage sous-estiment la durée de résidence de la glace de rive. La surestimation de l’étendue de la glace de rive à l’est du plateau eurasiatique est un phénomène non-linéaire qui dépend à la fois de l’ancrage et de la rhéologie modifiée, mais qui ne peut pas être

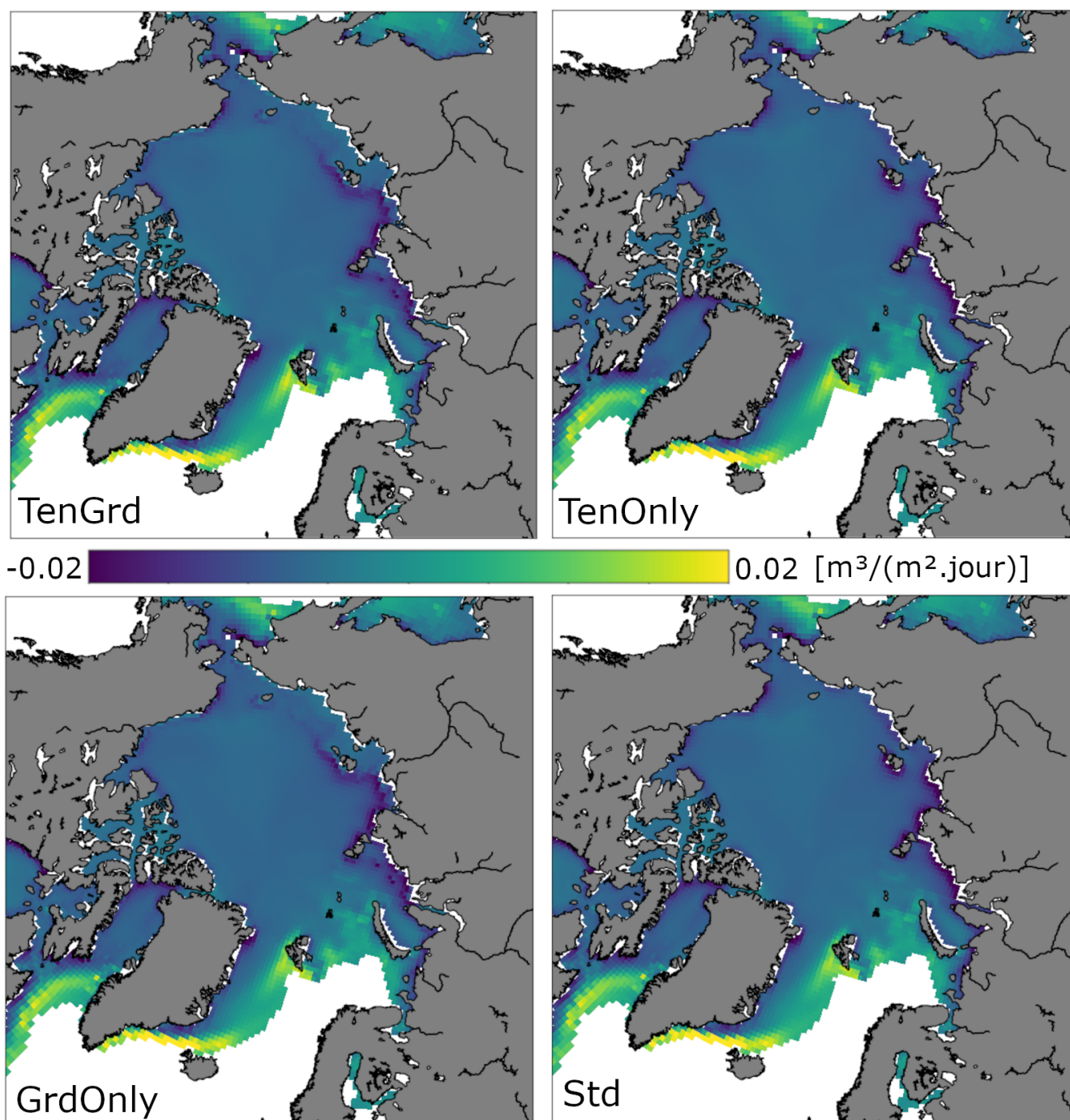


FIGURE 4.1 – Flux journalier moyen de glace de mer par unité de surface $[\text{m}^3/\text{m}^2.\text{jour}]$ en mars, entre 1979 et 2015, dans les simulations TenGrd (gauche, haut), TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et standard (bas, droite). Les valeurs négatives indiquent la formation de glace de mer.

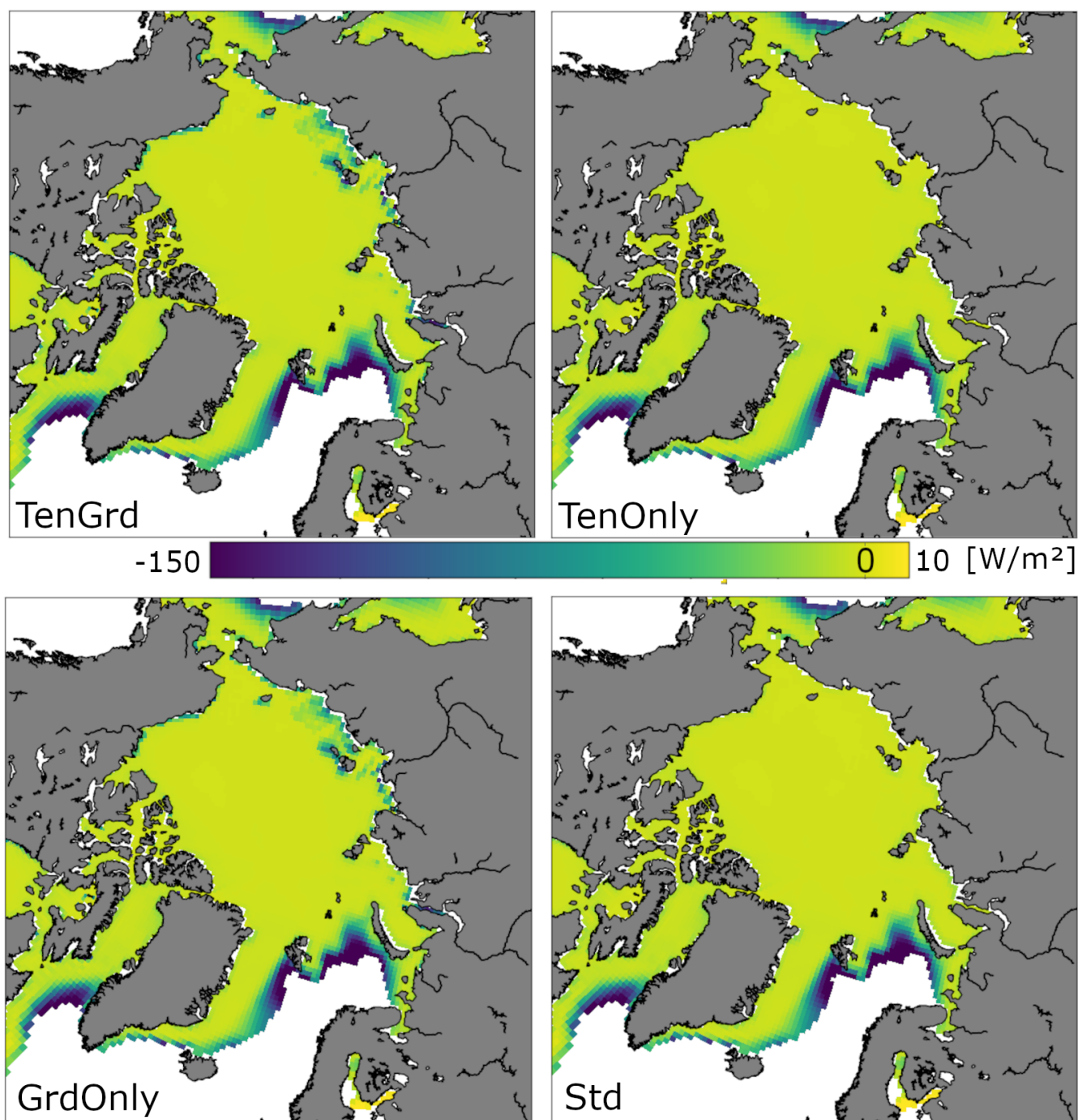


FIGURE 4.2 – Flux total d'énergie [W/m^2] à la surface de l'océan en mars, moyenné entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut), TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et standard (bas, droite). Les valeurs positives indiquent un gain d'énergie à la surface de l'océan.

expliqué comme la somme de leurs effets.

La simulation GrdOnly permet l'apparition de glace de rive de faible durée de résidence au nord de l'île Wrangel, suggérant que l'élément déclencheur de la formation de la glace de rive en mer des Tchouktches et à l'est de la mer de Sibérie orientale dans la simulation TenGrd est l'ancrage de la glace. Il est alors envisageable que, grâce à la résistance accrue à la traction, la glace de mer ait pu se fixer à la glace de rive et croître, ceinturant potentiellement l'île Wrangel et de là s'étendre vers la côte. Les vitesses de dérive de la banquise au sud de l'île Wrangel en hiver sont faibles (voir figure 3.4), ce qui est en mesure de favoriser le développement de la glace de rive. Un tel effet d'amorce de l'ancrage sur le développement de la glace de rive est soutenu par le fait que la simulation GrdOnly produit plus de glace de rive en mer de Kara que la simulation TenOnly alors que les effets rhéologiques devraient y avoir plus d'importance et bien que la région dans laquelle l'ancrage est possible en mer de Kara ne représente qu'une faible proportion de sa superficie. Ainsi, nous pensons que la contribution non-linéaire à l'étendue de la glace de rive à l'est de l'Eurasie dans la simulation TenGrd par rapport aux simulations TenOnly et GrdOnly est associé à un effet d'amorce causé par l'ancrage.

Cependant, l'étendue de glace de rive excédentaire simulée en mer des Tchouktches et à l'est de la mer de Sibérie orientale peut avoir d'autres origines. Notamment, le critère d'identification de la glace de rive dans les simulations a été jusqu'à présent choisi de manière arbitraire bien qu'instruite. Sa définition a d'ailleurs un impact direct sur l'évaluation de la durée de résidence à cause de la moyenne glissante : une région dans laquelle le critère de vitesse est respecté durant trois semaines d'affilée est identifiée comme de la glace de rive pendant une semaine seulement. Si la moyenne glissante se fait sur une plus longue durée, immédiatement la durée de résidence de la glace de rive diminue.

Notons aussi la différence de nature de la glace de rive telle qu'identifiée dans notre modèle et dans les données de validation ECCC. En effet, les données ECCC sont le produit d'une expertise [Dedrick et al., 2001; U.S. National Ice Center, 2020] tandis que la glace de rive n'est pas une variable pronostique de LIM3, mais un diagnostic complémentaire. Il ne nous est cependant pas possible d'évaluer à quel point la différence de nature des données d'observation utilisées impacte la glace de rive en comparaison à l'utilisation d'un critère de vitesse.

Enfin, nos cartes représentent un temps de résidence total de la glace de rive. Il est ainsi envisageable que la durée de présence de la glace de rive ne corresponde pas à des jours consécutifs, ce qui empêche un diagnostic consistant.

De manière générale cependant, les résultats permettent de déterminer que l'ancrage est le principal processus responsable de la formation de la glace de rive au large de l'Eurasie. Comme le montre la figure 3.7, malgré l'amélioration de la rhéologie, la représentation de la glace de rive au large de la Sibérie dans la simulation TenOnly ne permet qu'une amélioration légère par rapport à la simulation standard. Ce résultat confirme ce qui a déjà été montré dans la littérature [Dmitrenko et al., 2005; Proshutinsky et al., 2007]. Liu and Losch [2021] ont récemment proposé d'inclure dans l'équation du mouvement de la glace de mer un terme de frottement le long des côtes pour permettre à la glace de mer de s'y fixer. Il est envisageable que cela puisse améliorer la représentation de la glace de rive non seulement en mer de Kara, où la glace de mer serait alors plus à même de former une arche en s'appuyant contre les côtes, mais également le long des côtes du Groenland, où la résolution ne permet pas la formation de glace de rive.

Chapitre 5

Conclusion

Dans ce travail, nous avons analysé l'effet de l'introduction de paramétrisations permettant d'améliorer la représentation de la glace de rive arctique au modèle global glace de mer-océan NEMO3.6-LIM3. Ces paramétrisations consistent en une adaptation de la rhéologie de la glace de mer de manière à prendre en compte la résistance à la traction isotrope et une résistance accrue aux cisaillements, et en l'ajout, dans l'équation du mouvement de la glace de mer, d'un terme de frottement basal entre les quilles de glace et le plancher marin pour permettre l'ancrage de la banquise .

La première étape du travail a été de valider qualitativement le modèle ainsi modifié en comparant certaines variables clefs de la glace de mer à un ensemble de données d'observations et de réanalyses. Sur base de ces comparaisons, nous avons déterminé que les principales caractéristiques de la banquise et de la glace de rive en Arctique telles que simulées dans TenGrd sont raisonnablement proches des sets de validation. Des biais ont néanmoins été identifiés. Une partie des biais est associée au manque de résolution du modèle, c'est le cas de l'absence de glace de rive simulée le long des côtes est et ouest du Groenland. D'autre biais sont inhérents à LIM3, comme une fonte trop rapide de la banquise au printemps. D'autres encore sont des biais des paramétrisations déjà identifiés dans la littérature, comme c'est le cas pour la trop faible durée de présence de la glace de rive en mer de Kara. Le modèle modifié prévoit une extension de la glace de rive simulée bien plus importante que ce qui est observé dans la réalité. Ce dernier biais n'était pas attendu.

La deuxième étape du travail a été de comparer quatre simulations de NEMO3.6-LIM3, chacune ayant une combinaison différente des nouvelles paramétrisations. Les principaux éléments mis en évidence par cette comparaison sont que (1) la paramétrisation de l'ancrage de la banquise et la modification de la rhéologie de la glace ont un impact non-linéaire sur la représentation de la glace de rive, (2) la modification de la rhéologie diminue de près de 1 cm/s ($\approx 10\%$) la vitesse de dérive de la banquise dans le bassin arctique et (3) l'activation de l'ancrage sur le plancher marin s'accompagne d'un déficit de glace de mer ($\approx 10\%$) en mer de Sibérie orientale. Combinées dans la simulation TenGrd, les paramétrisations qui ont été incorporées à NEMO3.6-LIM3 modifient de manière non-négligeable les résultats du modèle.

La discussion des résultats nous a mené à remettre en question la validité du critère utilisé pour identifier la glace de rive. De plus, la non-linéarité des effets combinés de l'ancrage de la banquise et de la modification de la rhéologie de la glace sur la représentation de la glace de rive dans la simulation TenGrd suggère que la paramétrisation de l'ancrage présente un impact trop important

pour le développement de la glace de rive. Ce problème est particulièrement présent en mer de Kara, où l’ancrage permet de simuler plus de glace de rive dans la simulation GrdOnly que la modification de la rhéologie dans la simulation TenOnly, alors que la glace de rive en mer de Kara est connue pour se former grâce à la rhéologie en s’arc-boutant contre les côtes [Lemieux et al., 2016]. Cela nous a mené à suggérer que l’ancrage de la banquise agit en temps qu’amorce pour le développement de la glace de rive. Nous pensons que c’est la raison pour laquelle le modèle présente des effets non-linéaires pour le développement de la glace de rive en mer de Sibérie orientale et en mer des Tchouktches. Néanmoins, nous avons également remarqué que la paramétrisation de l’ancrage est indispensable à la bonne représentation de la glace de rive car, en ne modifiant que la rhéologie, le modèle n’est pas en mesure de simuler de la glace de rive le long de la Sibérie.

En nous basant sur la littérature, nous avons pu identifier que la vitesse de dérive de la banquise est réduite dans l’ensemble du bassin Arctique lorsque la rhéologie de LIM3 est modifiée à cause de l’augmentation de la résistance aux cisaillements [Zhang and Rothrock, 2005]. La résistance à la traction isotrope a comme effet d’augmenter l’épaisseur de la banquise en favorisant les processus de compression [Zhang and Rothrock, 2005]. Ces résultats n’étaient pas expliqués auparavant dans le cadre de l’étude de la glace de rive mais sont similaires aux résultats disponibles dans la littérature [Lemieux et al., 2016].

En étudiant le déficit de la concentration de la banquise estivale en mer de Sibérie orientale dans la simulation TenGrd par rapport à la simulation Std, nous avons analysé des variables additionnelles de LIM3. Sur base de celles-ci, nous avons identifié ce qui semble être le déplacement vers le large d’une zone de polynies dans les mers de Sibérie orientale et de Laptev en hiver. La présence de polynies est en mesure d’expliquer la diminution de la couverture de glace de mer en été grâce à un albédo de surface plus important causé par la plus grande superficie d’eau libre. Cela concorde avec les résultats de Itkin et al. [2015] qui montre que la glace de rive influence la position des polynies.

Pour poursuivre l’amélioration de la représentation de la glace de rive dans les modèles de glace de mer, nous recommandons avant toute chose de s’assurer qu’elle soit correctement déterminée. Il est nécessaire de définir un critère plus rigoureux que celui qui est généralement utilisé pour être assuré que la glace de rive identifiée dans les simulations corresponde bien à celle observée sur le terrain. Nous encourageons également à continuer à améliorer les paramétrisations des processus associés à la formation de la glace de rive. L’ajout d’un terme de friction aux côtes, comme le proposent Liu and Losch [2021], semble être une manière intéressante d’améliorer la représentation de la formation de la glace de rive grâce à des arcs-boutants, et peut éventuellement mitiger le manque de résolution du modèle le long des côtes du Groenland. Il est enfin nécessaire de s’assurer que le coefficient de traînée employé pour le couplage océan-glace de mer est adapté aux modifications qui ont été apportées à la rhéologie.

Table des figures

1	Carte du bassin arctique, ses îles et ses mers. Source : Université du Texas (https://legacy.lib.utexas.edu/maps/islands_oceans_poles/arctic_region_pol01.jpg , 19 avril 2021).	6
2	Carte bathymétrique du bassin arctique. Source : International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/images/IBCAO_ver1map_letter_low.jpg , 28 avril 2021)	7
1.1	Masse volumique de l'eau de mer en fonction de sa température et de sa salinité. Sous 24.7 PSU, le maximum de densité est à une température supérieure au point de congélation. Source : Institut des Sciences de l'Ingénieur de Toulon et du Var (http://lecalve.univ-tln.fr/oceano/figures/densite.gif , 19 avril 2021).	10
1.2	Banquise en mer de Laptev et en mer de Sibérie orientale le 17 mai 2021 (haut) et le 1er juin 2021 (bas). Le continent est dans la partie supérieure des images et la banquise dérivante dans la partie inférieure. La glace de rive, présente le long du continent et s'étendant jusqu'au niveau des îles de Nouvelle-Sibérie (au centre des images), est séparée de la banquise dérivante par une zone de polynies (région bleu foncée). Les régions bleu pâle à la surface de la glace de rive sur la photo du premier juin témoignent de la présence de mares de fonte. Source : EODIS WorldView (https://worldview.earthdata.nasa.gov/ , 10 juin 2021)	14
2.1	Visualisation des courbes de charge dans l'espace des contraintes principales σ_{p1} , σ_{p2} normalisées par rapport à la résistance à la compression P_p pour $e = 2$ et $k_t = 0$ (courbe noire), $e = 2$ et $k_t = 0.2$ (courbe bleue) et $e = 1.5$ et $k_t = 0$ (courbe magenta). Les quadrants sont numérotés comme décrit dans la section 1.1. Seul un k_t positif permet la présence de résistance isotropique à la tension qui, graphiquement, se trouve dans le quadrant 1. Image : Lemieux et al. [2016].	24
3.1	Durée de résidence de la glace de rive entre janvier et mai moyennée de 2006 à 2017 dans la simulation TenGrd (gauche) et dans le set ECCC (droite). Les zones de glace de rive qui en moyenne cumulent moins de 6 jours de présence ne sont pas représentées.	29
3.2	Concentrations de la glace de mer moyennées entre 1979 et 2015, en mars (haut) et en septembre (bas), dans la simulation TenGrd (gauche) et les données NSIDC0079 (droite). Le trou arctique est laissé blanc.	30
3.3	Comparaison entre les cycles annuels moyens de janvier 1979 à décembre 2015 de l'étendue (haut) et de l'aire (bas) de glace de mer de la simulation TenGrd et des sets de validation. Les valeurs sont intégrées de l'équateur à 84°N. Les barres donnent l'écart type.	31

3.4	Vitesses moyennes, calculées entre 1979 et 2015, de la glace de mer dans la simulation TenGrd (gauche) et dans les données NSIDC0116 (droite) en mars (haut) et septembre (bas). Les régions pour lesquelles chaque composantes de la vitesse est inférieure à 1 mm/s ont été masquées.	33
3.5	Épaisseurs effectives moyennes, entre 1979 et 2015, en mars (haut) et septembre (bas) de la glace de mer dans la simulation TenGrd (gauche) et les données de validation PIOMAS (droite). Les régions où l'épaisseur effective de la banquise est inférieure à 1 mm ont été masquées.	34
3.6	Cycle annuel moyen du volume de glace de mer dans l'hémisphère Nord à l'exception du trou arctique, entre janvier 1979 et décembre 2015, dans la simulation TenGrd et les données de validation PIOMAS. Les barres donnent l'écart type.	35
3.7	Durée de résidence de la glace de rive entre janvier et mai, moyennée entre 2006 et 2017, dans la simulation TenGrd (gauche, haut), TenOnly (droite, haut), GrdOnly (gauche, bas) et standard (droite, bas).	37
3.8	Vitesses de dérive de la banquise en mars, moyennée de 1979 à 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différence entre les vitesses de dérive de la banquise en mars, moyennées de 1979 à 2015, dans la simulation TenGrd et les simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions pour lesquelles la concentration de glace est inférieure à 15% ainsi que les régions pour lesquelles chaque composantes de la vitesse, ou de la différence de vitesses, est inférieure à 1 mm/s ont été masquées.	39
3.9	Vitesses de dérive de la banquise en septembre, moyennée de 1979 à 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différence entre les vitesses de dérive de la banquise en septembre, moyennées de 1979 à 2015, dans la simulation TenGrd et les simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions pour lesquelles la concentration de glace est inférieure à 15% ainsi que les régions pour lesquelles chaque composantes de la vitesse, ou de la différence de vitesses, est inférieure à 1 mm/s ont été masquées.	40
3.10	Concentrations de la glace de mer arctique en mars, moyennées entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différences entre les concentrations de la glace en mars moyennées entre 1979 et 2015 de la simulation TenGrd et des simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions pour lesquelles la concentration en glace de mer est inférieure à 15% ont été masquées.	41
3.11	Concentrations de la glace de mer arctique en septembre, moyennées entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différences entre les concentrations de la glace en septembre moyennées entre 1979 et 2015 de la simulation TenGrd et des simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions pour lesquelles la concentration en glace de mer est inférieure à 15% ont été masquées.	42
3.12	Distribution de l'épaisseur effective de la banquise arctique en mars, moyennée entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différences entre les épaisseurs effectives de la banquise arctique en mars, moyennées entre 1979 et 2015, de la simulation TenGrd et les simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions où l'épaisseur effective de la banquise est inférieure à 1 mm ont été masquées.	44

3.13	Distribution de l'épaisseur effective [m] de la banquise arctique en septembre, moyennée entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut). Différences entre les épaisseurs effectives [m] de la banquise arctique en septembre, moyennées entre 1979 et 2015, de la simulation TenGrd et les simulations TenOnly (haut, droite), GrdOnly (bas, gauche) et Std (bas, droite). Les régions où l'épaisseur effective de la banquise est inférieure à 1 mm ont été masquées.	45
3.14	Comparaison entre les cycles annuels moyens, de janvier 1979 à décembre 2015, du volume de glace de mer dans l'hémisphère Nord déduites des quatre simulations. Les barres donnent l'écart type.	46
4.1	Flux journalier moyen de glace de mer par unité de surface [$\text{m}^3/\text{m}^2.\text{jour}$] en mars, entre 1979 et 2015, dans les simulations TenGrd (gauche, haut), TenOnly (haut,droite), GrdOnly (bas, gauche) et standard (bas, droite). Les valeurs négatives indiquent la formation de glace de mer.	50
4.2	Flux total d'énergie [w/m^2] à la surface de l'océan en mars, moyenné entre 1979 et 2015, dans la simulation TenGrd (gauche, haut), TenOnly (haut,droite), GrdOnly (bas, gauche) et standard (bas, droite). Les valeurs positives indiquent un gain d'énergie à la surface de l'océan.	51

Bibliographie

- Amante, C. and Eakins, B. W. (2009). ETOPO1 arc-minute global relief model : procedures, data sources and analysis. url : https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/1163/noaa_1163_DS1.pdf.
- Arakawa, A. and Lamb, V. R. (1977). Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model. In CHANG, J., editor, *General Circulation Models of the Atmosphere*, volume 17 of *Methods in Computational Physics : Advances in Research and Applications*, pages 173–265. Elsevier. doi : <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4>.
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, M., Fuentes, M., Kållberg, P., Kobayashi, S., Uppala, S., and Simmons, A. (2011). The ERA-Interim archive Version 2.0. page 23. url : <https://www.ecmwf.int/node/8174>.
- Bouillon, S., Fichefet, T., Legat, V., and Madec, G. (2013). The elastic–viscous–plastic method revisited. *Ocean Modelling*, 71 :2–12. doi : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2013.05.013>.
- Bouillon, S., Morales Maqueda, M. A., Legat, V., and Fichefet, T. (2009). An elastic–viscous–plastic sea ice model formulated on Arakawa B and C grids. *Ocean Modelling*, 27(3-4) :174–184. doi : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.01.004>.
- Brodeau, L., Barnier, B., Treguier, A.-M., Penduff, T., and Gulev, S. (2010). An ERA40-based atmospheric forcing for global ocean circulation models. *Ocean Modelling*, 31(3-4) :88–104. doi : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2009.10.005>.
- Brodzik, M. and Stewart, J. (2016). Near-Real-Time SSM/I-SSMIS EASE-Grid Daily Global Ice Concentration and Snow Extent, Version 5. *Boulder, CO : NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center*.
- Cavalieri, D., Parkinson, C., Gloersen, P., and Zwally, H. (1996). Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Version 1. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.
- Comiso, J. (2017). Bootstrap sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS, version 3. *NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, Boulder, CO*, 2017 :575.
- Dai, A. and Trenberth, K. E. (2002). Estimates of freshwater discharge from continents : Latitudinal and seasonal variations. *Journal of hydrometeorology*, 3(6) :660–687.

- Dedrick, K., Partington, K., Woert, M. V., Bertoia, C., and Benner, D. (2001). U.S. National/Naval Ice Center Digital Sea Ice Data and Climatology. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 27(5) :457–475. doi : [10.1080/07038992.2001.10854887](https://doi.org/10.1080/07038992.2001.10854887).
- Depoorter, M. A., Bamber, J., Griggs, J., Lenaerts, J. T., Ligtenberg, S. R., van den Broeke, M. R., and Moholdt, G. (2013). Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves. *Nature*, 502(7469) :89–92. doi : <https://doi.org/10.1038/nature12567>.
- Dmitrenko, I. A., Tyshko, K. N., Kirillov, S. A., Eicken, H., Hölemann, J. A., and Kassens, H. (2005). Impact of flaw polynyas on the hydrography of the Laptev Sea. *Global and Planetary Change*, 48(1) :9–27. doi : <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.12.016>.
- Docquier, D., Massonnet, F., Barthélemy, A., Tandon, N. F., Lecomte, O., and Fichefet, T. (2017). Relationships between Arctic sea ice drift and strength modelled by NEMO-LIM3.6. *The Cryosphere*, 11(6) :2829–2846. doi : [10.5194/tc-11-2829-2017](https://doi.org/10.5194/tc-11-2829-2017).
- Dumont, D., Gratton, Y., and Arbetter, T. E. (2009). Modeling the Dynamics of the North Water Polynya Ice Bridge. *Journal of Physical Oceanography*, 39(6) :1448 – 1461.
- Dussin, R., Barnier, B., Brodeau, L., and Molines, J. M. (2016). Drakkar forcing set dfs5. *MyOcean Report*. url : https://www.drakkar-ocean.eu/publications/reports/report_DFS5v3_April2016.pdf.
- Galley, R. J., Else, B. G., Howell, S. E., Lukovich, J. V., and Barber, D. G. (2012). Landfast sea ice conditions in the Canadian Arctic : 1983-2009. *Arctic*, pages 133–144. url : <http://www.jstor.org/stable/41638586>.
- Goosse, H. and Fichefet, T. (1999). Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation : A model study. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C10) :23337–23355. doi : <https://doi.org/10.1029/1999JC900215>.
- Griffies, S. M., Biastoch, A., Böning, C., Bryan, F., Danabasoglu, G., Chassignet, E. P., England, M. H., Gerdes, R., Haak, H., Hallberg, R. W., Hazeleger, W., Jungclaus, J., Large, W. G., Madec, G., Pirani, A., Samuels, B. L., Scheinert, M., Gupta, A. S., Severijns, C. A., Simmons, H. L., Treguier, A. M., Winton, M., Yeager, S., and Yin, J. (2009). Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). *Ocean Modelling*, 26(1) :1–46. doi : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.08.007>.
- Hibler, W. D. (1979). A Dynamic Thermodynamic Sea Ice Model. *Journal of Physical Oceanography*, 9(4) :815–846. doi : [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1979\)009<0815:ADTSIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1979)009<0815:ADTSIM>2.0.CO;2).
- Hunke, E. C. and Dukowicz, J. K. (2002). The Elastic–Viscous–Plastic Sea Ice Dynamics Model in General Orthogonal Curvilinear Coordinates on a Sphere—Incorporation of Metric Terms. *Monthly Weather Review*, 130(7) :1848 – 1865. doi : [10.1175/1520-0493\(2002\)130<1848:TEVPSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2002)130<1848:TEVPSI>2.0.CO;2).
- Itkin, P., Losch, M., and Gerdes, R. (2015). Landfast ice affects the stability of the Arctic halocline : Evidence from a numerical model. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(4) :2622–2635. doi : <https://doi.org/10.1002/2014JC010353>.

- König, C. S. (2007). *Arctic landfast sea ice*. PhD Thesis, New York University.
- König Beatty, C. and Holland, D. M. (2010). Modeling landfast sea ice by adding tensile strength. *Journal of physical oceanography*, 40(1) :185–198. doi : <https://doi.org/10.1175/2009JP04105.1>.
- Lavergne, T., Tonboe, R., Lavelle, J., and Eastwood, S. (2016). Algorithm Theoretical Basis Document for the OSI SAF Global Sea Ice Concentration Climate Data Record. url : http://saf.met.no/docs/osisaf_cdop3_ss2_atbd_sea-ice-conc-climate-data-record_v1p2.pdf.
- Lemieux, J.-F., Dupont, F., Blain, P., Roy, F., Smith, G. C., and Flato, G. M. (2016). Improving the simulation of landfast ice by combining tensile strength and a parameterization for grounded ridges. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 121(10) :7354–7368. doi : <https://doi.org/10.1002/2016JC012006>.
- Lemieux, J.-F., Lei, J., Dupont, F., Roy, F., Losch, M., Lique, C., and Laliberté, F. (2018). The impact of tides on simulated landfast ice in a pan-Arctic ice-ocean model. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. doi : <https://doi.org/10.1029/2018JC014080>.
- Lemieux, J.-F., Tremblay, L. B., Dupont, F., Plante, M., Smith, G. C., and Dumont, D. (2015). A basal stress parameterization for modeling landfast ice. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(4) :3157–3173. doi : <https://doi.org/10.1002/2016JC012006>.
- Leppäranta, M. (2005). Free drift. In *The Drift of Sea Ice*, pages 141–164. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. doi : [10.1007/3-540-26970-3_6](https://doi.org/10.1007/3-540-26970-3_6).
- Li, Z., Zhao, J., Su, J., Li, C., Cheng, B., Hui, F., Yang, Q., and Shi, L. (2020). Spatial and temporal variations in the extent and thickness of Arctic landfast ice. *Remote Sensing*, 12(1) :64. doi : <https://doi.org/10.3390/rs12010064>.
- Liu, Y. and Losch, M. (2021). Numerical modeling on landfast ice in Arctic region. Technical report, Copernicus Meetings. doi : <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-461>.
- Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Baranova, O. K., Zweng, M. M., Paver, C. R., Reagan, J. R., Johnson, D. R., Hamilton, M., and Seidov, D. (2013). WORLD OCEAN ATLAS 2013, Volume 1 : Temperature. url : https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/woa/WOA13/DOC/woa13_vol1.pdf.
- Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Bouttier, P.-A., Bricaud, C., Bruciaferri, D., Calvert, D., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., Delrosso, D., et al. (2017). NEMO ocean engine.
- Madec, G. and Imbard, M. (1996). A global ocean mesh to overcome the North Pole singularity. *Climate Dynamics*, 12(6) :381–388. doi : <https://doi.org/10.1007/BF00211684>.
- Mahoney, A., Eicken, H., and Shapiro, L. (2007). How fast is landfast sea ice? A study of the attachment and detachment of nearshore ice at Barrow, Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 47(3) :233–255. doi : <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2006.09.005>.
- Meredith, M., Sommerkorn, M., Cassotta, S., Derksen, C., Ekaykin, A., Hollowed, A., Kofinas, G., Mackintosh, A., Melbourne-Thomas, J., Muelbert, M., Ottersen, G., Pritchard, H., and A.G., S. (2019). *Chapter 3 : Polar Regions. IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate*. url : <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/chapter-3-2/>.

- Merino, N., Le Sommer, J., Durand, G., Jourdain, N. C., Madec, G., Mathiot, P., and Tournadre, J. (2016). Antarctic icebergs melt over the Southern Ocean : Climatology and impact on sea ice. *Ocean Modelling*, 104 :99–110. doi : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.05.001>.
- Morales Maqueda, M. A., Fichet, T., and Holland, D. (1997). Physics and climatology of sea ice. Unpublished.
- Morales Maqueda, M. A., Willmott, A. J., and Biggs, N. R. T. (2004). Polynya Dynamics : a Review of Observations and Modeling. *Reviews of Geophysics*, 42(1). doi : <https://doi.org/10.1029/2002RG000116>.
- NSIDC (2020). Salinity and Brine. https://nsidc.org/cryosphere/seaice/characteristics/brine_salinity.html. 14 mai 2021.
- OSI SAF (2017). Global Sea Ice Concentration Climate Data Record v2. 0–Multimission, EUMETSAT SAF on Ocean and Sea Ice.
- Pegau, W. S. and Paulson, C. A. (2001). The albedo of Arctic leads in summer. *Annals of Glaciology*, 33 :221–224. doi : <https://doi.org/10.3189/172756401781818833>.
- Ponsoni, L. and APPLICATE contributors (2021). Deliverable D2.5 : Final report on model developments and their evaluation in coupled mode, Advanced Prediction in Polar regions and beyond : Modelling, observing system design and Linkages associated with a Changing Arctic climaTE (APPLICATE, grant agreement 727862), 82p.
- Prather, M. J. (1986). Numerical advection by conservation of second-order moments. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 91(D6) :6671–6681. doi : <https://doi.org/10.1029/JD091iD06p06671>.
- Proshutinsky, A., Ashik, I., Häkkinen, S., Hunke, E., Krishfield, R., Maltrud, M., Maslowski, W., and Zhang, J. (2007). Sea level variability in the Arctic Ocean from AOMIP models. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(C4). doi : <https://doi.org/10.1029/2006JC003916>.
- Rousset, C., Vancoppenolle, M., Madec, G., Fichet, T., Flavoni, S., Barthélemy, A., Benshila, R., Chanut, J., Levy, C., Masson, S., and Vivier, F. (2015). The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6 : global and regional capabilities. *Geoscientific Model Development*, 8(10) :2991–3005. doi : <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015>.
- Schweiger, A., Lindsay, R., Zhang, J., Steele, M., Stern, H., and Kwok, R. (2011). Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C8). doi : <https://doi.org/10.1029/2011JC007084>.
- Thonner, A. (2016). Implémentation d’une paramétrisation de la glace de mer côtière dans le modèle NEMO-LIM3. Master’s thesis, Université Catholique de Louvain.
- Tschudi, M., Meier, W., Stewart, J., Fowler, C., and Maslanik, J. (2019). Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors, Version 4, Boulder, CA, USA, NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center.
- U.S. National Ice Center (2020). U.S. National Ice Center Arctic and Antarctic Sea Ice Concentration and Climatologies in Gridded Format, Version 1. url : <https://nsidc.org/data/G10033/versions/1>.

- Van Achter, G., Fichefet, T., Goosse, H., Pelletier, C., Sterlin, J., Huot, P.-V., Lemieux, J.-F., Fraser, A. D., Haubner, K., and Porter-Smith, R. (2020). Modelling landfast sea ice and its influence on ocean-ice interactions in the area of the Totten Glacier, East Antarctica. Submitted.
- Vancoppenolle, M., Bouillon, S., Fichefet, T., Goosse, H., Lecomte, O., Morales Maqueda, M., and Madec, G. (2012). The Louvain-la-Neuve sea ice model. *Notes du pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), Paris, France*, 31. url : https://www.researchgate.net/profile/Sylvain-Bouillon/publication/265061445_The_Louvain-la-Neuve_sea_Ice_Model/links/54466f120cf22b3c14de24e8/The-Louvain-la-Neuve-sea-Ice-Model.pdf.
- Vancoppenolle, M., Fichefet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Madec, G., and Maqueda, M. A. M. (2009). Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation. *Ocean Modelling*, 27(1-2) :33–53. doi : <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005>.
- Winsor, P. and Björk, G. (2000). Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C4) :8789–8803. doi : <https://doi.org/10.1029/1999JC900305>.
- WMO (2014). WMO Sea-Ice Nomenclature. *WMO*. url : https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=6772.
- Zhang, J. and Rothrock, D. (2003). Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. *Monthly Weather Review*, 131(5) :845–861. doi : [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2003\)131<0845:MGSIIWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<0845:MGSIIWA>2.0.CO;2).
- Zhang, J. and Rothrock, D. A. (2005). Effect of sea ice rheology in numerical investigations of climate. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 110(C8). doi : <https://doi.org/10.1029/2004JC002599>.
- Zweng, M., Reagan, J.R. and Antonov, J., Locarnini, R., Mishonov, A., Boyer, T., Garcia, H., Baranova, O.K. and Johnson, D., Seidov, D., and Biddle, M. (2013). WORLD OCEAN ATLAS 2013, Volume 2 : Salinity. url : https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/woa/WOA13/DOC/woa13_vol2.pdf.

