

Faculté des sciences

# Analyse des événements de fonte rapide de la glace de mer arctique dans le cadre du réchauffement global : inventaire et mécanismes

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

Autrice : Annelies Sticker

Promoteurs : François Massonnet, Thierry Fichet

Lecteurs : Hugues Goosse, Francesco Ragone

École de physique, Centre de recherche sur la Terre et le climat Georges Lemaître

Année académique 2021-2022



---

## Remerciements

---

Au terme de ce mémoire, je tiens à remercier tout d'abord mes promoteurs, les professeurs Thierry Fichet et François Massonnet, pour leur suivi, leurs conseils et leur organisation minutieuse qu'ils m'ont apportés tout au long de cette année.

Je tiens également à remercier Steve Delhaye pour sa disponibilité, ses commentaires et son aide précieuse qui m'ont aidé à la mise en oeuvre de ce mémoire.

Je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont soutenu et encouragé pour la réalisation de ce mémoire. Merci à la team Mercator, en particulier Justin, Louis et Noé, pour l'entraide et leurs commentaires inspirants tout au long de ce Master et merci à mes amis proches pour leur soutien essentiel.

Je remercie mes parents pour leur confiance tout au long de mes études.

Enfin, à mes frères et soeurs, mes plus profonds remerciements pour une vie entière d'encouragements et de soutien.

---

# Table des matières

---

<b>Remerciements</b>	<b>i</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 Revue de la littérature</b>	<b>4</b>
1.1 L'Arctique au centre des changements climatiques globaux . . . . .	4
1.2 Variabilité de la glace de mer . . . . .	9
1.3 Événements de fonte rapide de la glace de mer arctique . . . . .	15
1.3.1 Composantes dynamiques . . . . .	16
1.3.2 Composantes thermodynamiques . . . . .	16
1.3.3 Autres contributions . . . . .	18
<b>2 Les modèles climatiques globaux</b>	<b>20</b>
2.1 Modèles climatiques globaux de la base de données du CMIP6 . . . . .	20
2.2 Description des modèles . . . . .	23
2.2.1 MRI-ESM2-0 . . . . .	23
2.2.2 CESM2 . . . . .	23
2.3 Description des données . . . . .	25
2.3.1 Données observationnelles . . . . .	25
2.3.2 Données du SIMIP . . . . .	25
<b>3 Inventaire des RILEs dans la base de données du CMIP6</b>	<b>27</b>
3.1 Définition d'un RILE . . . . .	27
3.2 Inventaire des RILEs et caractéristiques . . . . .	30
3.3 Probabilité du nombre d'occurrences des RILEs par décennie . . . . .	31
<b>4 Analyse du bilan de masse de la glace de mer arctique au début des RILEs</b>	<b>33</b>
4.1 Bilan de masse climatologique de la glace de mer . . . . .	34
4.2 Analyse des mécanismes responsables des RILEs . . . . .	36
4.2.1 Caractéristiques des RILEs . . . . .	36

4.2.2	Analyses du bilan de masse de la glace de mer arctique du modèle MRI-ESM2-0 . . . . .	37
4.2.3	Analyse des composantes du bilan de masse de la glace de mer au niveau régional du modèle MRI-ESM2-0 . . . . .	40
4.2.4	Analyse des flux de chaleur à la base de la glace pour le modèle MRI-ESM2-0 . . . . .	44
4.3	Comparaison avec les caractéristiques des RILEs du modèle CESM2 . . . .	48
4.4	Discussion . . . . .	49
	<b>Conclusion</b>	<b>52</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>55</b>
	<b>A Figures et tables supplémentaires</b>	<b>60</b>

---

## Introduction

---

Les observations satellitaires de la glace de mer arctique, initiées depuis les années septante, montrent une diminution de son étendue (qui équivaut à l'aire de la surface de l'océan recouverte par au moins 15% de glace de mer) lors de toutes les saisons et particulièrement au mois de septembre, lorsque sa couverture saisonnière est minimale. Durant ce mois, l'étendue de la glace de mer arctique a subi une réduction de 12,7 % par décennie en moyenne entre 1979 et 2021 (NSIDC, 2021). De plus, la grande majorité des modèles climatiques globaux de la banquise arctique ayant participé à la sixième phase du projet d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP6<sup>1</sup>), et notamment ceux qui simulent le mieux l'évolution observée, prévoit que l'océan Arctique deviendra libre de glace de mer en septembre avant l'année 2050 (Notz and SIMIP Community, 2020).

Cette diminution de la couverture de glace de mer arctique durant la période estivale n'a pas un comportement linéaire : elle présente au contraire **la signature de périodes de fonte rapide**. Ces événements sont présents aussi bien dans les données observationnelles que dans les simulations des modèles climatiques globaux. Holland et al. (2006), en utilisant les modèles climatiques ayant participé au CMIP3, sont les premiers à mettre en évidence ces périodes de fonte rapide (Fig. 1). Celles-ci sont nommées **RILEs**, pour Rapid Ice Loss Events. Pas plus tard qu'une année après la publication de cette étude, les observations ont montré qu'un tel événement de fonte rapide s'est effectivement produit.

La compréhension des mécanismes physiques responsables de ces RILEs est le sujet d'intenses recherches et les avancées sont d'une grande valeur théorique, mais également pratique, car la glace de mer arctique joue un rôle important dans le climat polaire. Le rythme et la manière dont la glace de mer diminue affectent la capacité des écosystèmes et des sociétés à s'adapter à ces changements. Le fait que l'Arctique évolue rapidement signifie que le reste du monde subira également des changements. En effet, le climat des moyennes latitudes peut également être influencé par la fonte de la glace de mer arctique (e.g., Cohen et al. (2019)).

---

1. "Sixth phase of the Coupled Model Intercomparison Project Phase" en anglais

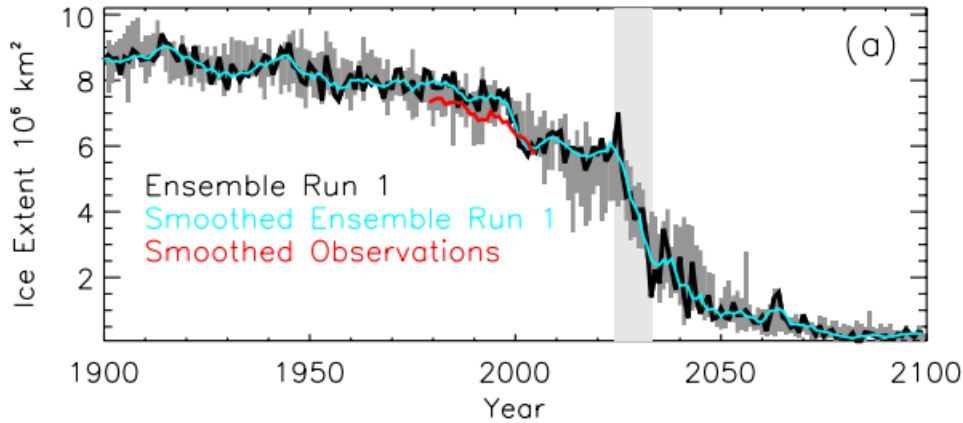


FIGURE 1 – Étendue de la glace de mer arctique en septembre pour la simulation "Run 1" (noir), sa moyenne mobile sur cinq ans (bleu), et la moyenne mobile sur cinq ans des données observées (rouge) pour le modèle CCSM3. L'ensemble des membres est représenté en gris foncé. La zone verticale gris clair indique l'événement abrupt (Holland et al., 2006).

Les analyses des événements observés d'une part et des événements simulés d'autre part soulignent l'importance du préconditionnement, des forçages atmosphériques dynamique et radiatif et des processus pour expliquer une augmentation de la fonte de la glace de mer arctique. Il existe un large consensus sur une tendance pluriannuelle d'amincissement de la glace et une faible couverture de glace pérenne au cours des années précédant les RILEs, qui augmente l'impact des conditions atmosphériques et/ou océaniques inhabituelles, mais pas sans précédent, pour générer ces RILEs. De tels événements ont été interprétés comme une réponse à l'augmentation du transport de chaleur océanique vers le pôle Nord en présence de glace de mer déjà plus mince que la moyenne (Holland et al., 2006), avec peu ou pas de rôle pour l'atmosphère, mais également comme une réponse aux anomalies de la circulation atmosphérique, avec peu ou pas de rôle pour l'océan (Döscher and Koenigk, 2012). Le forçage radiatif des nuages (Vavrus et al., 2011) et la rétroaction glace-albédo (Paquin et al., 2013) pourraient aussi favoriser ces événements. Bien que les facteurs les plus probables aient déjà été identifiés dans la littérature, une estimation de leurs contributions relatives, de la manière dont ils interagissent et de leurs rôles dans le développement d'événements de fonte rapide de la glace de mer, restent toujours manquants. Le fait que les résultats ci-dessus aient été obtenus à partir de modèles différents et sur des périodes de temps différentes peut expliquer la divergence dans les conclusions.

Dès lors, il manque une compréhension globale des propriétés des événements de perte rapide de glace dans les ensembles multi-modèles. Les améliorations de la représentation de glace de mer dans les modèles climatiques faisant partie de la dernière phase du CMIP offrent la possibilité d'étudier la probabilité de l'apparition d'un RILE. Cela permet également l'analyse du bilan de masse de la glace de mer arctique au cours d'un tel événement avec plus de précision.

Nous sommes donc amenés à nous poser les questions suivantes : (1) est-ce que les modèles faisant partie du CMIP6 simulent des événements de fonte rapide de la glace de mer arctique et à quelle fréquence, (2) via quelles composantes la diminution dans le bilan de masse aux prémices de ces RLEs est-elle majoritairement affecté et (3) quels sont les processus responsables des événements de fonte rapide présents dans les simulations du CMIP6 ?

Ce mémoire a pour but, dans un premier temps, d'inventorier les événements de fonte rapide de la glace de mer arctique dans la base de données du CMIP6 qui reprend les dernières projections climatiques disponibles réalisées avec les modèles climatiques globaux. Dans un deuxième temps, on procédera à une analyse du bilan de masse de la glace de mer. Cette analyse permettra de déterminer ce qui caractérise ces événements de fonte rapide.

# CHAPITRE 1

---

## Revue de la littérature

---

### 1.1 L'Arctique au centre des changements climatiques globaux

L'Arctique est un élément clé dans le système climatique global notamment pour son rôle dans le bilan énergétique de la Terre. Couverte en partie de glace et/ou de neige, cette région possède un pouvoir réfléchissant, surnommé albédo, élevé par rapport au reste du globe. Cette variable climatique va intervenir dans le bilan radiatif de la Terre en modifiant la part de rayonnement solaire qui va être renvoyée vers l'espace et qui ne servira donc pas à réchauffer la planète. Plus précisément, l'albédo est le rapport entre le flux de rayonnement solaire réfléchi par une surface et le flux de rayonnement solaire incident atteignant cette même surface. Dans le système climatique, les albédos les plus élevés sont ceux de la glace et de la neige avec une valeur comprise entre 0.6 et 0.9 (une valeur de 1 représente une réflexion totale du rayonnement solaire incident), alors que l'albédo de l'eau libre est plus faible avec une valeur de 0.06. Dès lors, la présence de glace de mer à la surface de l'océan Arctique contribue à réduire la quantité de rayonnement solaire absorbé en surface dans cette région.

Un autre facteur clé est le rôle de la glace de mer dans les échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. Lorsque l'océan est recouvert de glace, ces transferts de chaleur diffèrent considérablement de ceux présents à la surface des océans non englacés. Pour une grande partie de l'Arctique, la moitié de l'excès de chaleur qui pénètre dans l'océan Arctique en été contribue à fondre la glace de mer au lieu de réchauffer la couche mélangée océanique, c'est-à-dire la couche à la surface de l'océan qui est chaude et homogène en température. Les flux sont donc diminués par la présence de la glace de mer saisonnière. Ceux-ci sont également influencés par le contraste important entre les basses températures hivernales de surface oscillant généralement entre  $-20\text{ °C}$  et  $-40\text{ °C}$  et la température de la couche océanique de mélange qui se trouve entre  $-2\text{ °C}$  et  $2\text{ °C}$  (Zhang et al., 2021; Carton et al., 2015).

Ensuite, le cycle saisonnier de la température océanique de la couche mélangée arctique est faible en raison des effets d'isolation et de réflexion du rayonnement solaire par la couverture de glace de mer, mais également par l'influence du stockage et de la libération de chaleur latente lors de la fonte et de la formation de la glace. En effet, pour une grande partie des océans, le cycle saisonnier de la température de la couche mélangée est contrôlée par le gain de chaleur pendant les mois calmes et ensoleillés de la fin du printemps et de l'été, suivi d'une perte de chaleur vers l'atmosphère et les profondeurs de l'océan pendant les mois d'hiver froids et venteux. Cependant, dans l'océan Arctique, ces processus sont limités, donnant lieu à un cycle saisonnier de température dont l'amplitude est généralement inférieure à 1.5 °C, même dans les régions libres de glace (Carton et al., 2015).

Finalement, les forts vents du nord et les courants océaniques provoquent le transport de la glace de mer dans le détroit de Fram et dans la mer du Groenland (Fig. A.1). Ce transport crée un important flux d'eau douce qui représente une part capitale dans le bilan global d'eau douce (Serreze et al., 2006). En effet, l'eau douce de l'océan Arctique joue un rôle essentiel dans le système climatique mondial en ayant notamment un impact sur la circulation méridienne moyenne de l'océan mondial (Solomon et al., 2021).

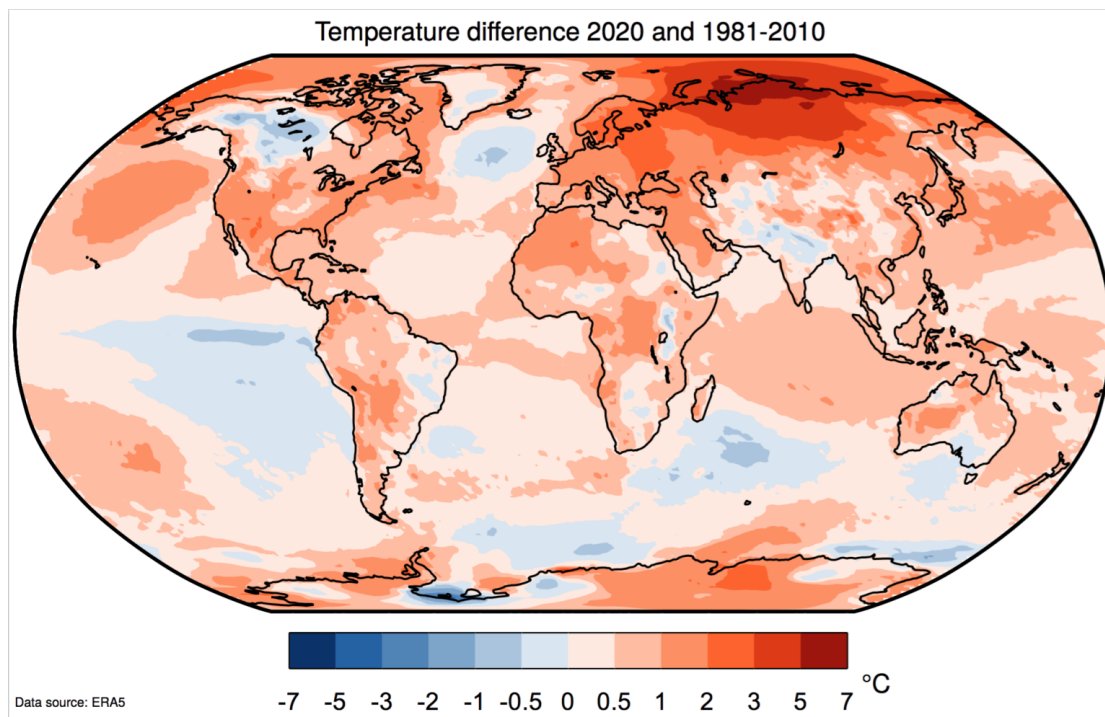


FIGURE 1.1 – Anomalie de température de l'air à une hauteur de deux mètres pour 2020 par rapport à la moyenne 1981-2010 à partir des données ERA5. Source : Copernicus Climate Change Service/CEMWF.

Ces dernières décennies, l'Arctique s'est réchauffé au moins trois fois plus vite que la moyenne globale durant la période allant de 1971 à 2019 selon le programme de surveillance et d'évaluation de l'Arctique (AMAP, 2021) (Fig. 1.1). Ce phénomène, appelé amplification arctique (AA), est présent aussi bien dans les observations que dans les modèles climatiques. Un des signes les plus notables de ce réchauffement accru de la région arctique est une décroissance rapide de glace de mer. Cette diminution de la couverture de glace, bien que présente tout au long de l'année, est plus importante durant le mois de septembre, qui correspond à la fin de la période estivale en Arctique.

Les processus derrière l'AA peuvent être séparés en forçages locaux et en forçages à distance. Les forçages locaux comprennent les forçages liés à la neige, l'albédo de la glace de mer, les nuages et l'effet isolant de la glace tandis que les forçages à distance comprennent tout ce qui est lié aux transports atmosphériques et océaniques de chaleur et d'humidité des moyennes latitudes vers l'Arctique (Cohen et al., 2019). De plus, un élément essentiel dans la compréhension de l'amplification est le concept de *feedback*. Un *feedback* est un phénomène par lequel une perturbation d'un système agit en retour sur les causes de cette perturbation d'une manière qui peut le stabiliser ou au contraire l'amplifier. Dans le premier cas, on parle de **feedback négatif** s'opposant à l'effet et, dans le second, de **feedback positif**, renforçant l'effet. Nous détaillons, dans la suite, quelques *feedbacks* contribuant à l'amplification arctique.

### Feedback glace de mer-albédo

Le *feedback* glace de mer-albédo joue un rôle important dans l'AA. Les réductions importantes de l'étendue de la glace de mer arctique laissent apparaître une plus grande surface d'eau libre. Cela permet une plus grande absorption du rayonnement solaire favorisant l'augmentation de la température des couches océaniques proches de la surface, ce qui entraîne des flux de chaleur latente et sensible importants vers l'atmosphère principalement en automne. Ce processus a pour effet de retarder la croissance de la glace de mer en automne/hiver, permettant la présence de masses d'air plus chaudes et humides qui vont, elles-mêmes, contribuer au phénomène d'AA (Pithan and Mauritsen, 2014). Les observations, en accord avec ce mécanisme physique mais en raison d'autres processus également, montrent une réduction de l'albédo planétaire moyen de la surface de 0.52 à 0.48 entre 1979 et 2014 (Pistone et al., 2014).

### Feedback lié à l'impact des nuages

Le réchauffement de l'atmosphère entraîne des changements dans la quantité et les caractéristiques des nuages, ce qui modifie l'équilibre radiatif. Les nuages influencent le bilan thermique de la Terre en affectant les flux radiatifs dans les bandes visibles et infrarouges. Le signe du *feedback* lié aux nuages n'est pas fixe, car les nuages provoquent à la fois un réchauffement et un refroidissement. Les *feedbacks* liés aux nuages sont donc les plus incertains.

Lorsque la glace de mer fond et que de nouvelles zones d’eaux libres sont exposées, les flux de chaleur turbulents de surface peuvent augmenter l’humidité dans la basse atmosphère, et par conséquent la quantité de nuages de basse altitude. Les nuages de basse altitude ont tendance à refroidir en réfléchissant le rayonnement solaire contrairement aux nuages de haute altitude qui ont tendance à réchauffer en piégeant le rayonnement infrarouge retourné en surface. Pendant la saison hivernale, l’augmentation des nuages bas accroît le rayonnement infrarouge retourné en surface, entraînant une perte supplémentaire de glace de mer et donc un *feedback* positif.

D’autre part, les particules liquides des nuages sont plus petites que les particules de glace des nuages, et sont donc plus efficaces pour réfléchir le rayonnement solaire vers l’espace. Lorsque le climat se réchauffe, la quantité totale d’eau dans les nuages augmente, ce qui accroît la quantité de rayonnement solaire réfléchi, agissant comme un *feedback* négatif. Simultanément, la fraction liquide de l’eau des nuages augmente également, ce qui renforce l’effet de ce *feedback* (Goosse et al., 2018).

L’effet net des nuages en Arctique sur le bilan radiatif se traduit par une augmentation de la température de surface via l’intensification du rayonnement infrarouge, et cela durant toute l’année à l’exception des mois de juin et juillet. Pour ces deux mois, la diffusion du rayonnement solaire par les nuages devient un processus dominant et va donc avoir un effet refroidissant. Cependant, l’impact des nuages varie également avec l’évolution saisonnière de l’albédo de surface, incluant la fonte estivale de la glace de mer et la production de mares de fonte (accumulation sur la glace d’eau de fonte provenant de la fonte de la neige, mais aussi de la fonte de la glace) (Vavrus, 2004).

## Feedback lié à la température

Les simulations climatiques réalisées dans le cadre du CMIP5 ont montré qu’une contribution importante à l’AA résulte d’un *feedback* lié à la température. Ce dernier représente les variations du rayonnement infrarouge en réponse aux variations des températures en surface et dans la troposphère (Goosse et al., 2018; Pithan and Mauritsen, 2014). Celui-ci est donc la composition de deux *feedbacks* : le *feedback* de Planck et le *feedback* du gradient thermique.

- Le premier *feedback* découle de la loi de Stefan-Boltzmann. Cette loi stipule que l’énergie émise par un corps noir par unité de temps et unité de surface est proportionnelle à la puissance quatrième de la température de ce corps. Elle s’écrit de la façon suivante :

$$M = \sigma T^4 \tag{1.1}$$

avec  $\sigma$  la constante de Boltzmann. Cela implique que pour une même augmentation de température, il y aura donc une plus faible augmentation de l’énergie émise par un corps noir à des températures plus basses. En réponse à un même déséquilibre radiatif, l’Arctique (région froide) devra voir sa température augmenter davantage que les tropiques (région chaude).

- Le second *feedback* est lié aux différences de variation de la température dans les basses couches et hautes couches de la troposphère. Dans un environnement subissant une augmentation de la température, des conditions stables dans la basse atmosphère, comme par exemple des températures très faibles et donc une masse d'air très dense, génèrent un réchauffement plus important à la surface que dans la haute troposphère, en comparaison avec une atmosphère qui serait uniforme et pour laquelle il y aurait plus d'échanges entre la basse et la haute troposphère. La hausse de la température sera donc accentuée dans la basse troposphère de l'Arctique comparée aux latitudes inférieures (Goosse et al., 2018).

### Feedback lié à la vapeur d'eau

Selon l'équation de Clausius-Clapeyron, la pression de vapeur à saturation et l'humidité spécifique à saturation sont des fonctions quasi-exponentielles de la température. De plus, les observations et les simulations des modèles climatiques montrent régulièrement que l'humidité relative tend à rester plus ou moins constante en réponse à une augmentation de température. Un réchauffement génère donc une augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. La vapeur d'eau étant un gaz à effet de serre efficace, cela entraîne un *feedback* positif. L'effet radiatif de la vapeur d'eau est approximativement proportionnel au logarithme de sa concentration, et l'influence d'une augmentation de la teneur en vapeur d'eau est donc plus importante dans les endroits où sa concentration est relativement faible dans des conditions non perturbées, comme dans la haute troposphère (Goosse et al., 2018).

Ce phénomène d'AA, bien que présent dans l'entièreté de la troposphère, est plus important près de la surface et dans la haute troposphère, et est également plus intense durant l'automne et l'hiver (Cohen et al., 2019).

Malgré les nombreuses études sur les *feedbacks* contribuant à l'AA, la connaissance de l'ensemble des mécanismes reste incomplète. Le rôle du transport atmosphérique de chaleur et d'humidité vers le pôle Nord ainsi que celui du transport océanique restent, par exemple, mal quantifiés.

Les variations de l'étendue de la glace de mer arctique ont donc un impact important sur le bilan thermique et le bilan radiatif de l'atmosphère et des océans et sur la température moyenne globale de la planète. Une illustration de certains des *feedbacks* mentionnés ci-dessus est présentée à la figure 1.2, où les signes + et - signifient si les *feedbacks* représentés sont positifs ou négatifs.

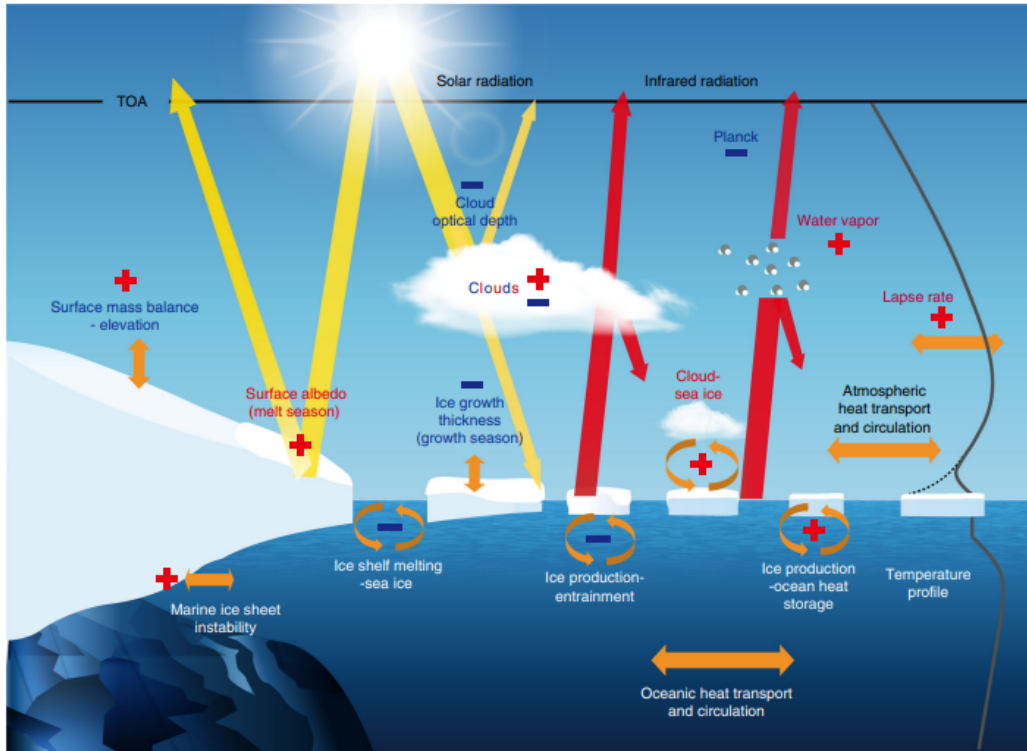


FIGURE 1.2 – Schéma de certains *feedbacks* radiatifs et non-radiatifs importants dans les régions polaires. TOA (top of atmosphere) représente le sommet de l’atmosphère. Le rayonnement solaire est représenté en jaune et le rayonnement infrarouge en rouge. La ligne grise sur la droite représente un profil de température simplifié dans les régions polaires pour l’atmosphère et l’océan (Goosse et al., 2018).

## 1.2 Variabilité de la glace de mer

Pour comprendre les changements de la couverture de glace de mer, il est important de se familiariser avec les propriétés de la glace de mer et leur variabilité dans l’Arctique. Un résumé des propriétés les plus importantes est donné dans les paragraphes suivants.

La glace de mer arctique évolue selon un cycle saisonnier : sa fonte commence généralement en mars et se termine durant le mois de septembre tandis que sa croissance se déroule d’octobre à mars. Deux classes de processus distincts régissent l’évolution du bilan de masse de la glace de mer : la **thermodynamique** et la **dynamique**. La thermodynamique fait référence à la fonte et à la formation de la glace de mer et la dynamique fait référence au mouvement de la glace. L’évolution de la couverture de glace doit donc être interprétée dans le contexte de ces deux classes de processus, mais également du point de vue des interactions de la glace avec l’atmosphère et l’océan. La thermodynamique comprend la somme de tous les flux d’énergie qui affectent la glace. En particulier, ce sont les échanges de chaleur et de masse qui gouvernent la formation de la glace, sa croissance ou sa fonte. Le bilan thermique en surface comprend les flux de rayonnement solaire et du rayonnement infrarouge émanant à la fois de la surface et de l’atmosphère, les flux turbulents de chaleur sensible et latente et le flux de conduction à travers la glace.

Les flux radiatifs sont les termes dominants parmi lesquels on retrouve le rayonnement infrarouge retourné en surface qui est une fonction de la température de surface et le rayonnement solaire dont la contribution au bilan radiatif terrestre va dépendre de la couverture nuageuse et de la durée d'ensoleillement. Les nuages affectent les changements de la température de surface et par conséquent la croissance et la fonte de la glace de mer (Yu et al., 2019). Les flux turbulents, eux, dépendent de la vitesse du vent et des différences en humidité entre l'atmosphère et la surface. À la base de la glace, l'équilibre thermique résulte uniquement de la conduction thermique à travers la glace et du flux de chaleur provenant de l'océan (Fichefet and Morales Maqueda, 1997).

Le flux de conduction thermique à l'intérieur de la glace dépend de l'épaisseur de la glace de mer et de la différence de température entre la surface et la base de la glace de mer et va conduire la chaleur dans la glace. La conductivité est également contrainte par une variation de densité introduite par un terme de salinité dans la glace qui dépend de la profondeur (Trodahl et al., 2001).

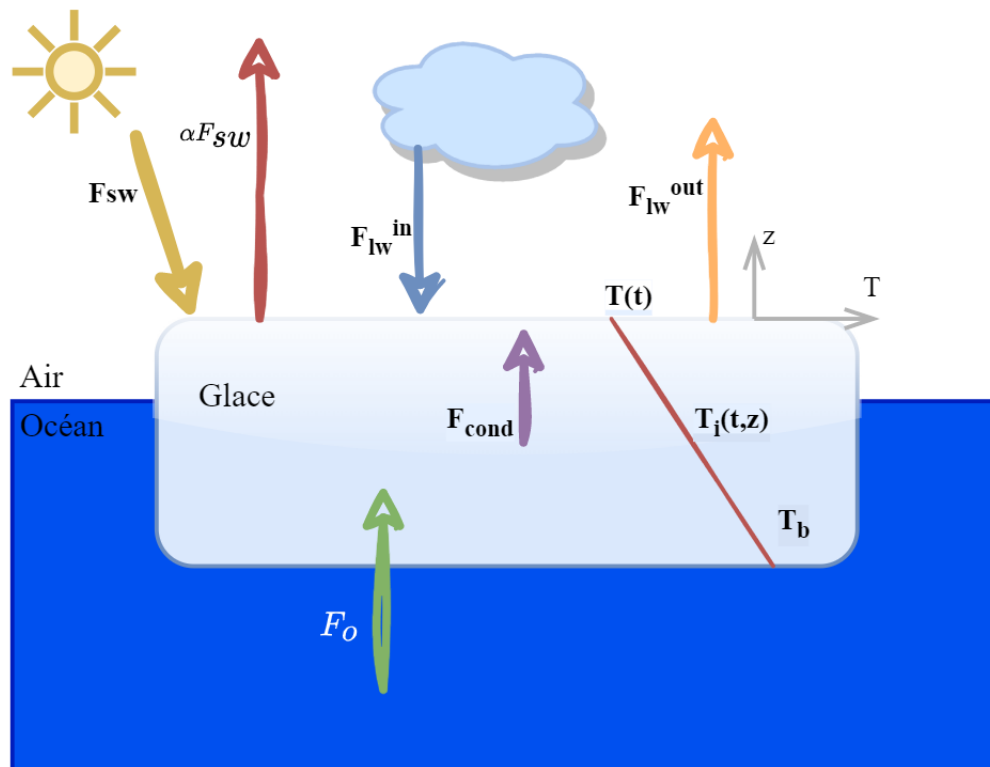


FIGURE 1.3 – Bilan radiatif à la surface et bilan énergétique à la base de la glace de mer. A la surface de la glace de mer, le bilan s'établit entre le rayonnement solaire arrivant et quittant la surface ( $F_{sw}$ ) et le rayonnement infrarouge quittant la surface ( $F_{lw}^{out}$ ) et retourné en surface ( $F_{lw}^{in}$ ). A la base de la glace de mer, le bilan s'établit entre le flux de chaleur océanique ( $F_o$ ) et le flux de conduction dans la glace de mer ( $F_{cond}$ ).  $\alpha$  est l'albédo de la surface englacée. Le profil de température dans la glace est représenté par la droite en rouge.

La circulation océanique influence l'évolution de la glace de mer par le transport de chaleur à partir de deux sources : la remontée d'eaux chaudes situées sous la couche de mélange océanique et le rayonnement solaire pénétrant à la surface de l'océan dans les zones libres de glace (Fichefet and Morales Maqueda, 1997). Dans l'Arctique, la pycnocline, qui est une couche d'eau à fort gradient vertical de densité, est très prononcée, limitant les échanges de chaleur avec la couche inférieure plus chaude. Cela explique la faible valeur moyenne du flux océanique dans le centre de l'Arctique ( $\sim 2 \text{ Wm}^{-2}$ ). L'océan Arctique présente une structure fortement stratifiée par des gradients verticaux de salinité plutôt que par des gradients de température.

Pour la dynamique de la glace de mer, ce sont les vents, dûs à l'impact des champs de pression atmosphérique, qui ont un rôle significatif. Il existe un mode de variabilité interne du climat appelé oscillation arctique (OA). Pour rappel, les modes internes de variabilité climatique font référence à un *pattern* de variabilité récurrent, voire (quasi-) oscillatoire, pour une ou plusieurs variables. Le terme interne désigne le fait qu'ils auraient lieu même si les forçages externes étaient stationnaires. La phase positive de l'OA est associée à des basses pressions sur la région polaire arctique et des hautes pressions sur les moyennes latitudes tandis que, pour sa phase négative, le schéma est inversé. Cette variabilité interne va également avoir des effets au niveau du gyre de Beaufort et de la Dérive transpolaire, deux courants océaniques présents dans l'Arctique. La Dérive transpolaire est le processus privilégié pour l'exportation de glace de mer hors du bassin arctique. Au contraire, le gyre de Beaufort est une circulation océanique qui a tendance à garder la glace au sein du bassin arctique. L'effet de la phase positive de l'OA sur ces courants se traduit par un gyre de Beaufort plus faible et par une dérive transpolaire ayant un comportement plus droit et donc phase pour laquelle l'export de glace est plus important (Fig. 1.4) (Perovich and Richter-Menge, 2009).

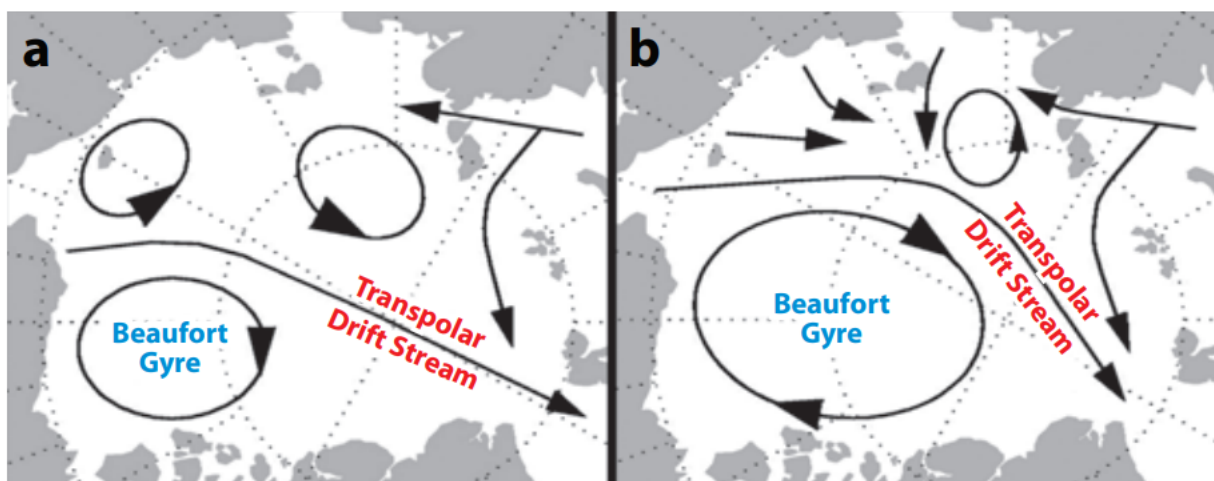


FIGURE 1.4 – Impact de l'OA sur la dérive générale de la glace de mer arctique pour les phases (a) positive et (b) négative (Perovich and Richter-Menge, 2009).

De part le climat extrême de l'Arctique et sa position géographique reculée, les processus cités auparavant sont difficilement observables. Les modèles climatiques globaux développés durant les dernières décennies sont donc des outils nécessaires pour comprendre la variabilité de la glace de mer plus en détails. En effet, ils permettent d'avoir une estimation de l'évolution passée et future de l'état de la banquise arctique selon des données récoltées et/ou reconstruites et suivant des scénarios socio-économiques. Dans leur article, Keen et al. (2021) ont procédé à une analyse de ces processus pour la moyenne multi-modèle de 14 modèles du CMIP6 (Keen et al., 2021). Le chapitre 3 définira plus en détails les modèles climatiques globaux ainsi que le CMIP6.

Keen et al. (2021) utilisent ces données afin de comprendre la contribution des différents processus qui régissent l'évolution de l'état de la glace (Fig. 1.5). Ils mettent en avant les processus suivants :

- **basal growth** : croissance à la base de la glace pré-existante,
- **frazil ice formation** : formation de la glace dans les chenaux ou polynies présents au sein de la banquise,
- **top melt** : fonte à la surface de la glace,
- **lateral melt** : fonte sur la partie latérale de la glace,
- **snowice** : formation de glace de mer par transformation de la neige en glace,
- **evapsubl** : changement dans la masse de la glace par sublimation et évaporation,
- **advection** : changement dans la masse de la glace par advection de glace dans ou hors du domaine d'analyse.

Le bilan de masse total net montre que la perte de glace de mer survient entre mai et septembre alors que la croissance se passe d'octobre à avril (figure 1.5). Les processus dominant la croissance de la glace de mer sont ici la croissance à la base et la formation de glace par frasil bien que la contribution de la croissance à la base (83%) est plus de quatre fois supérieure à celle de la formation de glace par frasil (16%). Ces deux mécanismes sont presque uniquement actifs en hiver et en automne. Les mécanismes principaux régissant la perte de la glace de mer sont la fonte à la base, la fonte à la surface et l'advection de la glace de mer hors du cercle arctique. Les processus de fonte à la base et à la surface se produisent principalement en été alors que l'advection de glace se produit tout au long de l'année (Keen et al., 2021).

Dans leur évaluation des modèles climatiques globaux faisant partie du CMIP6, Keen et al. (2021) mettent en avant le fait que ces modèles sont similaires au niveau de leur bilan de masse, ce qui implique que les processus physiques contrôlant la fonte et la croissance de la banquise arctique semblent bien compris.

Cependant, des différences entre les diagnostics du bilan de masse simulé par les modèles restent inévitables. Par exemple, le rapport entre le terme de croissance à la base et le terme de formation de glace à partir de frasil varie entre les modèles (Keen et al., 2021). Cette différence est attribuée au choix de l'épaisseur minimum de frasil

qui peut se former. En général, les modèles ayant une plus grande épaisseur minimale tendent à avoir une plus grande proportion de formation de glace dans les zones d'eau libre de glace. On observe le même phénomène lorsqu'il s'agit de la fonte de la glace de mer. La proportion de fonte à la base ainsi qu'à la surface varie d'un modèle à l'autre. Néanmoins, il est plus compliqué de mettre un paramètre en avant pour ces différences. Finalement, le dernier terme qui présente une grande variation en fonction des modèles est l'advection de glace hors du domaine étudié, bien que tous les modèles se rejoignent pour dire qu'une advection nette hors du domaine d'analyse a tendance à se produire.

Le principal avantage des modèles climatiques globaux est que l'on va pouvoir suivre l'évolution des composantes du bilan de masse de la glace de mer dans le contexte du réchauffement climatique. Selon l'analyse de Keen et al. (2021), l'amplitude de ces composantes diminue avec le temps, ce qui est cohérent avec la diminution de la masse de glace. Ces variations dans l'amplitude des composantes sont davantage importantes que la perte de masse de glace est importante selon le modèle. La composante de glace perdue par advection semble diminuer rapidement en comparaison aux autres composantes. Les auteurs mettent finalement en avant le fait que le bilan de masse de la glace de mer arctique simulé par les modèles est influencé non seulement par la physique de la glace de mer, mais également par les forçages atmosphériques et océaniques évoluant sous un scénario de réchauffement climatique global.

Finalement, dans le contexte du réchauffement climatique au XXI<sup>e</sup> siècle, il est probable que le cycle saisonnier de fonte et de formation de la glace de mer arctique subisse des changements. En utilisant la moyenne des multi-modèles, Keen et al. (2021) étudient le décalage des périodes de fonte à la base et à la surface et de croissance à la base. La période de fonte commence donc plus tôt dans l'année et s'interrompt légèrement plus tôt dans l'année. La saison de croissance de la glace à la base est, elle, retardée dans l'année avec une diminution de la croissance de la glace de mer en automne et une augmentation plus tard en hiver. Ce décalage est associé à de la glace plus fine dans les projections futures par rapport aux projections actuelles. Les changements dans le bilan de masse conduisant à une perte de glace supplémentaire se produisent principalement en mai et en juin, lorsqu'il y a une augmentation de la fonte en surface et à la base, et en octobre et novembre, lorsque la croissance à la base est réduite. Ces changements sont partiellement compensés par une réduction de la fonte en surface et à la base en août et une augmentation de la croissance de la base en janvier-mars (Keen et al., 2021).

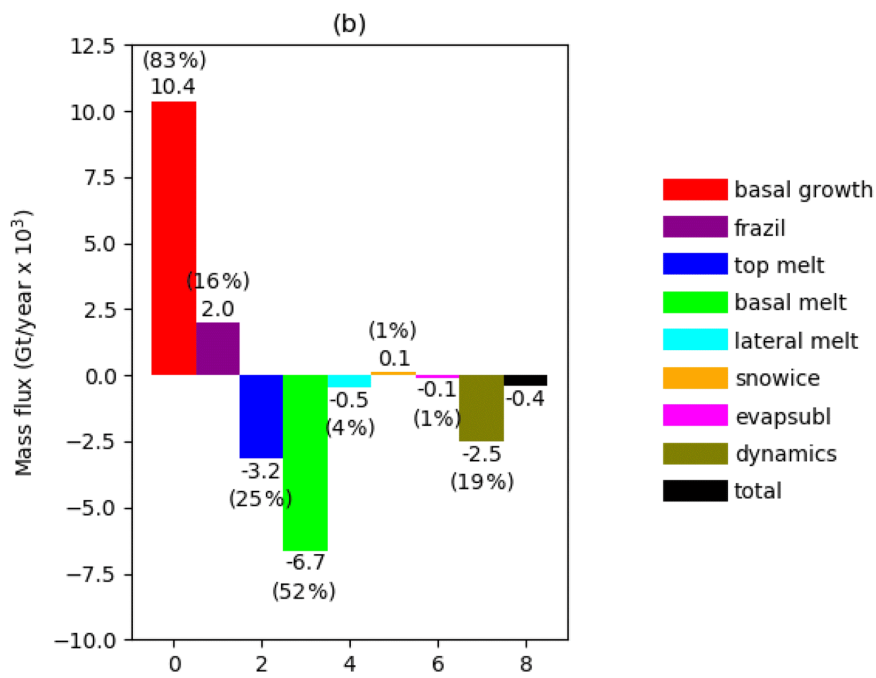
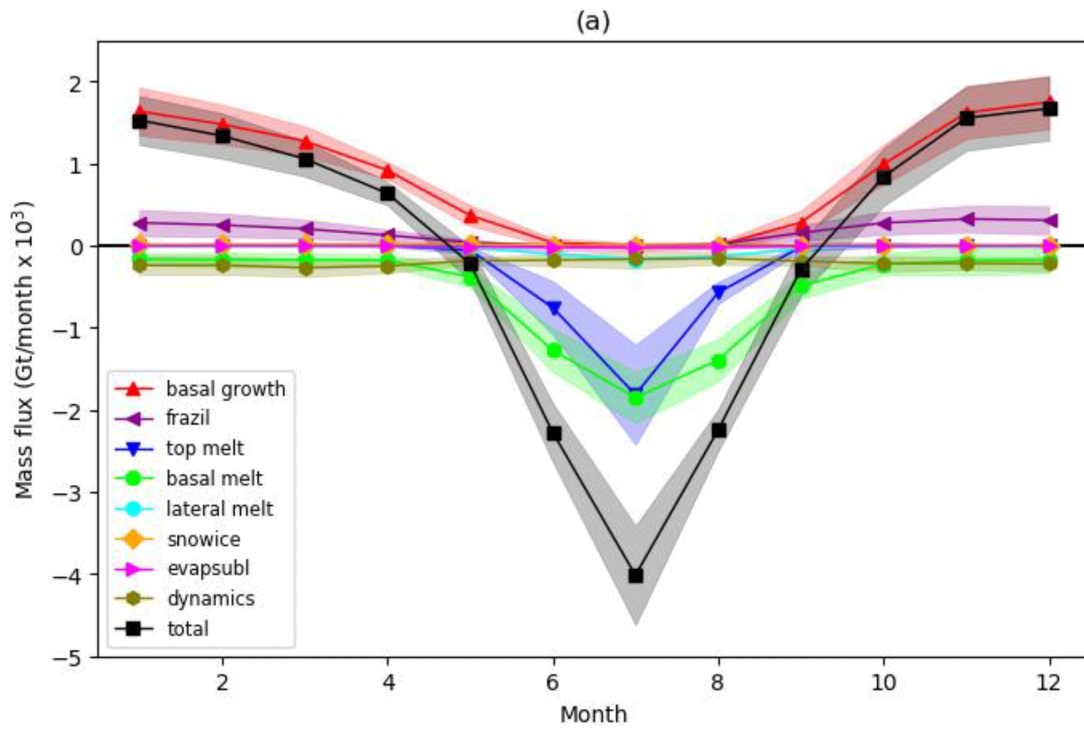


FIGURE 1.5 – Composantes du bilan de masse de la glace de mer arctique pour la moyenne des modèles CMIP6 pour la période 1960-89 (Keen et al., 2021).

## 1.3 Événements de fonte rapide de la glace de mer arctique

La réduction de la couverture de glace de mer arctique durant la période estivale n'a pas un comportement linéaire : elle présente au contraire la signature de périodes de fonte rapide. Ce genre d'événement a été observé pour la première fois en 2007 et a été suivi de près par un second événement en 2012. En effet, l'étendue de glace de septembre a atteint les valeurs extrêmes de  $4.17 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  et  $3.41 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  respectivement pour ces deux années. Ces deux pics résultant d'une fonte rapide sont nettement observables sur la figure 1.6.

La première évocation d'événements de fonte rapide de glace de mer arctique est apparue en 2006 avec l'étude de Holland et al. (2006) dans laquelle ces auteurs observent de tels événements dans les simulations du modèle climatique CCSM3<sup>1</sup>. Ils sont caractérisés par une diminution importante de l'étendue de glace de mer sur une période de temps assez courte (entre 2 à 10 ans).

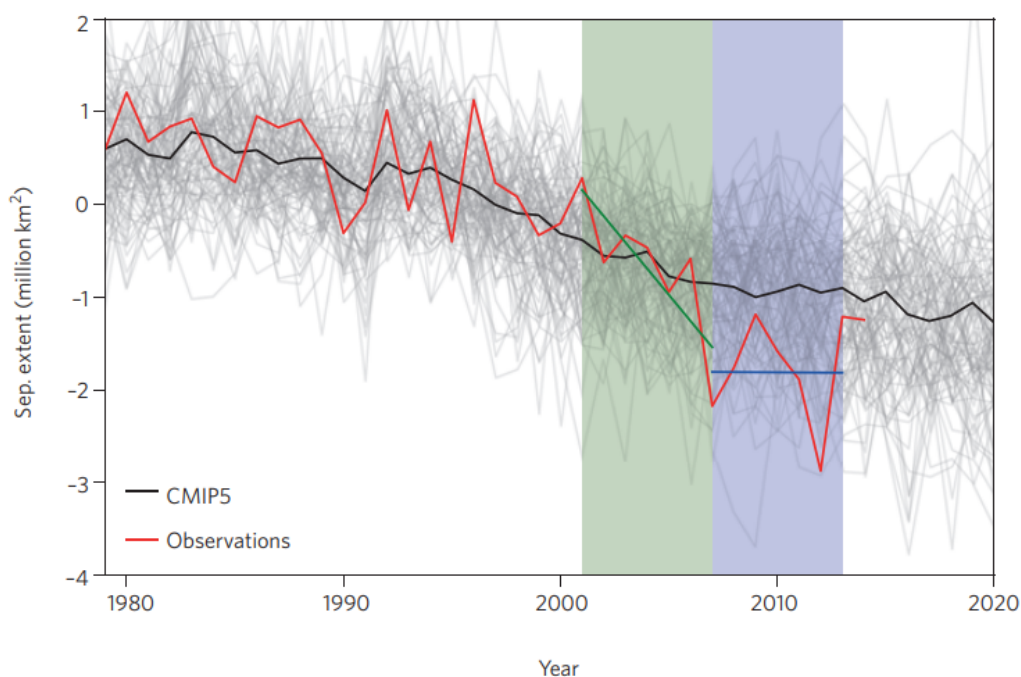


FIGURE 1.6 – Anomalies de l'étendue de la glace de mer dans l'Arctique en septembre. Anomalies calculées par rapport à la moyenne de la période 1980 à 2000 à partir des observations (rouge) et 102 réalisations de 31 modèles participant au CMIP5 (gris), ainsi que la moyenne sur les simulations (noir). Les tendances linéaires sont ajustées aux observations sur la période 2001-2007 (vert) et la période 2007-2013 (bleu).

---

1. Community Climate System Model version 3

Avant d'introduire les mécanismes pouvant déclencher ces événements, il est nécessaire de citer un processus de pré-conditionnement important qui est le déclin de la banquise s'opérant depuis plusieurs décennies. En effet, la diminution de l'étendue de glace de mer arctique depuis les années quatre-vingt a augmenté la vulnérabilité de la couverture de glace de mer (Holland et al., 2006; Döscher and Koenigk, 2012; Kay et al., 2008). C'est alors ce pré-conditionnement, combiné à d'autres facteurs agissant sur une période de temps plus courte, comme des augmentations soudaines du transport de chaleur océanique ou des forçages d'origine atmosphérique, qui vont favoriser ces événements (Holland et al., 2006).

De nombreux mécanismes couplés à ce pré-conditionnement sont cités comme causes de ces événements de fonte abrupte. Ces facteurs proviennent des conditions atmosphériques ou océaniques et peuvent être séparés en contributions dynamiques et thermodynamiques. La tendance d'une glace plus fine et plus jeune comparée à une glace épaisse et persistante sur plusieurs années combinée aux effets cumulatifs du réchauffement climatique global, des perturbations de la circulation atmosphérique, et l'intensification du *feedback* glace de mer-albédo qui en résulte sont donc les facteurs avancés pour expliquer cette perte importante et soudaine de glace de mer (Emery et al., 2007; Holland et al., 2006).

### 1.3.1 Composantes dynamiques

Les composantes dynamiques reprennent les processus qui vont influencer le transport de glace de mer hors de l'océan Arctique. C'est notamment la circulation atmosphérique à grande échelle qui va jouer ce rôle clé. Les tendances négatives de la couverture de glace de mer pourraient être liées à des anomalies de vent en surface provoquées par les récentes phases négatives observées de l'OA. Ces anomalies dans les vents de surface renforceraient la dérive transpolaire, intensifiant l'export de glace de mer par le détroit de Fram. Ce processus, bien qu'observé durant l'événement abrupt de 2007, ne peut à lui seul expliquer cette tendance de diminution rapide de la couverture de glace de mer arctique (Nghiem et al., 2007; Deser and Teng, 2008; Kauker et al., 2009).

De plus, ces dernières années, la couverture de glace de mer a continué, dans l'ensemble, à diminuer, et cela, malgré les changements dans les modes de l'OA. Les vents prédominants provoqués par les phases négatives de l'OA suggèrent qu'à ce stade, les oscillations internes ne peuvent pas expliquer l'ensemble de ces événements. Il est donc nécessaire d'explorer d'autres pistes (Comiso et al., 2008).

### 1.3.2 Composantes thermodynamiques

#### Contribution atmosphérique

En se concentrant sur l'étude de la couverture nuageuse, des études ont révélé un potentiel lien entre celle-ci et l'événement de fonte rapide de 2007. En effet, une diminution de 16% dans la couverture nuageuse estivale observée sur la partie ouest de l'Arctique par les satellites a conduit à une augmentation non-négligeable du rayonnement solaire

reçu par la surface, alors que la contribution du rayonnement terrestre au bilan radiatif n'a que très légèrement diminué (Kay et al., 2008).

Ces changements dans la couverture nuageuse et donc dans le bilan radiatif pour la période estivale peuvent contribuer à la fonte de la banquise arctique non seulement par l'augmentation de la fonte en surface due au réchauffement à l'interface atmosphère-glace de mer, mais également par la fonte à la base due au réchauffement de la couche de mélange océanique. L'analyse de Kay et al. (2008) a toutefois montré que ces changements dans la couverture nuageuse de 2006/2007 n'étaient pas des événements isolés. En effet, des diminutions plus prononcées se sont déjà produites auparavant et n'ont pas amené à des épisodes de fonte abrupte. Cela renforce encore une fois l'idée que ces événements ne sont pas déclenchés par un événement en particulier, mais par un ensemble de conditions favorables à une perte rapide de glace de mer. De plus, Comiso et al. (2008) ont observé, en analysant les données satellitaires, que les températures de surface étaient anormalement élevées au cours des mois de février à avril 2007, ce qui a probablement ralenti la croissance de la glace et renforcé la fonte de la glace de mer arctique.

Ces mécanismes déclencheurs font écho à l'idée de cause nécessaire et cause suffisante. C'est l'idée qu'affirmer que X est une condition nécessaire pour Y, signifie que pour que Y soit réalisée, il faut que X le soit. Une condition X nécessaire pour Y peut ne pas être suffisante, c'est-à-dire que X peut être réalisée alors que Y ne l'est pas, mais si Y est réalisée, c'est nécessairement que X l'est aussi. Par exemple une condition nécessaire pour qu'il y ait un RILE pourrait être qu'il y ait des conditions anormales dans la couverture nuageuse, cependant cette condition n'est pas suffisante. Dans le système étudié, de nombreux facteurs sont mis en causes, néanmoins il n'y a pas toujours une seule explication. En effet, une combinaison de facteurs doivent arriver en même temps pour qu'un RILE se produise (pré-conditionnement, conditions atmosphérique et océanique).

## **Contribution océanique**

Les changements dans la circulation océanique vers l'Arctique jouent un rôle important dans l'augmentation de la fonte de glace de mer arctique et pourrait également se comporter comme déclencheur pour les événements de fonte rapide de glace de mer arctique. Ces augmentations sont liées à des courants océaniques renforcés et à des eaux plus chaudes entrant dans l'océan Arctique à partir des moyennes latitudes (Holland et al., 2006).

Auclair and Tremblay (2018) ont utilisé les simulations du modèle climatique global CESM-LE pour démontrer la corrélation entre les anomalies dans le transport océanique de chaleur et les anomalies d'étendue de glace de mer arctique lors de ces événements. Ils ont montré également que ces anomalies se trouvent principalement près des plateaux continentaux peu profonds. Ils ont constaté que 80 % des événements de fonte rapide de la glace de mer sont corrélés avec des anomalies du transport de chaleur océanique,

la majorité d'entre eux se déroulant soit au niveau de l'ouverture de la mer de Barents, soit au niveau du détroit de Béring (Fig. 1.7). Ces mécanismes seraient favorables à des conditions extrêmes de fonte de la glace de mer à proximité des plateaux continentaux en limitant la croissance de la glace en hiver et en augmentant la fonte à la base en été.

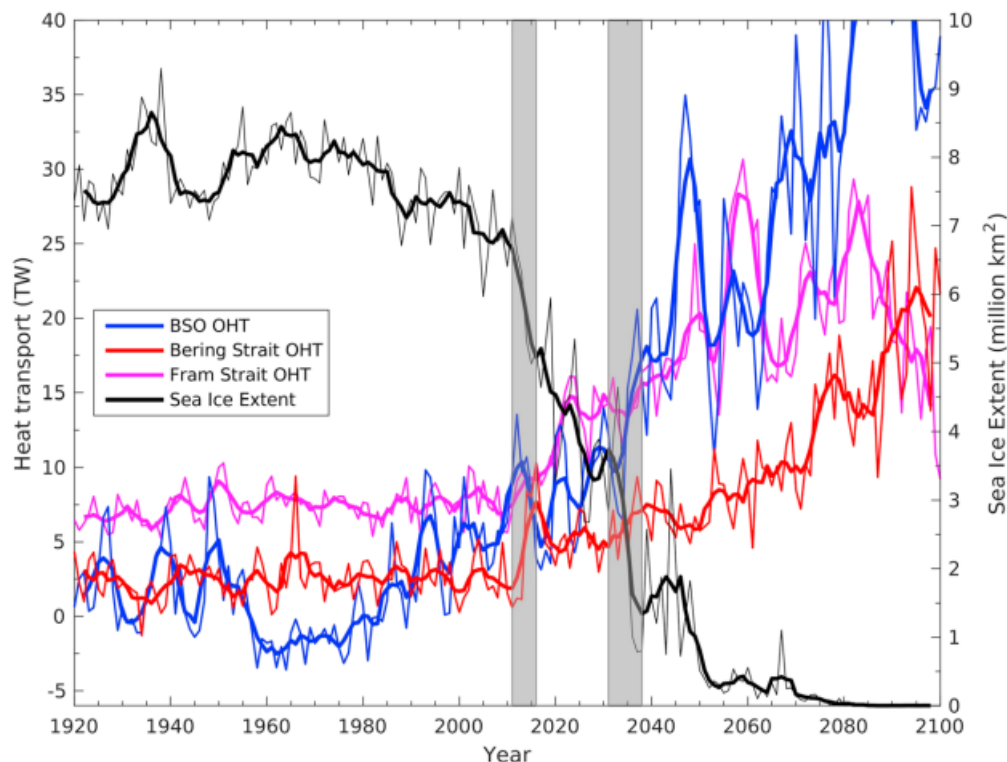


FIGURE 1.7 – Transport de chaleur océanique depuis l'ouverture de la mer de Barents (BSO) (bleu), du détroit de Béring (rouge) et du détroit de Fram (rose), et étendue de la glace de mer en septembre (noir) pour un membre du modèle CESM-LE. Les moyennes sur 5 ans sont illustrées par les traits gras. OHT = transport de chaleur dans l'océan (Auclair and Tremblay, 2018). Carte de l'Arctique disponible en annexe (Fig. A.1).

### 1.3.3 Autres contributions

L'ensemble des processus mentionnés dans les paragraphes précédents sont accentués notamment à cause du *feedback* albédo-glace de mer. Un événement impliquant une diminution importante de l'étendue de glace de mer serait amplifié par le *feedback* glace de mer-albédo et entraînerait des conditions favorables pour que d'autres processus provoquent une perte de glace à leur tour. En effet, le rôle de l'augmentation du rayonnement solaire absorbé par l'océan avant et pendant le RILE est un facteur dominant dans le secteur pacifique de l'océan Arctique (Paquin et al., 2013). De plus, une plus grande quantité d'eau libre entraîne également une augmentation de la libération d'humidité de l'océan vers l'atmosphère et la formation de nuages, qui peuvent avoir un effet de réchauffement sur la surface en piégeant le rayonnement infrarouge.

Bien que la connaissance de tous ces processus est importante, déterminer leur contribution relative est également un point essentiel. Premièrement, Holland et al. (2006) ont montré que les événements simulés par les modèles sont contrôlés en grande partie par les composantes thermodynamiques de la glace de mer plutôt que par les composantes dynamiques.

Selon les expériences menées à l'aide des modèles climatiques, les changements proches de la surface semblent donc être dominés par des changements dans les circulation atmosphérique et océanique plutôt que par des *feedbacks* liés aux changements de la couverture de glace de mer. Sans oublier que la variabilité interne joue un rôle crucial dans la circulation arctique durant l'été et pourrait être responsable de 30 à 50 % du déclin de la banquise (Ding et al., 2017).

Au niveau régional, les anomalies de flux de chaleur atmosphérique et océanique sont prononcées dans les mers nordiques et s'étendent vers la région arctique avec une amplitude plus faible. L'augmentation du transport de chaleur océanique atteignant le plateau de la mer de Barents entraîne une réduction de la glace de mer sur la mer de Barents et à proximité du pôle Nord (Fig. A.1). Bien que les changements maximaux de la couverture de glace de mer se produisent en septembre, les changements dans les variables de surface sont plus importants au début de l'hiver (octobre-décembre) et sont déterminés par les changements du flux énergétique net (Paquin et al., 2013).

Finalement, l'augmentation de la variance et la diminution de l'étendue de glace de mer due aux forçages anthropogéniques devraient augmenter la probabilité d'apparition d'un événement de fonte rapide (Swart et al., 2015). Ces forçages anthropogéniques sont en grande partie dictés par nos futurs choix sociaux et économiques.

## CHAPITRE 2

---

### Les modèles climatiques globaux

---

Afin d'étudier l'occurrence des RILEs et les mécanismes sous-jacents, nous allons utiliser les simulations de modèles numériques appartenant à la sixième phase du Projet d'Intercomparaison de Modèles Couplés (CMIP6). Toutes les données utilisées proviennent du site de l'ESGF<sup>1</sup>, qui est un réseau international de serveurs distribuant les données CMIP depuis 2011.

#### 2.1 Modèles climatiques globaux de la base de données du CMIP6

Les modèles climatiques utilisent des méthodes quantitatives pour simuler les interactions entre l'atmosphère, les océans, la surface terrestre et la glace. Dès lors, plusieurs types de modèles climatiques ont été élaborés, chacun ciblant des objectifs différents. Ces modèles vont des simples modèles climatiques de type bilan énergétique, qui décrivent l'état du système avec un nombre minimal de variables, à des modèles en trois dimensions au niveau global (GCM) en passant par des modèles de complexité intermédiaire (EMICS). Dans ce mémoire, nous considérons les GCM et notamment ceux faisant partie de la dernière phase en date du projet CMIP, c'est-à-dire le CMIP6. Le Programme Mondial de Recherche sur le Climat (WRCP)<sup>2</sup> organise ce projet de comparaison des modèles afin que les scientifiques puissent partager et confronter les résultats de leurs modèles. En suivant un protocole fixé par le WRCP, les modèles utilisant un scénario défini sont à même de comparer leurs résultats de manière efficace. Les projets d'intercomparaison de modèles visent à améliorer à la fois la compréhension des processus physiques importants du système climatique et la réponse du système climatique aux facteurs externes. Cela permet donc d'analyser la dépendance éventuelle des résultats avec le modèle utilisé (Eyring et al., 2016).

---

1. "Earth System Grid Federation" en anglais

2. "World Climate Research Programme" en anglais

Les modèles climatiques globaux font partie des outils les plus précieux pour comprendre les climats passés et futurs. Bien que les modèles évoluent rapidement dans le temps et diffèrent en fonction des institutions de modélisation climatique, nous pouvons néanmoins comparer leurs simulations notamment les simulations historiques et les projections pour le XXIe siècle. Les simulations historiques sont des simulations pour lesquelles les forçages climatiques utilisés sont des forçages estimés à partir des observations depuis 1850 et les projections sont exécutées en utilisant différents forçages climatiques se basant sur des scénarios socio-économiques (Eyring et al., 2016).

Pour le CMIP6, on compte 5 scénarios ou plus précisément 5 profils socio-économiques partagés (SSP)<sup>3</sup>. Les SSP représentent des scénarios sur la façon dont le monde pourrait évoluer au cours du siècle à venir. Ceux-ci sont basés sur 5 récits décrivant des développements socio-économiques différents, incluant un récit de durabilité, un de rivalité entre les régions, un sur l'inégalité, un sur le développement des énergies fossiles et un récit se trouvant "au milieu de la route". Les différents scénarios mènent à plusieurs niveaux de forçages radiatifs prévus pour l'année 2100. Pour la suite de ce mémoire, nous travaillerons avec le profil SSP5-8.5 qui accorde la priorité au développement des combustibles fossiles. Le scénario SSP5-8.5 est le premier choix car la majorité des institutions de modélisation climatique ont réalisé des simulations avec ce scénario en priorité, mais c'est également le scénario avec le forçage radiatif le plus élevé pour 2100, ce qui nous permettra de voir une réponse relativement plus importante au niveau de l'état de la glace de mer arctique et de son bilan de masse (Riahi et al., 2017).

Pour chaque fichier de sortie d'un modèle, un identifiant "ripf", décrivant la position d'une simulation individuelle au sein d'un ensemble, est utilisé. Celui-ci est appliqué pour identifier les différents membres et caractériser les différences entre les membres d'un ensemble. Cela reste un identifiant et il ne permet pas toujours de caractériser clairement les différences entre les membres. Ces quatre indices définissent donc un membre de l'ensemble avec : "r" pour réalisation, "i" pour initialisation, "p" pour physique et "f" pour forçage. Par exemple, "r3i1p2f2" dénote la simulation créée par la combinaison de la 3e réalisation, de la 1re initialisation, de la seconde physique et de la 2e méthode de forçage. Dans la suite, nous avons privilégié les membres dont l'identifiant est "r1i1p1f1" mais celui-ci n'étant pas présent pour tous les membres, "r4i1p1f1" sera retenu pour le modèle CESM2 et "r1i1p1f2" pour les modèles CNRM-CM6-1 et CNRM-CM6-1-HR.

Dès lors, avant d'étudier les causes des RILEs, il est judicieux de les inventorier. Cela nécessite la contribution de plusieurs modèles. Nous avons sélectionné 14 modèles pour lesquels l'étendue et les composantes du bilan de masse de la glace de mer étaient disponibles. Ceux-ci, ainsi que leurs composantes atmosphérique, océanique et de glace de mer sont repris dans la table 2.1.

---

3. "Shared Socioeconomic Pathways" en anglais

	Composante de glace de mer	Composante océanique	Résolution océanique/glace de mer	Composante atmosphérique	Résolution atmosphérique
<b>CESM2</b>	CICE 5.1	POP 2	100 km	CAM 6	100 km
<b>CESM2-WACCM</b>	CICE 5.1	POP 2	100 km	CAM 6	100 km
<b>ACCESS-CM2</b>	CICE5.1.2	MOM 5	100 km	MetUM (GA7.1)	250 km
<b>ACCESS-ESM1-5</b>	CICE 4.1	MOM 5	100 km	UM	250 km
<b>IPSL-CM6A-LR</b>	LIM 3	NEMO 3.6	100 km	LMDZ6A-LR	250 km
<b>MPI-ESM1-2-HR</b>	Unnamed	MPIOMI 1.6.3	50 km	ECHAM 6.3	100 km
<b>MPI-ESM1-2-LR</b>	Unnamed	MPIOMI 1.6.3	250 km	ECHAM 6.3	250 km
<b>INM-CM5-0</b>	INM-ICE 1	INM-OM 5	50 km	INM-AM5-0	100 km
<b>INM-CM4-8</b>	INM-ICE 1	INM-OM 5	100 km	INM-AM4-8	100 km
<b>MRI-ESM2-0</b>	MRI.COM 4.4	MRI.COM 4.4	100 km	MRI-AGCM 3.5	120 km
<b>NorESM2-LM</b>	CICE	MICOM	100 km	CAM-OSLO	250 km
<b>NorESM2-MM</b>	CICE	MICOM	100 km	CAM-OSLO	100 km
<b>CNRM-CM6-1</b>	Gelato 6.1	NEMO 3.6	100 km	ARPEGE 6.3	250 km
<b>CNRM-CM6-1-HR</b>	Gelato 6.1	NEMO 3.6	25 km	ARPEGE 6.3	100 km

TABLE 2.1 – Composantes et résolutions dans les modèles climatiques globaux utilisés dans ce mémoire. La composante de glace de mer "*Unnamed*" utilise la thermodynamique "Semtner zero-layer" et la dynamique "Hibler 79". Données provenant du Programme mondial de recherche sur le climat (<https://www.wcrp-climate.org/>).

## 2.2 Description des modèles

Nous détaillerons uniquement deux modèles, ceux-ci étant ceux que nous utilisons pour les analyses plus approfondies. Les détails des autres modèles peuvent être trouvés sur le site du Programme mondial de recherche sur le climat (<https://www.wcrp-climate.org/>).

### 2.2.1 MRI-ESM2-0

Dans la suite de ce mémoire, le modèle servant à étudier les possibles causes des RILEs est le modèle MRI-ESM2-0<sup>4</sup> développé par l'Agence Météorologique Japonaise. Ce modèle est le premier à atteindre un océan libre de glace en septembre sous le scénario SSP5-8.5. Cela se produit durant l'année 2040. On peut donc s'attendre à ce que ce modèle soit plus sensible au réchauffement prédit par le scénario et avoir une réponse relativement plus importante au niveau des RILEs.

Ce modèle a une résolution horizontale de 100 km pour les composantes océanique et atmosphérique et une résolution verticale atmosphérique avec 80 couches et océanique avec 60 couches. Le schéma thermodynamique du modèle est basé sur Mellor and Kantha (1989) et la classification de l'épaisseur, la formation de crêtes et la rhéologie proviennent du modèle de glace de mer du Laboratoire National Los Alamos. L'addition de diverses améliorations par rapport aux versions précédentes du modèle a conduit à une réduction remarquable des erreurs dans le rayonnement solaire, infrarouge et net au sommet de l'atmosphère (Hunke and Lipscomb, 2010; Yukimoto et al., 2019).

### 2.2.2 CESM2

Le modèle CESM2<sup>5</sup> est le second modèle dont les simulations seront analysées plus en détails dans ce mémoire. CESM2 est un modèle développé par le Centre National pour la Recherche Atmosphérique (NCAR)<sup>6</sup>. Certaines analyses, comparant les sorties du modèle à des ensembles d'observations, ont classé le modèle CESM parmi les modèles les plus réalistes au monde (Knutti et al., 2013).

Ce modèle a une résolution de 100 km pour les composantes atmosphérique, océanique et de glace de mer (table 2.1). La composante de glace de mer est donnée par le modèle CICE5.1.2 (Hunke et al., 2017). Cette composante incorpore une thermodynamique en couches avec un profil vertical de salinité. La résolution verticale de la glace de mer a été retravaillée par rapport à la version précédente, en passant de 4 couches à 8 couches afin d'améliorer la représentation de la salinité et le profil de température (Danabasoglu et al., 2020).

---

4. "Meteorological Research Institute Earth System Model Version 2.0" en anglais

5. "Community Earth System Model Version 2" en anglais

6. "National Center for Atmospheric Research" en anglais

Les caractéristiques plus détaillées de la composante de glace de mer des modèles MRI-ESM2-0 et CESM2 sont présentées dans la table 2.2.

	MRI-ESM2-0	CESM2
<b>Rhéologie</b>	EVP	EVP
<b>ITD</b>	Pronostique	Pronostique
<b>Nbre de classification d'épaisseur</b>	5	5
<b>Schéma pour le rayonnement</b>	Bande duale (CCSM3)	delta-Eddington
<b>Mares de fonte</b>	Paramétré	Prognostique H13
<b>Thermodynamique</b>	MK89	T13
<b>Nbre de couche de glace (neige)</b>	1(0)	8(3)
<b>Epaisseur minimale de frazil</b>	20cm	5 cm

TABLE 2.2 – Caractéristiques de la composante de glace de mer des modèles MRI-ESM2-0 et CESM2. EVP est la dynamique élastique-visqueuse-plastique, développée par Hunke et Dukowicz (1997). T13 dénote la thermodynamique en couches de Turner et al. (2013). MK89 dénote la thermodynamique de Mellor and Kantha (1989). H13 dénote le schéma de glace de Hunke and Lipscomb (2010). ITD (ice thickness distribution) est la distribution sous-maille de l'épaisseur de glace.

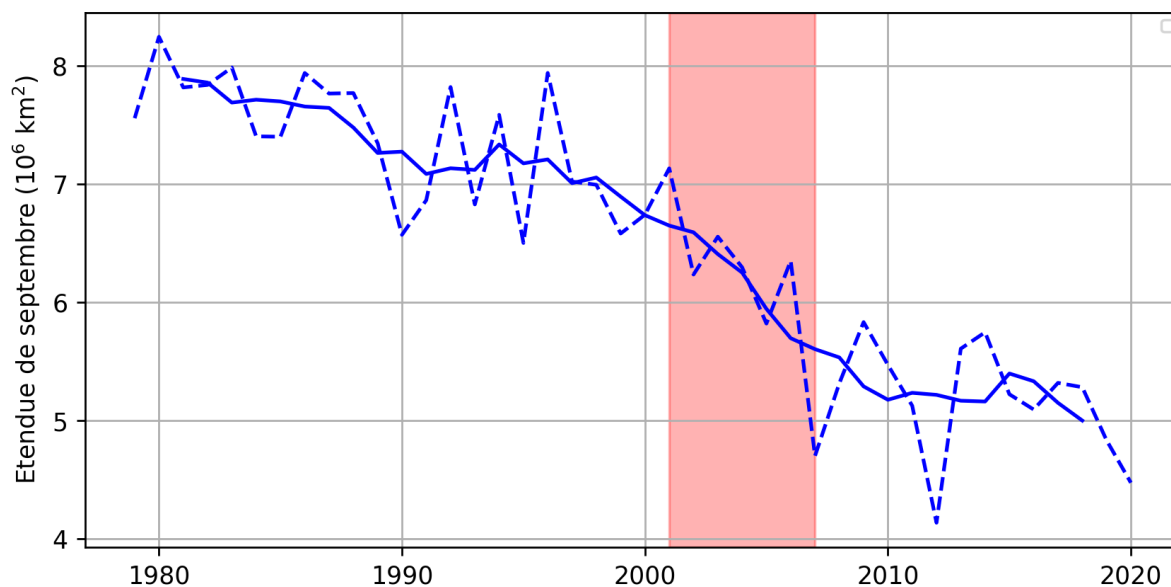


FIGURE 2.1 – Étendue de glace de mer arctique pour le mois de septembre (pointillés) et sa moyenne mobile sur 5 ans (trait plein). En rouge, le RILE trouvé selon la définition présentée au chapitre 3. Données observationnelles du site EUMETSAT OSI SAF (<https://osisaf-h1.met.no/v2p1-sea-ice-index>) (EUMETSAT, 2021).

## 2.3 Description des données

### 2.3.1 Données observationnelles

Les données observationnelles couvrent la période 1979-2020 et viennent du site OSI SAF (<https://osisaf-h1.met.no/v2p1-sea-ice-index>, Fig. 2.1). OSI SAF développe, traite et distribue, en temps quasi réel, des données satellitaires relatives à l'interface océan-atmosphère. L'équipe de l'OSI SAF se concentre sur les vents à la surface de la mer, les températures de surface de la mer et de la glace de mer mais également sur les flux radiatifs. Les données d'étendue de glace de mer arctique proviennent de trois sources de concentration de glace de mer et ces données sont obtenues par des capteurs passifs à micro-ondes (EUMETSAT, 2021).

### 2.3.2 Données du SIMIP

Un des nombreux objectifs du projet CMIP6 est de développer une meilleure compréhension du rôle de la glace de mer dans le système climatique évoluant sous le forçage anthropogénique. Un autre projet, cette fois-ci dirigé uniquement vers la glace de mer, se consacre à cette problématique : c'est le projet d'intercomparaison de modèles de glace de mer (SIMIP)<sup>7</sup> dont nous utiliserons une partie des résultats dans ce mémoire (table 2.3). Afin d'atteindre ces objectifs, le SIMIP fournit une liste structurée de résultats nécessaires pour chaque modèle. Cela permet une analyse sur les composantes importantes des bilans de la glace (bilan thermique, bilan de masse et bilan de quantité de mouvement) (Notz and SIMIP Community, 2020).

Les résultats des modèles peuvent être scindés en deux parties. Les premiers résultats, sur les années 1850-2014, font partie des simulations dites historiques. Ces simulations sont exécutées, d'après les observations, par des forçages évolutifs imposés de l'extérieur, tels que la variabilité solaire, l'activité volcanique et les changements dans la composition de l'atmosphère (gaz à effet de serre et aérosols) causés par les activités humaines. Les simulations historiques du CMIP6 offrent donc de nombreuses possibilités pour évaluer la capacité des modèles à simuler le climat, notamment la variabilité et les tendances à l'échelle du siècle (Eyring et al., 2016). La seconde partie des résultats s'étend de 2015 à 2100 ou plus. Ces simulations seront dès lors basées sur des scénarios d'émissions futures qui sont directement pertinents selon les préoccupations sociétales concernant l'atténuation, l'adaptation ou les impacts du changement climatique (O'Neill et al., 2016). C'est donc une partie de ces résultats que nous étudierons dans ce mémoire.

Ces données sont disponibles sur le site de l'ESGF (<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>). L'ESGF, qui est une collaboration internationale, développe, déploie et maintient un logiciel pour la gestion, l'analyse et la diffusion des résultats des modèles climatiques et des données d'observation. L'objectif principal de l'ESGF est de faciliter le progrès dans le domaine des sciences du système Terre.

---

7. "Sea-Ice Model Intercomparaison Project" en anglais

Nom	Définition	Unité
<b>siextentn</b>	Superficie totale de toutes les mailles océaniques de l'hémisphère Nord qui sont couvertes par au moins 15% de glace de mer.	km <sup>2</sup>
<b>siconc</b>	Fraction de l'aire représentée par une maille de grille qui est recouverte par de la glace de mer, indépendamment de l'épaisseur de la glace de mer. Les valeurs de cette variable sont comprises entre 0 (pas de glace de mer) à 100 (aire d'une maille de grille complètement recouverte par de la glace).	%
<b>sidmassth</b>	Changement total de la masse de glace de mer par des processus thermodynamiques par unité de surface de maille océanique.	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
<b>sidmassdyn</b>	Changement total de la masse de glace de mer par des processus liés à la dynamique de la glace de mer par unité de surface de maille océanique.	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
<b>sidmassgrowthbot</b>	Taux de variation de la masse de la glace de mer causé par la formation verticale de glace de mer à la base par unité de surface de maille océanique. Toujours positif ou nul.	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
<b>sidmassmelttop</b>	Taux de variation de la masse de la glace de mer causé par la fonte de la glace en surface par unité de surface de maille océanique. Toujours négatif ou nul.	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
<b>sidmassmeltbot</b>	Taux de variation de la masse de la glace de mer causé par la fonte à la base de la glace de mer par unité de surface de maille océanique.	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
<b>siflensupbot</b>	Flux de chaleur sensible sous la glace en provenance ou à destination de l'océan. Le flux de chaleur provenant de l'océan est considéré comme positif.	Wm <sup>-2</sup>
<b>siflcondbot</b>	Flux net de conduction thermique à la base de la glace.	Wm <sup>-2</sup>

TABLE 2.3 – Définitions des variables utilisées dans ce mémoire (Notz and SIMIP Community, 2020). Par convention, un flux de chaleur vers l'interface océan-glace de mer est positif. Ces données proviennent des résultats des simulations CMIP6 disponibles via l'interface du site de l'ESGF.

## CHAPITRE 3

---

# Inventaire des RILEs dans la base de données du CMIP6

---

### 3.1 Définition d'un RILE

Dans cette section, les critères servant à identifier un événement de fonte rapide sont définis. Pour cela, nous travaillons avec les 14 modèles spécifiés dans la section précédente et, plus précisément, nous travaillons avec un seul membre par modèle. Ce choix est dirigé par le manque d'un deuxième membre dans certains modèles et donc pour ne pas favoriser un modèle à un autre. L'analyse de plusieurs membres permet d'obtenir un plus large ensemble de simulations, ce qui est souvent souhaitable pour mieux caractériser l'incertitude liée à la variabilité interne du climat (Charron, 2016).

Dans un premier temps, l'étendue de glace de mer arctique d'un membre pour la période 1850-2100 est récupérée sur le site de l'ESGF à travers la variable "siextentn" (table 2.3). Pour rappel, l'étendue de glace de mer (SIE)<sup>1</sup> est définie comme la zone océanique totale où la concentration de glace de mer est supérieure à 15 %. Cette série temporelle est alors lissée avec une moyenne mobile sur 5 ans (traits gras, Fig. 3.1). La moyenne mobile sur 5 ans est utilisée pour filtrer la variabilité inter-annuelle et identifier les tendances de la couverture de glace de mer sur des échelles de temps allant de quelques années à une décennie. Ensuite, afin de quantifier les variations, nous calculons la dérivée temporelle centrée de l'étendue de glace de mer moyennée sur 5 ans. La dérivée centrée est appliquée par la méthode des différences finies. Dès lors, un RILE est obtenu lors de l'intersection de cette dérivée avec un seuil qui est défini comme étant trois fois l'écart type de la dérivée de la moyenne lissée sur la période 1850-2014, ce qui correspond à la partie historique des simulations réalisées avec les modèles. Nous identifions finalement la durée de l'événement en définissant les dates de début et de fin de l'événement lorsque la dérivée intersecte l'horizontale représentée par l'écart-type calculé à partir de la partie historique de la dérivée temporelle moyennée sur 5 ans.

---

1. Sea Ice Extent en anglais

Cette définition, originellement basée sur l'article de Holland et al. (2006), a été ensuite modifiée par Paul Hezel (non publié). Celui-ci, en définissant le seuil comme moins trois fois l'écart-type, a permis de prendre en compte la variance inter-annuelle de chaque modèle dans la définition. De plus, l'utilisation d'une dérivée par la méthode de différence finie centrée est également une amélioration par rapport aux autres méthodes de différence finie non-centrées. En prenant trois fois l'écart-type pour définir le seuil, on s'assure bien que ces événements sont extrêmes, car en supposant que ces données suivent une loi normale, on peut assumer que la plupart des valeurs se situent à moins de trois fois l'écart-type de la moyenne.

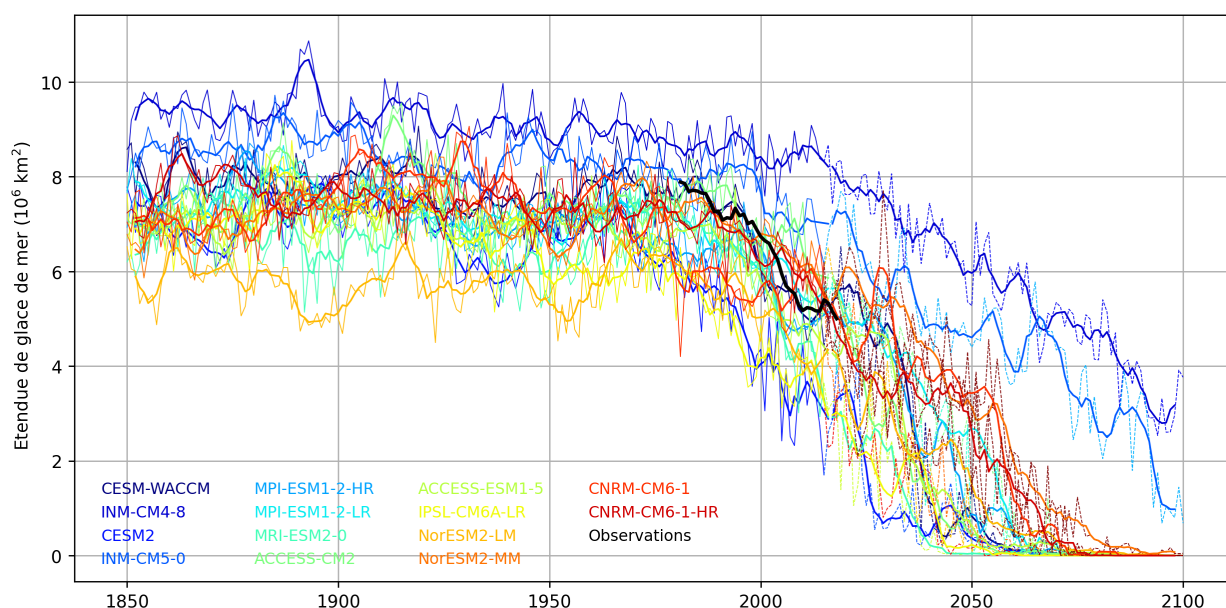


FIGURE 3.1 – Séries temporelles de l'étendue de glace de mer en septembre pour 14 modèles selon la simulation historique (1850-2014, traits pleins) et la simulation SSP5-8.5 (2015-2100, traits pointillés). En trait gras, la moyenne mobile sur 5 ans. Les données observationnelles proviennent du site EUMETSAT OSI SAF et les données des modèles du site de l'ESGF.

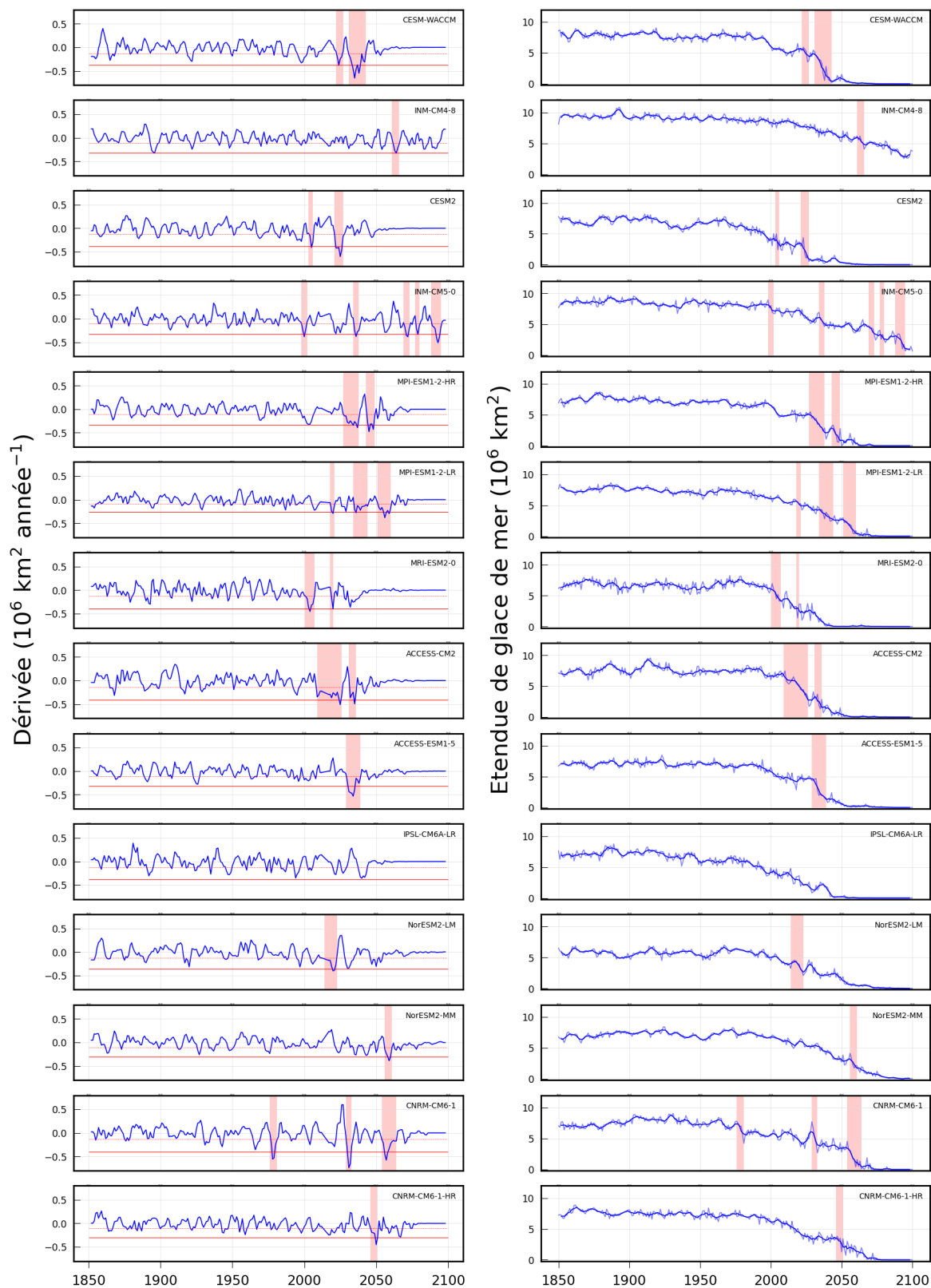


FIGURE 3.2 – Dérivée (a) et étendue (b) de glace de mer arctique pour chaque modèle (moyenne mobile sur 5 ans). Les zones rouge clair montrent les événements de fonte rapide. En trait pointillé rouge, moins l'écart-type de la partie historique de la dérivée (1850-2014) et en trait plein, moins trois fois l'écart-type, c'est-à-dire le seuil à partir duquel un RILE est défini.

## 3.2 Inventaire des RILEs et caractéristiques

Ces événements de fonte rapide se produisent dans tous les modèles analysés à l'exception d'un modèle, le modèle IPSL-CM6A-LR (Fig. 3.2). Au total, nous identifions 26 événements, ce qui représente une moyenne de presque deux RILEs par modèle. Sur les 14 modèles, il y a donc 13 modèles qui présentent au moins un RILE et trois modèles ont plus de deux RILEs (Fig. 3.2). Ces RILEs ont une durée comprise entre 2 et 17 ans. La longueur moyenne d'un événement est de 6.58 ans et la médiane est de 5 ans, ce qui est similaire aux conclusions des études antérieures portant sur ces événements (Holland et al. (2006); Auclair and Tremblay (2018); Paul Hezel, non publié).

Pour tous les modèles, aucun RILE n'est simulé avant 1976 et c'est surtout à partir de 2000 que la majorité des modèles commencent à en simuler pour la première fois. La plupart de ces événements ont leur début entre 2020 et 2040 (34 %, Fig. 3.3). Lors d'un RILE, la tendance de perte de glace la plus importante s'opère de 2029 à 2033 avec une valeur moyenne de  $-0.53 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  par an. La perte de glace de mer maximum observée lors d'un événement est de  $4.31 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  sur une période de 12 ans, avec une tendance négative de  $-0.36 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  par an.

Cette définition est également appliquée aux données observationnelles. Un événement est alors détecté. Il s'étend de 2001 à 2007 (Fig. 2.1) et a un seuil critique qui se situe à  $-0.26 \cdot 10^6 \text{ km}^2 \text{ année}^{-1}$ . Ce seuil est donc majoritairement au-dessus des seuils calculés pour les modèles, ce qui semble cohérent avec une variabilité des données observationnelles plus faible que celle des modèles. La perte totale de l'étendue de glace de mer arctique sur cette période, calculée sur base de la courbe lissée sur 5 ans, est de  $1.04 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ .

Notons que ces événements extrêmes sont définis à partir de la période historique, c'est-à-dire durant laquelle le forçage anthropogénique et la variabilité de l'étendue de glace de mer sont limitées. L'augmentation de la variabilité et la tendance à la baisse de l'étendue de glace de mer due au forçage anthropogénique augmentent la probabilité d'un événement extrême de ce type.

En outre, par définition, le seuil défini à partir de l'écart-type sera franchi à quelques reprises. Cependant, une autre définition, venant de l'étude de Döscher and Koenigk (2012), a été testée pour valider les RILEs. Un événement de perte rapide de glace de mer dans cette étude est une rapide et forte réduction du minimum annuel d'étendue de glace de mer pendant l'été. C'est-à-dire une perte de plus de  $1\,200\,000 \text{ km}^2$  d'étendue de glace de mer en une année (one step event) ou lors de trois années (multi-year event). Deux tiers des événements relevés par notre définition se retrouvaient également avec ces critères. De plus, la distribution de probabilité montrant une augmentation autour des années 2020 à 2040 pourrait suggérer que ces événements sont liés à des caractéristiques de la glace de mer et/ou du système climatique (figure 3.3).

### 3.3 Probabilité du nombre d'occurrences des RILEs par décennie

Afin d'analyser le caractère éventuellement non-stationnaire des RILEs, nous calculons la probabilité d'occurrence de RILEs dans chaque décennie, c'est-à-dire le nombre de RILEs qui commencent dans chaque décennie sur le nombre total de modèles, y compris le modèle pour lequel aucun événement de fonte rapide ne se produit (Fig. 3.3).

La probabilité d'observer un RILE augmente fortement entre la décennie 1990-2000 et les années 2000-2010 et est maximale entre les années 2020 et 2040 (Fig. 3.3, (a)). Celle-ci diminue ensuite, car les modèles commencent à simuler un océan Arctique libre de glace. La courbe cumulée donne, elle, la probabilité d'avoir observé au moins un RILE (Fig. 3.3, (b)). Durant les années 2020, nous aurons une chance sur deux d'observer un RILE selon les simulations de ces modèles. Cela nous amène à nous questionner sur le prochain minimum d'étendue de glace de mer arctique que nous pourrions observer. En effet, le dernier minimum s'est déroulé en 2012 et depuis 10 ans l'étendue de glace de mer n'a plus franchi le seuil atteint cette année-là. Selon l'étude de Paquin et al. (2013), la variabilité de la couverture de glace de mer augmente après les RILEs et mène à une période POST-RILE pour laquelle l'étendue de glace de mer récupère partiellement son niveau PRE-RILE et se stabilise. En effet, lorsque la glace de mer est caractérisée par une épaisseur fine, la croissance de celle-ci est amplifiée sur des zones relativement importantes de l'océan Arctique par rapport à une glace de mer plus épaisse. Cela suggère une sensibilité accrue de la couverture de glace de mer aux changements dans la circulation atmosphérique à grande échelle et aux flux radiatifs de surface, conduisant à une période de récupération partielle observée pendant la période POST-RILE.

De plus, l'étude de Francis and Wu (2020) cite l'effet de deux états atmosphériques favorisant la formation d'une basse pression sur la région, qui apporte des nuages, une réduction de l'insolation, et des vents propices à l'expansion de la couverture de glace pour les 10 dernières années. Cette étude cite également le fait que ces états atmosphériques se seraient affaiblis au début des années 2020 laissant place à des conditions potentiellement favorables pour l'apparition d'un nouveau record minimum d'étendue de glace de mer. La possibilité que nous nous trouvions actuellement à l'aube d'un nouveau RILE, après une période d'accalmie depuis le début des années 2010, est donc plus que probable.

Ces résultats se rapprochent de ceux obtenus par Paul Hezel, à l'exception d'un décalage de 20 ans plus tôt pour les deux pics (Fig. 3.3, (a)). Ce décalage pourrait provenir du fait que l'analyse est effectuée sur les données du CMIP6 pour lesquelles la représentation de la glace de mer dans les modèles a subi une amélioration par rapport aux données du CMIP5 qu'a utilisé Paul Hezel. Selon ce dernier, la probabilité d'occurrence des RILEs augmente à mesure que l'étendue de la glace de mer de septembre diminue, mais la probabilité maximale est élargie par le large éventail de dates auxquelles les modèles atteignent des conditions libres de glace. Si les simulations du CMIP6 prévoient un océan Arctique libre de glace une à deux décennies plus tôt que lors des simulations du CMIP5, cela pourrait être une cause non-négligeable de ce décalage.

La capacité des modèles à représenter ces événements extrêmes dépendrait de leur capacité à simuler correctement la circulation atmosphérique pendant les mois d'été et dépendrait également du volume de glace de mer au début de la période de fonte (Döscher and Koenigk, 2012). La probabilité d'apparition de ces RILEs dépend donc de la capacité des modèles à simuler le déclin de la glace de mer arctique mais également du scénario socio-économique selon lequel l'humanité va évoluer durant les prochaines décennies.

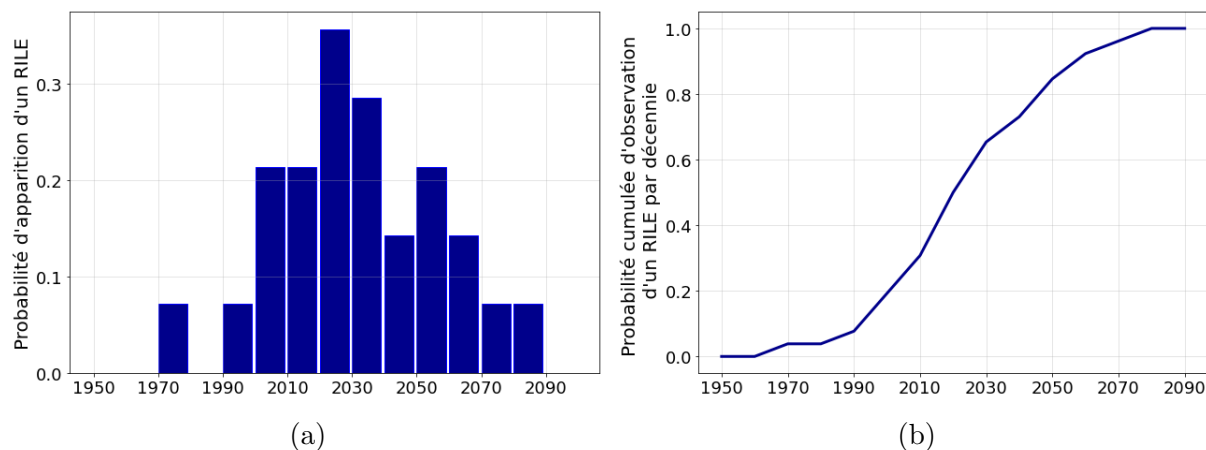


FIGURE 3.3 – Probabilité d'apparition d'un RILE (a) et probabilité d'avoir observé au moins un RILE (b) dans chaque décennie pour l'ensemble des RILEs trouvés précédemment. La première est déterminée comme le nombre total de RILEs commençant dans chaque décennie divisé par le nombre total de modèles (en incluant également ceux sans RILE) et la seconde comme le nombre total de RILEs commençant dans chaque décennie et cumulée avec les décennies précédentes divisé par le nombre total de RILEs.

## CHAPITRE 4

---

### Analyse du bilan de masse de la glace de mer arctique au début des RILEs

---

Dans ce chapitre, nous étudions le bilan de masse de la glace de mer arctique d'un modèle en particulier, le MRI-ESM2-0, et des comparaisons sont ensuite faites avec un second modèle, le modèle CESM2. Nous nous intéressons plus particulièrement au bilan de masse lors des périodes PRE-RILE, c'est-à-dire les deux années qui précèdent le début de l'événement et les deux premières années du RILE. Ces 4 années sont sélectionnées dans le but d'isoler un ou plusieurs mécanismes précurseurs de ces événements. La majorité des analyses sont comparées à une période de référence allant de 1980 à 2014 et sont réalisées sur la région du cercle polaire arctique, c'est-à-dire aux latitudes se trouvant à plus de  $66^{\circ} 33'$  au nord de l'équateur.

Nous examinons, dans un premier temps, les bilans de masse climatologiques de la glace de mer pour les conditions de la fin du vingtième siècle et début du vingt-et-unième siècle afin d'établir un point de référence pour l'analyse durant les RILEs. L'attention se porte ensuite sur les projections avant et au début des événements de fonte rapide, en évaluant les relations entre l'évolution du bilan de masse de la glace et le flux de chaleur océanique à l'interface océan-glace de mer.

Nous étudions également, les régions pour lesquelles la perte de masse de glace de mer arctique est la plus importante en présentant différentes composantes sur des cartes géographiques de l'Arctique. C'est par ces cartes que nous analysons les flux de chaleur océanique et les flux de conduction à travers la glace de mer arctique.

Afin d'illustrer uniquement les caractéristiques importantes, nous présentons le long de cette section des figures représentant les résultats clés, mais ne décrivant donc pas l'analyse détaillée sur la période PRE-RILE et RILE de la glace de mer arctique. Cependant, les analyses sur les 4 années et sur l'ensemble des composantes se trouvent en annexe.

## 4.1 Bilan de masse climatologique de la glace de mer

Commençons par étudier le bilan de masse de la glace de mer arctique du modèle MRI-ESM2-0 sur la période de référence qui s'étend de 1980 à 2014 en nous focalisant, tout d'abord, sur les composantes dynamique et thermodynamique. Ensuite, nous détaillons la composante thermodynamique en trois sous-composantes : la fonte à la base, la fonte à la surface et la croissance à la base. Certains effets sont négligés par rapport à l'étude de Keen et al. (2021) notamment la formation de glace de mer dans les chenaux et par transformation de la neige en glace, la fonte sur la partie latérale de glace et les changements dans la masse de glace de mer par sublimation et évaporation (Fig. 1.5). Le choix des sous-composantes retenues est motivé par l'importance de leurs contributions relatives au bilan de masse.

Le cycle saisonnier des variables mentionnées ci-dessus pour le modèle MRI-ESM2-0 est semblable à la moyenne multi-modèle pour le bilan de masse de la glace de mer de Keen et al. (2021) (Fig. 1.5).

Pour la composante thermodynamique (courbe noire, Fig. 4.1), la perte de masse s'opère pendant la période qui s'étend de mai à septembre, tandis que la croissance, elle, a lieu d'octobre à avril-mai. Le maximum de fonte intervient lors du mois de juillet, en accord avec les deux pics de fonte à la base et à la surface. La fonte à la base se poursuit plus tard dans la saison par rapport à la fonte à la surface. En ce qui concerne la composante dynamique (courbe kaki, Fig. 4.1), l'advection de glace de mer se comporte de manière opposée, avec un export de glace de mer plus important durant la période d'octobre à mai. La perte de masse de glace de mer liée à ce processus reste faible par rapport à celle due à la fonte à la base et en surface.

Selon l'étude menée par Yukimoto et al. (2019) sur la représentation de la glace de mer dans le modèle MRI-ESM2-0, les changements saisonniers de l'étendue de glace de mer arctique simulés par le modèle sont cohérents avec les observations. Toutefois, l'étendue de glace de mer dans l'hémisphère Nord a tendance à être sous-estimée tout au long de l'année. Le modèle MRI-ESM2-0 simule particulièrement bien la position du front de glace en hiver dans la mer de Barents. Néanmoins, la température de l'air en surface présente une anomalie positive sur toute la région arctique, principalement pendant la saison hivernale. Cela est cohérent avec la sous-estimation de l'étendue de la glace de mer.

Une analyse similaire est effectuée pour le bilan de masse du modèle CESM2. Celle-ci, sur la même période et la même région, est quasi semblable à l'analyse du modèle MRI-ESM2-0 (Fig. A.8). Le cycle saisonnier de l'étendue de la glace de mer est également raisonnablement bien représenté dans les simulations du modèle CESM2. Cependant, l'étendue de la glace hivernale est plus faible par rapport aux observations (Danabasoglu et al., 2020).

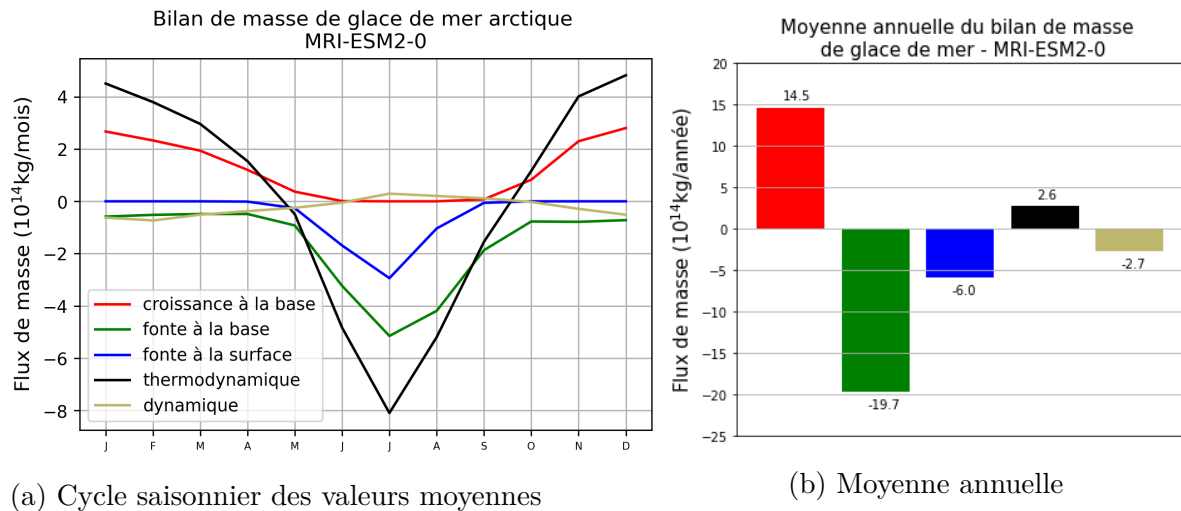


FIGURE 4.1 – Composantes du modèle MRI-ESM2-0 pour le bilan de masse de glace de mer arctique. Moyennes sur la période de référence 1980-2014 et au nord du cercle polaire arctique.

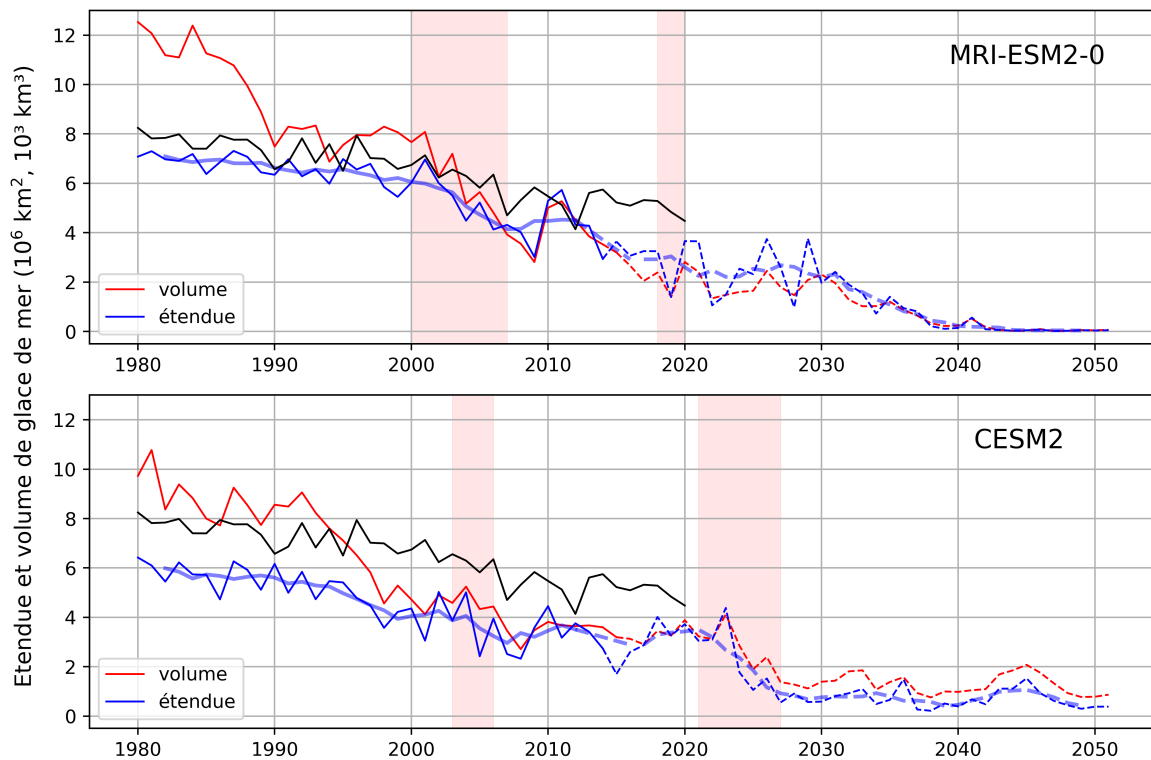


FIGURE 4.2 – Etendue (bleu,  $10^6$  km<sup>2</sup>) et volume (rouge,  $10^3$  km<sup>3</sup>) pour le mois de septembre de glace de mer pour les modèles MRI-ESM2-0 et CESM2 avec en traits gras la moyenne courante sur 5 ans pour l'étendue de glace de mer. Les observations de l'étendue de glace de mer (noir) proviennent du site EUMETSAT OSI SAF.

## 4.2 Analyse des mécanismes responsables des RILEs

### 4.2.1 Caractéristiques des RILEs

Les RILEs présents dans les modèles MRI-ESM2-0 et CESM2 font l'objet d'une analyse plus détaillée (Fig. 4.2). Nous nommons R1 et R2 les RILEs du modèle MRI-ESM2-0 prenant place de 2000 à 2007 et de 2018 à 2020 ainsi que R3 et R4 les RILEs du modèle CESM2 durant les périodes 2003-2007 et 2021-2027. Leur durée est comprise entre 2 et 7 ans. Il y a deux événements par modèle, avec, pour chaque modèle, un RILE se produisant lors de la simulation historique et un RILE se produisant dans la simulation SSP5-8.5. De plus, les deux RILEs de la simulation historique ont lieu pendant la même période que le RILE présent dans les données observationnelles (Fig. 2.1). La tendance négative de l'étendue de la glace de mer par année est plus importante pour les RILEs R2 et R4, c'est-à-dire les RILEs se trouvant dans la partie "projections" des simulations (table 4.1). Finalement, les deux RILEs se trouvant dans la partie historique des simulations conduisent à une diminution d'étendue de glace de mer quasi identique ( $-0.27 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  par an). Pour les données observationnelles, ce taux est de  $-0.17 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  par an.

Quelques années après la fin du RILE, trois de ces événements observent une récupération partielle de l'étendue de glace de mer perdue lors du RILE (Fig. 4.2, courbe bleue). C'est un phénomène que Paquin et al. (2013) retrouvent également dans leur analyse des RILEs.

	MRI-ESM2-0		CESM2	
	R1 (2000-2007)	R2 (2018 - 2020)	R3 (2003 - 2007)	R4 (2021 - 2027)
Perte totale de SIE ( $10^6 \text{ km}^2$ )	-1.920	-0.793	-1.097	-2.578
Perte de SIE/année ( $10^6 \text{ km}^2 / \text{an}$ )	-0.27	-0.39	-0.27	-0.43
Perte totale de volume ( $10^3 \text{ km}^3$ )	-3.525	-0.322	-1.014	-2.01

TABLE 4.1 – Caractéristiques des pertes d'étendue et de volume de glace de mer pour les RILEs présents dans les modèles MRI-ESM2-0 et CESM2. La perte totale d'étendue (de volume) est la perte de l'étendue (de volume) de glace de mer sur toute la durée du RILE et la perte par année est la perte totale divisée par la durée du RILE. Ces valeurs sont calculées sur base de la moyenne mobile sur 5 ans.

## 4.2.2 Analyses du bilan de masse de la glace de mer arctique du modèle MRI-ESM2-0

L'évaluation des mécanismes responsables de ces événements extrêmes nécessite, tout d'abord, un examen approfondi de l'évolution du bilan de masse de la glace de mer. Nous cherchons à étudier la composante par laquelle la perte de masse s'opère aux débuts de ces RILEs.

### Composantes thermodynamique et dynamique

Pour la composante dynamique, l'export de glace de mer hors du cercle polaire arctique diminue pour l'ensemble des années étudiées pour R2 (Fig. A.3,(b)). Cela est en accord avec l'étude de Keen et al. (2021), qui observent une diminution de la quantité de glace perdue par advection lors des simulations pour le XXI<sup>e</sup> siècle. La tendance n'est pas aussi prononcée pour R1. Seule l'année précédant le début du RILE et la première année de RILE montrent une diminution dans la perte de glace de mer, les deux autres années étant proches de la climatologie (Fig. A.2,(b)).

Pour ce qui est de la composante thermodynamique, nous observons cette fois-ci une diminution dans le gain de masse de glace de mer, excepté pour l'année précédant le début de l'événement pour R2 et la première année du RILE pour R1 (Fig. A.3 et A.2,(b)). Il semble donc que le bilan de masse soit affecté de façon plus sensible par sa composante thermodynamique que dynamique (Fig. 4.3). Cela confirme les résultats obtenus par Holland et al. (2006), selon lesquels la composante thermodynamique joue un rôle clé dans l'apparition d'un RILE. Nous continuons donc l'analyse avec les trois sous-composantes de la composante thermodynamique.

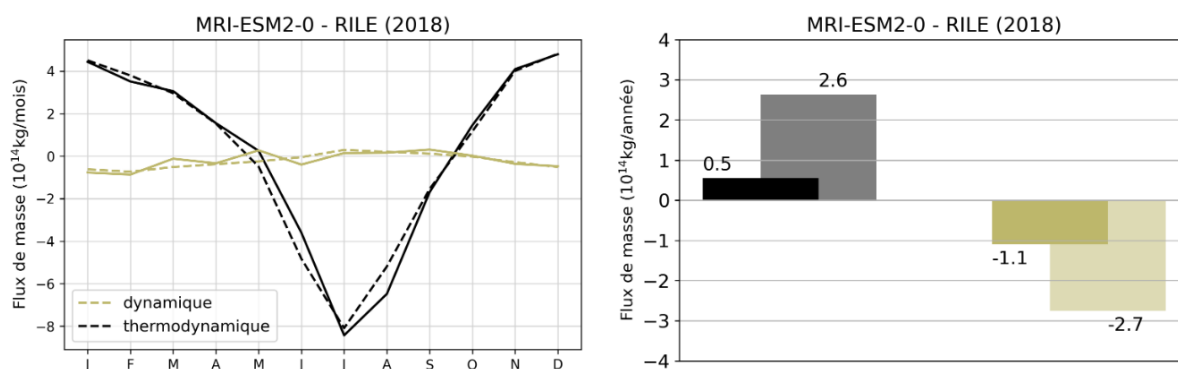


FIGURE 4.3 – Cycles saisonniers (gauche) et moyennes annuelles (droite) des composantes thermodynamique et dynamique du bilan de masse de la glace de mer arctique pour la première année (2018) du RILE R2 (traits pleins, couleurs foncées) par rapport à la période de référence 1980-2014 (traits pointillés, couleurs claires) pour le modèle MRI-ESM2-0. Moyennes réalisées au nord du cercle polaire arctique.

### **Sous-composante de croissance à la base**

L'effet de la croissance à la base est plus faible lors des mois d'octobre-novembre et de façon moins prononcée durant les mois d'avril-mai pour les deux RILEs du modèle MRI-ESM2-0 par rapport à la période de référence, cela est notamment accentué pour R2 (Fig. 4.4, (a)). Cette caractéristique se retrouve également au niveau de la moyenne annuelle, nous constatons une moyenne presque systématiquement inférieure à celle de la période de référence (Fig. 4.4, (b)). En effet, en fin d'année pour les années PRE-RILE (2016) et RILE de R2, il y a systématiquement moins de glace de mer qui est gagné par la composante de croissance à la base (Fig. A.3, (d)). Cela se retrouve également lors de la période PRE-RILE de R1 (Fig. A.2, (c) et (d)).

Pour ce modèle, l'analyse de la moyenne annuelle des 3 sous-composantes révèle que, pour 62,5 % des années étudiées (PRE-RILE et RILE), la diminution de la masse de la glace de mer par rapport à la climatologie survient majoritairement à travers la croissance à la base (Fig. 4.4).

### **Sous-composante de fonte à la surface**

En ce qui concerne la fonte à la surface pour R2, celle-ci est plus importante pour la période allant de juin à août des années PRE-RILE et à l'inverse moins prononcée pour cette même période des années RILE (Fig. 4.4, (a)). Néanmoins, cela n'est pas représenté dans les moyennes annuelles de R1 et R2. Pour R1, la fonte est inférieure à la climatologie pour les 4 années étudiées et, pour R2, la fonte est légèrement plus importante uniquement l'année avant le RILE et la première année du RILE (Fig. A.2 et 4.4, (d)).

### **Sous-composante de fonte à la base**

Finalement, l'effet de la fonte à la base est généralement plus faible lors des mois de juillet à novembre par rapport à la climatologie et observe une tendance très légère d'augmentation de la fonte de la glace de mer arctique lors de la période de janvier à juin, ce qui conduit à une faible diminution du taux de fonte à la base dans la moyenne annuelle par rapport à la période de référence (Fig. A.2 et 4.4).

### **Variabilité des données**

La variabilité des données pour chacune des 3 sous-composantes thermodynamiques représentée à travers les barres d'erreur nous informe sur les différences au sein des années étudiées avec la climatologie et nous indique, notamment, si celles-ci sont statistiquement significatives. Les valeurs des barres d'erreur sont très similaires pour la période de référence et les différentes années. Cela signifie que la variabilité des données reste approximativement similaire au commencement des RILEs. Ces barres d'erreur se chevauchent systématiquement, ce qui indique que la différence n'est pas statistiquement significative, néanmoins les résultats sont en accord avec le sens physique attendu.

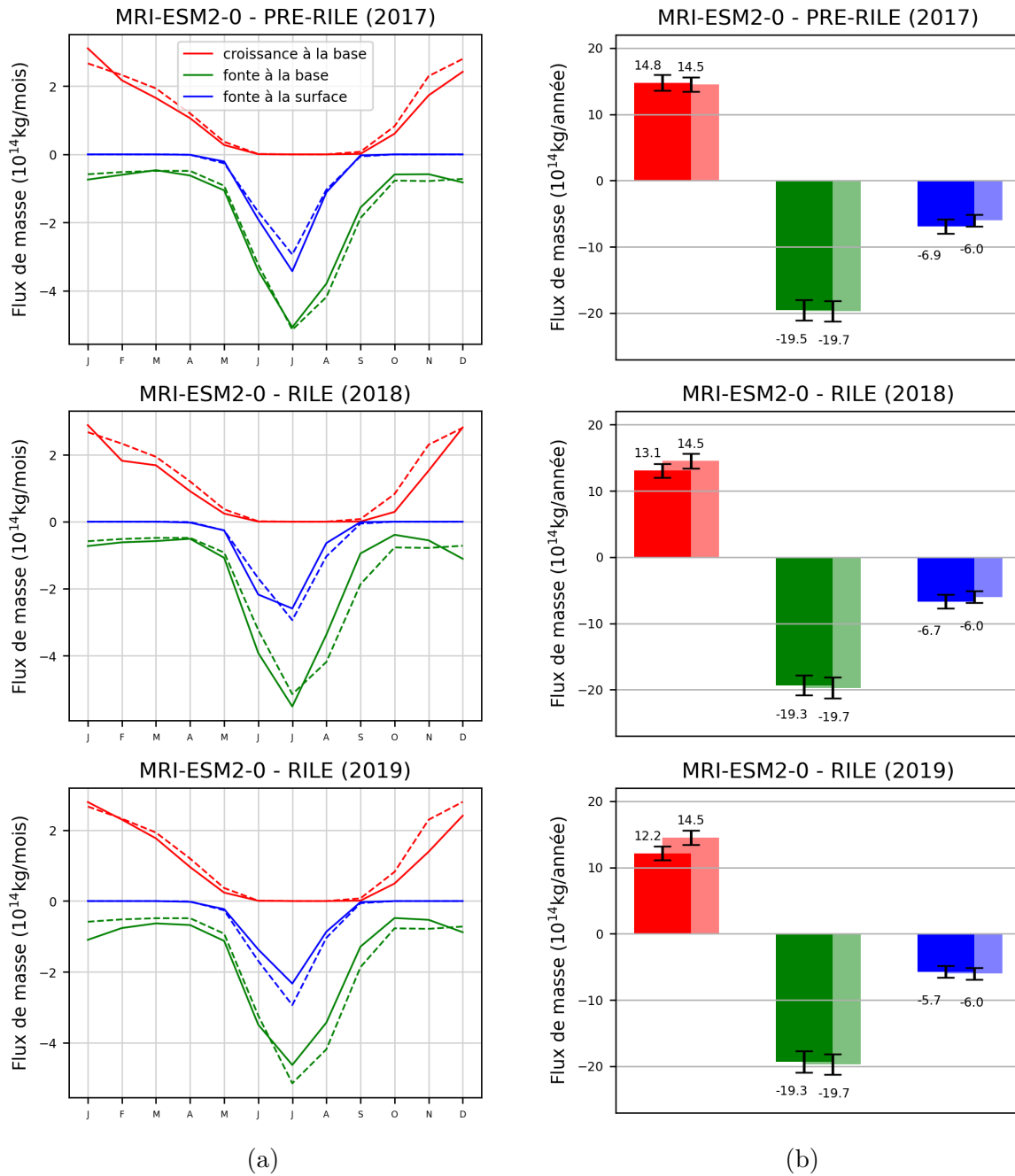


FIGURE 4.4 – Sous-composantes du bilan de masse de la glace de mer arctique pour l'année précédant directement le RILE R2 (2017) et les deux premières années du RILE (2018 et 2019) (traits pleins, couleurs foncées) par rapport à la période de référence 1980-2014 (traits pointillés, couleurs claires) pour le modèle MRI-ESM2-0. Cycles saisonniers (a) et moyennes annuelles (b) pour les sous-composantes de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface. Moyennes réalisées au nord du cercle polaire arctique. Les barres d'erreur (d) sont obtenues à partie de l'écart type des données.

### 4.2.3 Analyse des composantes du bilan de masse de la glace de mer au niveau régional du modèle MRI-ESM2-0

Dans cette partie, l'intérêt se portera sur l'évolution des caractéristiques de la glace de mer au début des RILEs au niveau régional.

#### Concentration de glace de mer

Les changements dans les forçages océaniques et atmosphériques impactent le bilan de masse de la glace de mer. Cependant, l'état de la glace de mer elle-même (comme la distribution de sa concentration) influence également l'évolution de son bilan de masse.

Pour R2, une anomalie négative de concentration de glace de mer persiste sur l'ensemble du bassin arctique, à l'exception de l'année précédant le début du RILE, qui présente une anomalie positive de concentration au centre de l'océan Arctique (Fig. 4.5, (d)).

Pour R1, la tendance n'est pas aussi marquée, mais nous observons tout de même une diminution de la concentration de glace de mer sur la zone marginale de la glace de mer arctique. Celle-ci est plus prononcée en mer de Sibérie orientale pour l'année PRE-RILE (1998), dans les mers de Kara et de Laptev pendant l'année PRE-RILE (1999), dans la mer de Barents pour l'année RILE (2000) et finalement au centre de l'océan Arctique pour l'année RILE (2001) (Fig. 4.5 et A.7, (a)et(b)).

La concentration de glace de mer est donc plus importante au centre de l'océan Arctique et au niveau du Groenland pour les deux RILEs (Fig. 4.5). En effet, l'analyse des anomalies de concentration de glace de mer au niveau régional révèle que la perte de glace est plus prononcée à proximité des continents, c'est-à-dire au niveau des mers de Beaufort, des Tchouktches, de Laptev, de Kara et de Barents (Fig. A.1). De plus, les anomalies négatives de concentration de glace de mer ne sont pas stationnaires, elles évoluent au fil du RILE.

#### Sous-composante de croissance à la base

Après avoir étudié l'effet de la croissance de la glace de mer à la base pour le cycle saisonnier et pour la moyenne annuelle, nous analysons les régions pour lesquelles cette sous-composante présente des anomalies. L'analyse est faite durant la période d'octobre à novembre et consiste à caractériser la différence entre les périodes PRE-RILE et RILE avec la période de référence allant de 1980 à 2014 (Fig. 4.6).

Lors du RILE R1, une anomalie négative de croissance de glace à la base est observée au nord des côtes du Groenland et de l'archipel nord-canadien pour la première année PRE-RILE (1998) et s'étend vers les mers de Beaufort et des Tchouktches lors de la seconde année PRE-RILE (1999). Néanmoins, celle-ci ne persiste pas durant les deux premières années du RILE car une anomalie positive domine ensuite sur l'ensemble du bassin arctique (Fig. A.4, (a)).

L'année PRE-RILE (2016) de l'événement R2 présente une diminution de la croissance à la base sur l'ensemble du bassin arctique (en négligeant les zones côtières). Pour les autres années de ce RILE, la croissance de la glace de mer à la base au centre du bassin arctique est généralement plus importante. Cela est possiblement lié à la présence d'une glace plus fine comparée à la période de référence. Cependant, pour le reste du bassin arctique, une diminution de cette composante s'installe principalement dans les zones d'eau libre (Fig. A.4, (b)). La croissance de la glace est donc retardée dans ces zones où la chaleur accumulée pendant l'été dans la couche de mélange océanique peut empêcher la glace de croître sur l'ensemble du bassin arctique (Fig. 4.6, (c) et (d)).

L'anomalie de concentration de glace de mer arctique, se trouvant en périphérie de la région centrale de l'océan Arctique, correspond à des zones généralement libres de glace et assez éloignées du centre du pack de la glace de mer arctique (Fig. 4.5) . Cela correspond également aux anomalies négatives de concentration de glace de mer pour le mois de septembre.

L'augmentation de l'absorption du rayonnement solaire par l'accroissement des zones d'eau libre va servir à réchauffer la couche de mélange océanique et à augmenter le contenu thermique de l'océan. Cet excès de chaleur est potentiellement utilisé pour la fonte à la base de la glace, mais peut également avoir l'effet de retarder, voire de diminuer considérablement la croissance de la glace de mer en hiver (Kay et al., 2008; Perovich and Richter-Menge, 2009; Steele et al., 2010). De plus, pendant la saison estivale, une diminution du flux d'énergie de l'océan vers l'atmosphère ralentirait le refroidissement des eaux proches de la surface, ce qui permettrait à une anomalie positive de la température de persister ainsi que de pénétrer plus profondément dans la région arctique et donc de retarder davantage la formation de la glace (Paquin et al., 2013).

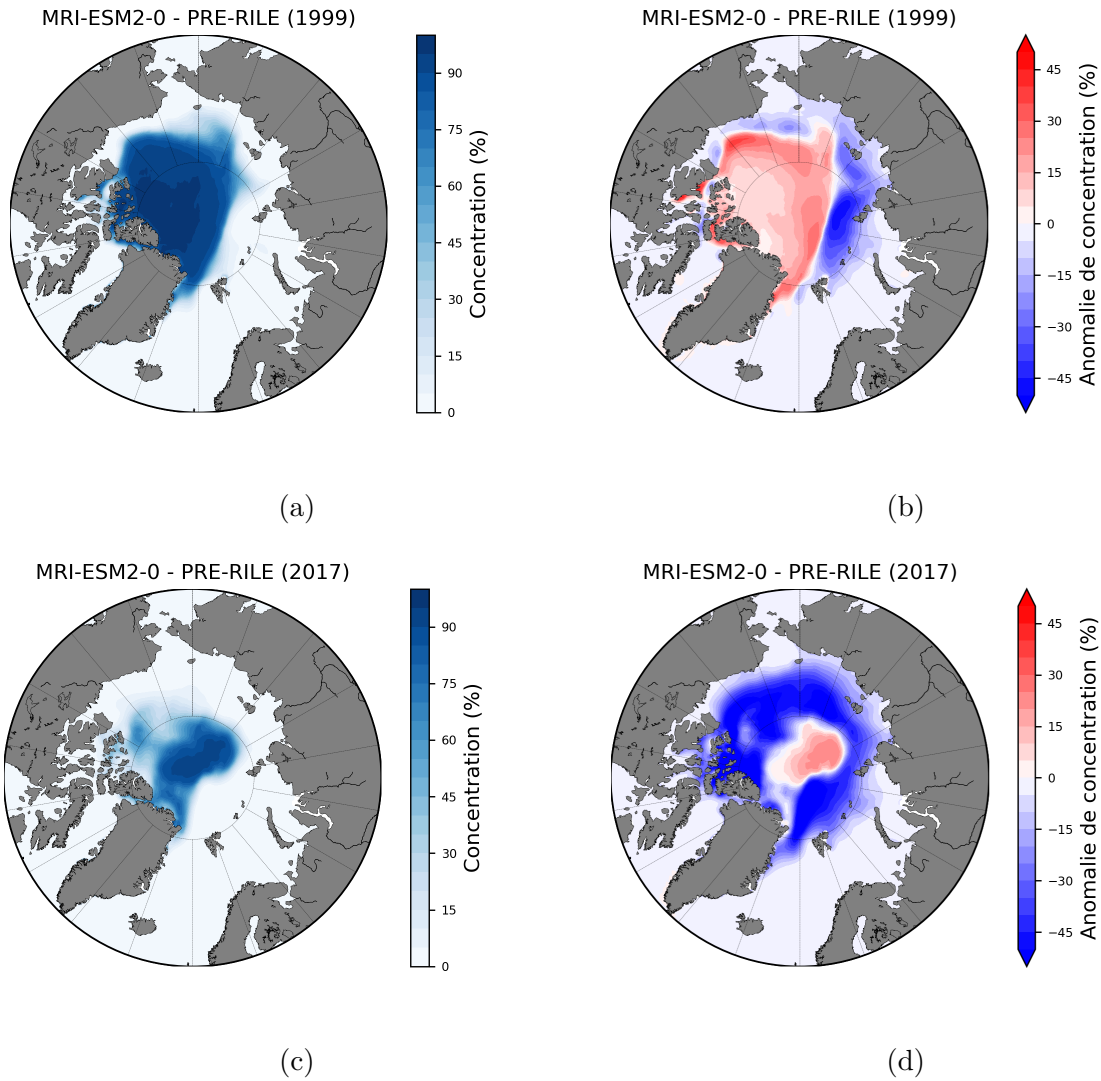


FIGURE 4.5 – Concentrations de la glace de mer arctique pour le mois de septembre pour l'année précédant le RILE R1 (a) et le RILE R2 (c) du modèle MRI-EMS2-0. Anomalies de concentration de la glace de mer arctique pour le mois de septembre pour R1 (b) et R2 (d) du modèle MRI-EMS2-0. Les anomalies sont calculées à partir de la période de référence 1980-2014.

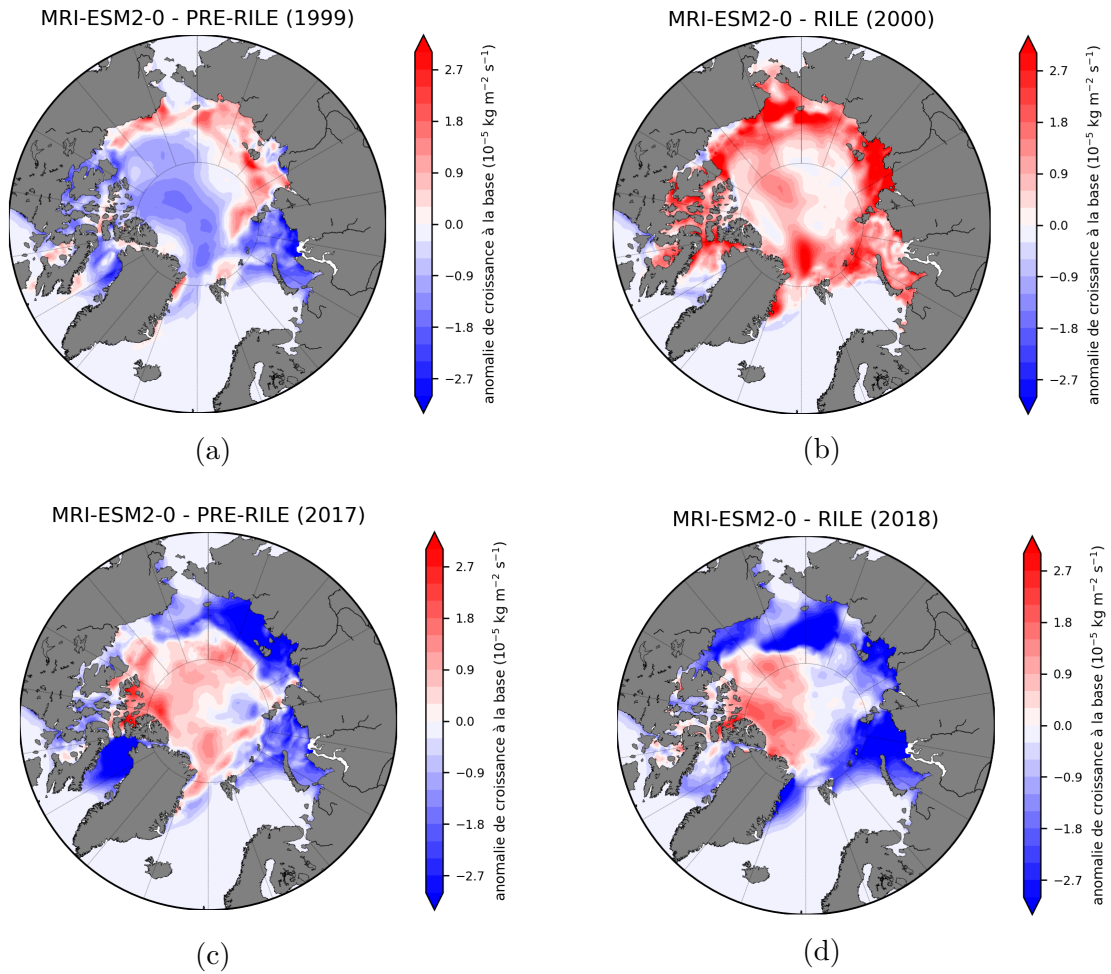


FIGURE 4.6 – Anomalies de la composante de croissance de la glace de mer arctique à la base (différence entre les années RILE/PRE-RILE et la période de référence(1980-2014)) pour les mois d’octobre-novembre et pour l’année précédente et la première année du RILE R1 (a et b ) et du RILE R2 (c et d).

#### 4.2.4 Analyse des flux de chaleur à la base de la glace pour le modèle MRI-ESM2-0

Les analyses précédentes nous mènent à nous intéresser au bilan thermique à l'interface glace-océan, c'est-à-dire le flux de chaleur transmise par conduction à l'intérieur de la glace et le flux de chaleur sensible provenant de la couche mélangée océanique. Le flux de chaleur océanique à l'interface glace-océan est un facteur clé du bilan de masse de la glace et régule la fonte à la base de la glace pendant la saison estivale et sa croissance pendant la saison hivernale. Le rôle de la conduction au sein de la glace de mer est prépondérant parce qu'elle est la seule composante qui relie les échanges de chaleur à la base de la banquise et à sa surface.

Les anomalies de ce flux de chaleur sont calculées par rapport à une seule année précédant le RILE, 1997 et 2015 pour R1 et R2. Ces anomalies seront donc fortement dépendantes des caractéristiques des flux de chaleur des années 1997 et 2015. Néanmoins, ces deux années ont été sélectionnées pour leurs caractéristiques stables de l'étendue de glace de mer par rapport aux années précédentes.

L'analyse de ces flux est limitée aux valeurs comprises entre 0 et  $20 \text{ Wm}^{-2}$  pour avoir une vision des flux de chaleur dans les régions centrales de l'océan Arctique. En effet, le flux de chaleur océanique, par exemple, est de l'ordre de 0 à  $10 \text{ Wm}^{-2}$  pour un océan recouvert de glace suffisamment épaisse alors que celui-ci peut excéder  $100 \text{ Wm}^{-2}$  pour un océan recouvert d'une très fine couche de glace de mer.

Par convention, un flux de chaleur vers l'interface océan-glace de mer est positif. Par exemple, le flux de chaleur océanique, qui est dirigé de l'océan vers la base de la glace de mer, est un flux positif.

#### Flux de chaleur océanique à la base de la glace de mer

Lors de l'année PRE-RILE (1998) de R1, une anomalie positive se forme dans les mers de Beaufort, de Sibérie Orientale, de Kara et de Barents et s'étend jusqu'au centre de l'océan Arctique du côté de la mer de Sibérie Orientale (Fig. A.5, (a)). Cependant, une anomalie négative persiste au large des côtes du Groenland et de l'archipel nord-canadien. Lors de l'année PRE-RILE (1999), l'anomalie négative se concentre au centre de l'océan Arctique, tandis que l'anomalie positive s'étend et s'intensifie à la zone marginale de la glace. Finalement, pour les deux premières années du RILE, les anomalies présentent des caractéristiques similaires à l'année PRE-RILE (1998), avec une anomalie positive se propageant au centre de l'océan Arctique.

Pour R2, le schéma est similaire, avec une anomalie positive occupant le centre de l'océan Arctique à partir de l'année précédant le RILE et une anomalie négative persistante sur l'ensemble des années au nord de la Terre du Nord (Fig. 4.7). L'augmentation du flux de chaleur océanique est accentuée en marge du pack de glace de mer, là où la glace est plus fine et plus particulièrement dans les mers de Beaufort, Kara et Barents. Ces anomalies positives se propagent également de la mer des Tchouktsches vers le centre

du pack de la glace de mer arctique, mais avec une amplitude plus faible qu'en marge de la glace de mer, allant de 2 à 9  $\text{Wm}^{-2}$ .

Les anomalies positives signifient que le flux de chaleur océanique à la base est plus important durant les années PRE-RILE et RILE par rapport à l'année de référence. Ces anomalies, situées en marge de la glace de mer arctique, sont possiblement causées par une exposition accrue de l'atmosphère à l'océan relativement chaud. Cela entraîne un déplacement vers le nord de l'emplacement du transfert maximal de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. Selon Paquin et al. (2013), cela est en partie due à des anomalies dans la circulation atmosphérique. Cependant, l'effet inverse se produit également notamment au-dessus de la mer de Barents (Paquin et al., 2013).

### **Flux de conduction de chaleur à la base de la glace de mer**

L'analyse des anomalies de flux de conduction thermique révèle le même schéma que pour les anomalies de flux de chaleur océanique (Fig. 4.7, (a)). Celles-ci présentent néanmoins une amplitude plus importante.

De plus, la plupart des régions qui présentent des anomalies négatives de croissance à la base de la glace de mer (Fig. 4.7, (a)) sont les régions pour lesquelles il y a des anomalies positives de flux de conduction thermique à la base, c'est-à-dire les régions pour lesquelles le flux de conduction est moins important que lors de l'année de référence (Fig. A.6, (a) et (b)).

### **Processus potentiellement liés aux anomalies de flux de chaleur**

La croissance et le déclin de la glace de mer à l'interface glace - océan sont déterminés par le déséquilibre local entre le flux de conduction de chaleur à l'intérieur de la glace et le flux de chaleur océanique atteignant la base depuis l'océan. Étant donné que la température à l'interface glace - océan est déterminée par l'équilibre de phase, tout déséquilibre entre les deux flux n'est pas compensé par des changements de la température locale, comme c'est le cas à la surface de la glace par exemple, mais plutôt par la croissance ou l'ablation de la glace. Ceci rend l'évolution de l'épaisseur de la glace de mer très sensible à de petits changements dans le flux de chaleur océanique.

Ces anomalies de flux de chaleur semblent provenir du détroit de Béring. Cela est d'ailleurs une caractéristique présente dans l'étude du RILE de 2007 de Woodgate et al. (2010) où ces auteurs montrent que la contribution de ce flux de chaleur est suffisamment importante pour jouer un rôle significatif dans le retrait de la glace de mer durant le RILE de 2007. Selon cette étude, ce retrait suggère fortement que les voies d'eau à travers la mer des Tchouktches agissent comme un conduit de chaleur vers le centre de l'océan Arctique et, de plus, fournissent la chaleur initiale nécessaire pour déclencher la fonte de la glace dans le bassin arctique. Ces changements dans le transport au niveau du détroit de Béring seraient entraînés à la fois par les vents locaux, mais également par la variabilité de la différence de pression entre l'Arctique et le Pacifique.

D'autres facteurs sont également importants, à savoir le moment où cette chaleur est transmise à l'Arctique et le débit volumique d'eau lui-même, qui peut transporter de la chaleur et de la glace vers le nord. L'augmentation des flux de chaleur reflète à la fois une augmentation dans le volume d'eau venant de l'océan Pacifique et une augmentation de la température de surface (Woodgate et al., 2010).

Le transport de chaleur océanique affecte la glace de mer arctique en passant non seulement par le détroit de Béring mais également par une seconde voie principale, qui la relie à l'océan Atlantique. Dans leur article, Praetorius et al. (2018) ont cherché à déterminer si les changements de température dans le Pacifique Nord et l'Atlantique Nord ont des effets sur la glace de mer arctique et à quantifier ces effets. Ces auteurs ont utilisé un modèle climatique global (le Community Earth System Model du National Center for Atmospheric Research) pour modifier le transfert de chaleur de l'océan à l'atmosphère dans les régions nord des océans Atlantique et Pacifique. La motivation était de voir comment le réchauffement et le refroidissement de chaque région affectent le climat de l'Arctique. Les simulations réalisées suggèrent que l'Arctique est plus sensible aux changements du flux de chaleur océanique du Pacifique Nord que l'Atlantique Nord à la même latitude. Ils montrent que cet effet est principalement lié à un plus grand transfert net d'humidité et à un flux de chaleur latente qui l'accompagne dans l'Arctique en réponse au réchauffement dans le Pacifique Nord. Ce flux d'humidité plus important est associé à une formation accrue de nuages arctiques de basse altitude qui agissent comme des isolants pour piéger la chaleur de surface et l'empêcher de se dissiper. L'effet du réchauffement en surface de ces nuages bas accélère donc la perte de glace de mer et amplifie le *feedback* albédo-glace de mer.

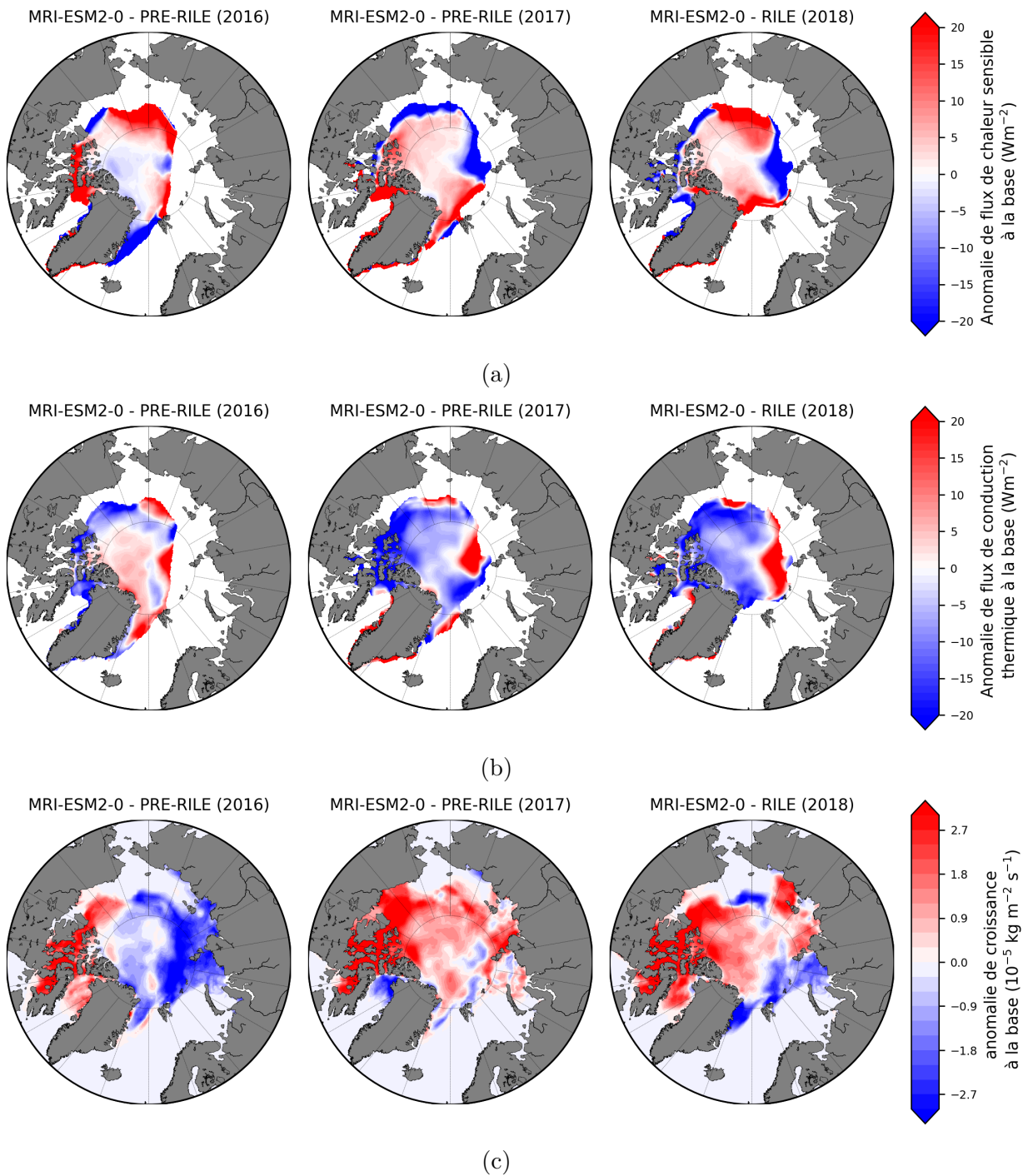


FIGURE 4.7 – Anomalies du flux de chaleur océanique à la base de la glace de mer (a), du flux de conduction thermique à la base de la glace de mer (b) et anomalies de croissance à la base de la glace de mer (c) pour les deux années PRE-RILE et la première année du RILE R2. Anomalies calculées par rapport à l’année 2015 pour R2. Moyenne sur les mois d’octobre-novembre.

### 4.3 Comparaison avec les caractéristiques des RILEs du modèle CESM2

Dans l'idée de confirmer les pistes suivies pour les deux RILEs du modèle MRI-ESM2-0, nous analysons deux RILEs supplémentaires, ceux du modèle CESM2.

Premièrement, ces RILEs montrent les mêmes caractéristiques pour la composante dynamique, c'est-à-dire une diminution de l'export de la glace de mer hors du cercle polaire arctique par rapport à la climatologie (Fig. A.10 et A.9, (a) et (b)). Pour la composante thermodynamique, nous observons plutôt une fluctuation autour de la climatologie au lieu d'une diminution générale de l'apport de glace de mer lors des 4 années.

Pour les sous-composantes thermodynamiques liées à la croissance et à la fonte de la glace de mer, les tendances pour R3 et R4 ne confirment pas les caractéristiques présentes dans R1 et R2. Pour ces événements, la croissance à la base est similaire à la climatologie au niveau du cycle saisonnier et résulte, au niveau de la moyenne annuelle, à des valeurs proches ou légèrement supérieures aux valeurs correspondant à la climatologie (Fig. 4.7). Pour R4, la fonte à la base est moins marquée que la climatologie pour les années PRE-RILE et RILE, mais c'est au niveau de la fonte en surface que le bilan de masse de glace de mer connaît une plus grande diminution, notamment pour l'année PRE-RILE précédant directement le début du RILE et la première année du RILE (Fig. 4.7). Pour R3, les années PRE-RILE ainsi que la première année du RILE observent une augmentation de la perte de glace de mer qui se produit à travers la fonte à la base. La fonte en surface est également renforcée par rapport à la climatologie pour deux années sur les quatre observées (Fig. A.9, (c) et (d)). La diminution du bilan de masse de glace de mer arctique au commencement des RILEs par rapport à la climatologie est donc une conséquence d'une augmentation de la fonte plutôt qu'une diminution de la croissance à la base de la glace.

Les analyses faites sur les RILEs de ce modèle semblent donc confirmer que ces événements sont majoritairement liés aux changements de la composante thermodynamique du bilan de masse de la glace de mer. Cependant, la perte de masse s'opère ici, majoritairement par la fonte en surface lorsqu'on s'intéresse à la moyenne annuelle (pour 50 % des années) et non via la composante de croissance à la base, comme observé dans le modèle MRI-ESM2-0. Pour les 50 % restant, la perte de glace de mer se fait à travers la composante de croissance et de fonte à la base, mais on observe également que lors de deux années, il n'y a pas d'anomalies négatives pour ces trois sous-composantes. Ce qui suggère que la perte de masse de glace de mer arctique survient à travers d'autres composantes négligées lors de notre étude.

Les régions observant une anomalie négative dans la concentration de glace de mer lors du mois de septembre sont très similaires aux RILEs R1 et R2. En effet, la perte de glace de mer est dominante en marge de l'océan arctique, proche des zones côtières, et la diminution de la concentration de glace de mer plus importante pour R4 que pour R3 (Fig. A.11).

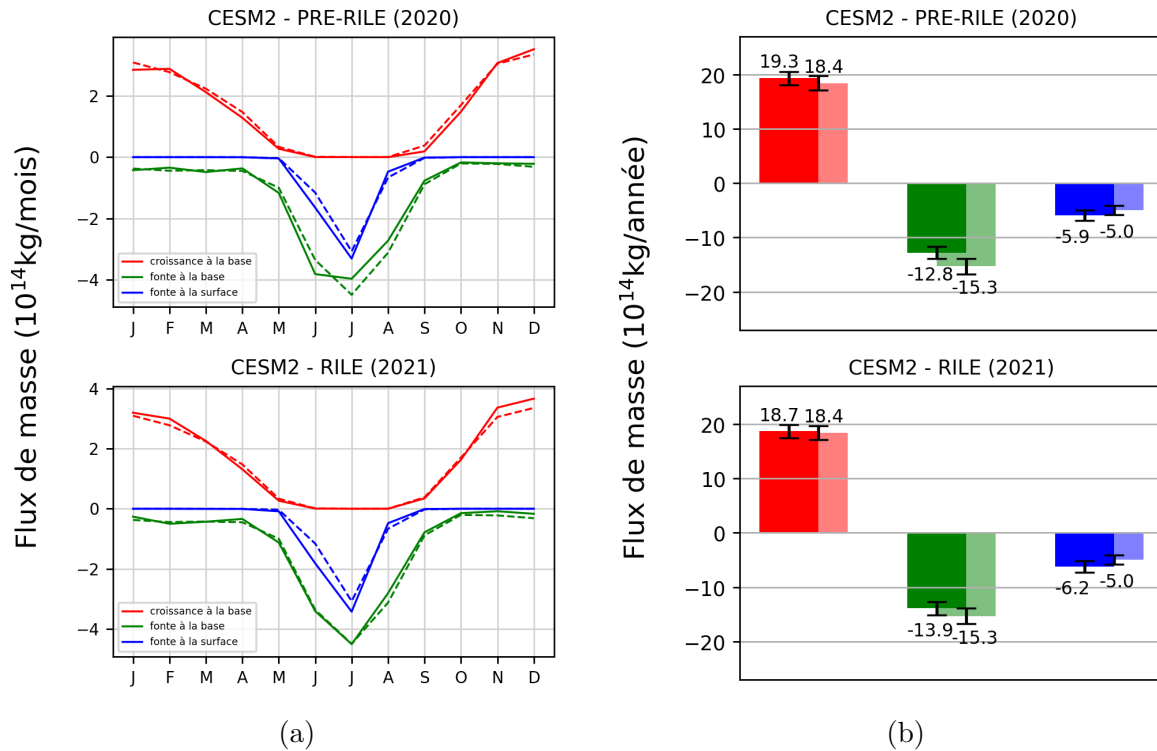


FIGURE 4.8 – Cycles saisonniers (a) et moyennes annuelles (b) des sous-composantes thermodynamiques du bilan de masse de glace de mer arctique pour l’année précédant (2020) et la première année (2021) du RILE R4 (traits pleins (a), couleurs foncées (b)) par rapport à la période de référence 1980-2014 (traits pointillés (a), couleurs claires (b)) pour le modèle CESM2. Moyennes réalisées au nord du cercle polaire arctique. Les barres d’erreur sont obtenues à partir de l’écart type des données.

## 4.4 Discussion

La combinaison du retrait précoce de la glace de mer, d’une augmentation de l’énergie solaire absorbée par l’océan et d’une circulation océanique orientée de la région côtière vers le centre de la banquise arctique renforce le *feedback* albédo-glace de mer et accélère la fonte à la base de la glace de mer restante.

Certains mécanismes présentés ci-dessus peuvent être responsables d’une diminution de glace de mer dans le bilan de masse à la fois par la croissance à la base et la fonte à la surface comme l’augmentation de la formation de nuages bas piégeant la chaleur à la surface de la glace de mer. D’autres mécanismes interviennent également, notamment une augmentation de l’aire des mares de fonte à la surface de la glace qui renforce le *feedback* glace de mer-albédo ou encore des anomalies positives de la température de surface en réponse aux anomalies estivales de pression au niveau de la surface dans l’océan Arctique. Celles-ci peuvent réduire l’étendue de glace de mer par leur influence sur le bilan radiatif de la surface : les anomalies positives de la pression au niveau de la surface dans l’océan Arctique favorisent la réduction de la couverture nuageuse et l’augmentation

des flux descendants du rayonnement solaire, ce qui accélère la fonte de la glace de mer arctique (Kay et al., 2008). D'autre part, l'augmentation rapide du transport de chaleur océanique vers l'Arctique pourrait être un des éléments déclencheurs des RILEs, mais cette augmentation elle-même est probablement dirigée par des anomalies dans la circulation atmosphérique à grande échelle. Paquin et al. (2013) pointent, en effet, ce mécanisme comme élément déclencheur des événements de fonte rapide de la glace de mer. L'état lui-même de la glace de mer va également déterminer comment celle-ci va se comporter face aux forçages océaniques et atmosphériques. Lorsque l'épaisseur de la glace est importante, les événements de fonte rapide pourraient être causés par des processus océaniques alors que, plus tard, lorsque l'étendue sera plus restreinte et que la glace sera plus fine, l'atmosphère pourrait devenir la principale cause (Auclair and Tremblay, 2018).

Remarquons que l'analyse de ces RILEs est rendue complexe selon plusieurs aspects. Premièrement, la définition d'une climatologie est compliquée due aux tendances séculaires de la glace de mer. En effet le climat de l'Arctique devrait changer radicalement au cours du XXIe siècle (Tietsche et al., 2013; Landrum and Holland, 2020).

De plus, Tietsche et al. (2013) suggèrent que les perspectives de prévisibilité de larges anomalies interannuelles de la glace de mer qui devraient se produire tout au long du XXIe siècle sont limitées. Comme la prévisibilité de l'état de la glace de mer diminue au fur et à mesure que la glace s'amincit, la fiabilité de prévisions est meilleure pour le temps présent que pour le milieu du XXIe siècle (Holland et al., 2006).

Alors que ces signaux forts peuvent nous amener à nous attendre à une bonne prévisibilité, plusieurs études (Holland et al., 2006; Ogi et al., 2008) ont montré que la valeur du minimum d'étendue de glace de mer arctique en été est dominée par des processus atmosphériques rapides, ce qui suggère une prévisibilité faible.

Selon l'étude de Döscher and Koenig (2012), la capacité des modèles à représenter correctement les RILEs dépendrait de leur capacité à simuler correctement la circulation atmosphérique pendant les mois d'été et dépendrait également du volume de glace de mer au début de la période de fonte. En effet, la répartition spatiale actuelle de l'épaisseur de la glace de mer et la sensibilité de l'étendue de la glace de mer aux températures de l'air à proximité de la surface sont des facteurs critiques qui déterminent l'évolution future de la couverture de glace de mer. Selon Massonnet et al. (2018), les projections de glace de mer obtenues à partir de simulations dont le volume de glace de mer dans l'Arctique se situe en dehors de la plage des données observationnelles devraient être écartées, car ces simulations ne simuleront pas correctement l'amincissement thermodynamique futur de la glace de mer. De plus, la contribution de la variabilité interne de l'atmosphère au système climatique est encore mal connue et il n'est pas évident de comprendre la façon dont les modèles climatiques globaux représentent ces processus.

En outre, dans cette étude, uniquement les RILEs de deux modèles et d'un membre par modèle sont analysés. Cela ne nous permet pas de tirer des conclusions robustes quant aux mécanismes précurseurs des événements de fonte rapide de glace de mer arctique, si ce n'est, de renforcer la conclusion de l'étude de Holland et al. (2006)

montrant que la diminution soudaine dans la masse de glace de mer est déterminée par le facteur thermodynamique plutôt que par le facteur dynamique.

Finalement, les RILEs sont analysés ici à l'échelle de temps de quelques mois à une année. Cependant, les mécanismes précurseurs pourraient prendre place sur une période plus courte comme l'échelle synoptique, c'est-à-dire à l'échelle de quelques semaines, voire quelques jours. Selon Wang et al. (2019), les années observant une diminution importante de l'étendue de glace de mer arctique sont caractérisées par des événements fréquents de perte rapide de glace de mer à l'échelle de temps synoptique.

---

## Conclusion

---

La glace de mer est une composante majeure du système climatique en raison du rôle qu'elle joue dans le bilan énergétique et hydrique de la Terre. Au cours des trente dernières années, son étendue a diminué pendant tous les mois, en particulier pendant l'été, atteignant des niveaux qui n'ont probablement pas été vus depuis plusieurs centaines d'années. Ce déclin est plus rapide que celui prédit par la plupart des modèles climatiques globaux, et les scientifiques craignent que nous atteignons des étés libres de glace de mer dans les prochaines décennies. Sur base des observations et des projections des modèles climatiques, le rythme de retrait de la glace de mer arctique n'est pas linéaire dans le temps : il semble y avoir une forte variabilité temporelle ces dernières années. L'évidence de ces fluctuations rapides provient des simulations des modèles climatiques globaux, mais également des données observationnelles elles-mêmes. Les événements de fonte rapide de la glace de mer (RILEs) ont déjà été interprétés selon différents mécanismes. Ils sont cités comme la conséquence d'une augmentation du transport de chaleur océanique vers le pôle en présence de la glace de mer déjà plus fine que la moyenne ou comme la conséquence d'anomalies de la circulation atmosphérique, mais pourraient également être favorisés par le forçage radiatif des nuages de basse altitude ou encore déclenchés par la rétroaction glace de mer-albédo.

L'objectif principal de ce mémoire était d'inventorier la présence de ces événements de fonte rapide (RILEs) dans la base de données CMIP6, qui reprend les dernières projections climatiques disponibles réalisées avec les modèles climatiques globaux ainsi que d'effectuer une analyse du bilan de masse de l'état de la banquise simulée par ces modèles. Cette analyse a été réalisée dans le but de déterminer si les RILEs sont caractérisés par une fonte anormale à la surface ou à la base de la banquise, ou par un export anormal de glace vers l'océan Atlantique. Plusieurs caractéristiques des événements de fonte rapide ont dès lors été identifiées.

Rappelons en premier lieu le phénomène d'amplification arctique, selon lequel l'augmentation de la température moyenne globale est associée à des variations de plus forte amplitude dans la région arctique. Le déclin de la glace de mer arctique en est une des conséquences directes. Cette diminution dans l'étendue de glace de mer arctique

depuis la fin des années septante est vue comme un pré-conditionnement important des événements de fonte rapide. Cela a pour effet de rendre la couverture de glace de mer vulnérable aux conditions atmosphériques et océaniques extrêmes. On remarque que la fréquence de ces événements est plus importante à mesure que la couverture de glace de mer décline, mais diminue ensuite car les modèles atteignent des conditions libres de glace. La probabilité d'observer un RILE est maximale entre les années 2020 et 2040 et la probabilité d'avoir observé au moins un RILE lors des années 2020 est d'une chance sur deux selon les simulations des modèles étudiés. La possibilité que nous nous trouvions actuellement à l'aube d'un nouveau RILE, après une période d'accalmie depuis le début des années 2010, est plus que probable.

Dans la suite, deux modèles ont été sélectionnés, le MRI-ESM2-0 qui est un des premiers à simuler un océan Arctique libre de glace en septembre (2040) et le modèle CESM2, compté parmi les modèles les plus réalistes au monde. Ces deux modèles simulent chacun deux RILEs, un présent à la fin de la simulation historique (1850-2014) et un autre présent au début de la simulation utilisant le scénario SSP5-8.5 (2015-2100).

L'analyse du bilan de masse de la glace de mer arctique pour chacun de ces RILEs est réalisée selon trois axes, à savoir selon le cycle saisonnier, le bilan annuel et au niveau régional. La première tendance est donnée par la composante dynamique, pour laquelle on observe une diminution de l'advection de la glace de mer hors du cercle polaire arctique au commencement des RILEs. L'analyse des quatre événements révèle que les RILEs sont caractérisés par une fonte anormale en raison de causes thermodynamiques plutôt que par un export anormal de glace. Selon Keen et al. (2021), la quantité de glace perdue par advection devrait diminuer dans les prochaines décennies et serait réduite à pratiquement zéro dans les années 2090. Cela semble être une caractéristique de l'évolution générale de la glace de mer arctique plutôt qu'une caractéristique d'un événement de fonte rapide.

En second lieu, l'étude de l'étendue de glace de mer au niveau régional montre une perte de glace de mer qui se fait principalement en marge du pack de glace de mer au niveau des mers de Beaufort, de Sibérie Orientale, de Laptev, de Kara et de Barents. La zone libre de glace va ensuite s'étendre jusqu'au centre de l'océan Arctique en laissant une concentration maximale de glace de mer proche des côtes nord du Groenland et de l'archipel nord-canadien.

Ensuite, pour le modèle MRI-ESM2-0, le bilan annuel de masse de glace de mer arctique est affecté principalement par une diminution dans la composante de croissance à la base. Cette diminution est maximale durant les mois d'octobre et de novembre. Cela nous a amené à étudier les flux de chaleur à l'interface glace de mer-océan. Le flux de chaleur océanique simulé durant les années précédant les RILEs et les premières années des RILEs est renforcé dans les mers de Beaufort, de Kara et de Barents, mais également dans la mer des Tchouktches où ce flux plus important va se propager au centre de la banquise arctique au fil des années des RILEs. La mer des Tchouktches pourrait donc agir comme un conduit de chaleur vers le centre de l'océan Arctique, fournissant la chaleur initiale nécessaire pour déclencher une perte significative de masse de la glace

de mer arctique (Woodgate et al., 2010). Cependant, en ce qui concerne le modèle CESM2, le bilan annuel de glace de mer arctique est affecté majoritairement à travers les composantes de fonte et notamment par une augmentation de la fonte à la surface.

Dès lors, la combinaison du retrait précoce de la glace de mer, d'une augmentation de l'énergie solaire absorbée par l'océan et d'une circulation océanique orientée de la région côtière vers le centre de la banquise arctique renforce le feedback albédo-glace de mer et favorise la diminution de croissance à la base de la glace de mer et l'augmentation de la fonte à la base de la glace de mer. Ces phénomènes vont également impliquer une évaporation accrue, ce qui va potentiellement entraîner la formation des nuages de basse altitude, dont l'effet net sur le bilan radiatif se traduit par une augmentation de la température en surface via l'intensification de rayonnement infrarouge.

Des recherches ultérieures pourraient être utiles afin de généraliser cette étude à tous les RILEs présents dans l'ensemble des membres et des modèles du CMIP6. Il serait également nécessaire d'étudier la capacité de ces modèles à représenter correctement les RILEs. Finalement, une étude sur une échelle de temps plus courte, avec des données journalières, pourrait mettre en lumière des mécanismes ignorés jusqu'ici.

---

## Bibliographie

---

- AMAP (2021). Arctic climate change update 2021 : Key trends and impacts. summary for policy-makers. *Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Tromsø, Norway.*
- Auclair, G. and L. B. Tremblay (2018). The role of ocean heat transport in rapid sea ice declines in the community earth system model large ensemble. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 123(12), 8941–8957.
- Carton, J. A., Y. Ding, and K. R. Arrigo (2015). The seasonal cycle of the arctic ocean under climate change. *Geophysical Research Letters* 42(18), 7681–7686.
- Charron, I. (2016, 7). Guide sur les scénarios climatiques : Utilisation de l’information climatique pour guider la recherche et la prise de décision en matière d’adaptation. *Ouranos*, 94.
- Cohen, J., X. Zhang, J. Francis, T. Jung, R. Kwok, J. Overland, T. Ballinger, U. Bhatt, H. Chen, D. Coumou, S. Feldstein, H. Gu, D. Handorf, G. Henderson, M. Ionita, M. Kretschmer, F. Laliberté, S. Lee, H. Linderholm, and J.-H. Yoon (2019, 12). Divergent consensus on arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nature Climate Change* 10, 1–10.
- Comiso, J. C., C. L. Parkinson, R. Gersten, and L. Stock (2008). Accelerated decline in the arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters* 35(1).
- Danabasoglu, G., J.-F. Lamarque, J. Bacmeister, D. A. Bailey, A. K. DuVivier, J. Edwards, L. K. Emmons, J. Fasullo, R. Garcia, A. Gettelman, C. Hannay, M. M. Holland, W. G. Large, P. H. Lauritzen, D. M. Lawrence, J. T. M. Lenaerts, K. Lindsay, W. H. Lipscomb, M. J. Mills, R. Neale, K. W. Oleson, B. Otto-Bliesner, A. S. Phillips, W. Sacks, S. Tilmes, L. van Kampenhout, M. Vertenstein, A. Bertini, J. Dennis, C. Deser, C. Fischer, B. Fox-Kemper, J. E. Kay, D. Kinnison, P. J. Kushner, V. E. Larson, M. C. Long, S. Mickelson, J. K. Moore, E. Nienhouse, L. Polvani, P. J. Rasch, and W. G. Strand (2020). The community earth system model version 2 (cesm2). *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 12(2).

- Deser, C. and H. Teng (2008). Evolution of arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007. *Geophysical Research Letters* 35(2).
- Ding, Q., A. Schweiger, M. L’Heureux, D. Battisti, S. Po-Chedley, N. Johnson, E. Blanchard-Wrigglesworth, K. Harnos, Q. Zhang, R. Eastman, and E. Steig (2017, 03). Influence of high-latitude atmospheric circulation changes on summertime arctic sea ice. *Nature Climate Change* 7.
- Döscher, R. and T. Koenigk (2012, 07). Arctic rapid sea ice loss events in regional coupled climate scenario experiments. *Ocean Science Discussions* 9.
- Emery, W., J. Maslanik, C. Fowler, J. Stroeve, S. Drobot, H. Zwally, and D. Yi (2007, 12). A younger, thinner arctic ice cover : Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss. *Geophys Res Lett* 34.
- EUMETSAT (Data extracted from OSI SAF FTP server : ([1979-2020]) ([Northern Hemisphere]), accessed [30 09 2021]). Ocean and sea ice satellite application facility, sea ice index 1979-2020 (v2.1, 2020). *OSI-420*.
- Eyring, V., S. Bony, G. A. Meehl, C. A. Senior, B. Stevens, R. J. Stouffer, and K. E. Taylor (2016). Overview of the coupled model intercomparison project phase 6 (cmip6) experimental design and organization. *Geoscientific Model Development* 9(5), 1937–1958.
- Fichefet, T. and M. Morales Maqueda (1997, 06). Sensitivity of a global sea ice model to the treatment of ice thermodynamics and dynamics. *Journal of Geophysical Research* 1021, 12609–12646.
- Francis, J. and B. Wu (2020, 11). Why has no new record-minimum arctic sea-ice extent occurred since september 2012? *Environmental Research Letters* 15.
- Goosse, H., J. Kay, K. Armour, A. Bodas-Salcedo, H. Chepfer, D. Docquier, A. Jonko, P. Kushner, O. Lecomte, F. Massonnet, H.-S. Park, F. Pithan, G. Svensson, and M. Vancoppenolle (2018, 05). Quantifying climate feedbacks in polar regions. *Nature Communications* 9.
- Holland, M. M., C. M. Bitz, and B. Tremblay (2006). Future abrupt reductions in the summer arctic sea ice. *Geophysical Research Letters* 33(23).
- Hunke, E. and W. Lipscomb (2010, 01). Cice : The los alamos sea ice model documentation and software user’s manual version 4.0 la-cc-06-012. *Tech. Rep. LA-CC-06-012*.
- Hunke, E., W. Lipscomb, P. Jones, A. Turner, N. Jeffery, and S. Elliott (2017). Cice, the los alamos sea ice model, version 00.
- Kauker, F., T. Kaminski, M. Karcher, R. Giering, R. Gerdes, and M. Voßbeck (2009). Adjoint analysis of the 2007 all time arctic sea-ice minimum. *Geophysical Research Letters* 36(3).

- Kay, J. E., T. L'Ecuyer, A. Gettelman, G. Stephens, and C. O'Dell (2008). The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 arctic sea ice extent minimum. *Geophysical Research Letters* 35(8).
- Keen, A., E. Blockley, D. Bailey, J. Debernard, M. Bushuk, S. Delhaye, D. Docquier, D. Feltham, F. Massonnet, S. O'Farrell, L. Ponsoni, J. Rodriguez, D. Schroeder, N. Swart, T. Toyoda, H. Tsujino, M. Vancoppenolle, and K. Wyser (2021, 02). An inter-comparison of the mass budget of the arctic sea ice in cmip6 models. *The Cryosphere* 15, 951–982.
- Knutti, R., D. Masson, and A. Gettelman (2013). Climate model genealogy : Generation cmip5 and how we got there. *Geophysical Research Letters* 40(6), 1194–1199.
- Landrum, L. and M. Holland (2020, 12). Extremes become routine in an emerging new arctic. *Nature Climate Change* 10, 1–8.
- Massonnet, F., M. Vancoppenolle, H. Goosse, D. Docquier, T. Fichefet, and E. Blanchard-Wrigglesworth (2018, 07). Arctic sea-ice change tied to its mean state through thermodynamic processes. *Nature Climate Change* 8.
- Mellor, G. L. and L. Kantha (1989). An ice-ocean coupled model. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 94(C8), 10937–10954.
- Nghiem, S. V., I. G. Rigor, D. K. Perovich, P. Clemente-Colón, J. W. Weatherly, and G. Neumann (2007). Rapid reduction of arctic perennial sea ice. *Geophysical Research Letters* 34(19).
- Notz, D. and S. SIMIP Community (2020). Arctic sea ice in cmip6. *Geophysical Research Letters* 47(10), e2019GL086749.
- NSIDC (2021). September 2021 compared to previous years. [http://nsidc.org/arcticseaicenews/2021/10/september-turning/#:~:text=Monthly%20September%20ice%20extent%20for,2010%20average%20\(Figure%203\)](http://nsidc.org/arcticseaicenews/2021/10/september-turning/#:~:text=Monthly%20September%20ice%20extent%20for,2010%20average%20(Figure%203)).
- Ogi, M., I. G. Rigor, M. G. McPhee, and J. M. Wallace (2008). Summer retreat of arctic sea ice : Role of summer winds. *Geophysical Research Letters* 35(24).
- O'Neill, B. C., C. Tebaldi, D. P. van Vuuren, V. Eyring, P. Friedlingstein, G. Hurtt, R. Knutti, E. Kriegler, J.-F. Lamarque, J. Lowe, G. A. Meehl, R. Moss, K. Riahi, and B. M. Sanderson (2016). The scenario model intercomparison project (scenariomip) for cmip6. *Geoscientific Model Development* 9(9), 3461–3482.
- Paquin, J.-P., R. Döscher, L. Sushama, and T. Koenigk (2013). Causes and consequences of mid–21st-century rapid ice loss events simulated by the rossby centre regional atmosphere-ocean model. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography* 65(1), 19110.
- Perovich, D. K. and J. A. Richter-Menge (2009). Loss of sea ice in the arctic. *Annual Review of Marine Science* 1(1), 417–441.

- Pistone, K., I. Eisenman, and V. Ramanathan (2014, 02). Observational determination of albedo decrease caused by vanishing arctic sea ice. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 111.
- Pithan, F. and T. Mauritsen (2014, 02). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience* 7.
- Praetorius, S. K., M. A. Rugenstein, G. Persad, and K. Caldeira (2018). Global and arctic climate sensitivity enhanced by changes in north pacific heat flux. *Nature Communications* 9.
- Riahi, K., D. P. van Vuuren, E. Kriegler, J. Edmonds, B. C. O'Neill, S. Fujimori, N. Bauer, K. Calvin, R. Dellink, O. Fricko, W. Lutz, A. Popp, J. C. Cuaresma, S. KC, M. Leimbach, L. Jiang, T. Kram, S. Rao, J. Emmerling, K. Ebi, T. Hasegawa, P. Havlik, F. Humpenöder, L. A. Da Silva, S. Smith, E. Stehfest, V. Bosetti, J. Eom, D. Ger-naat, T. Masui, J. Rogelj, J. Strefler, L. Drouet, V. Krey, G. Luderer, M. Harmsen, K. Takahashi, L. Baumstark, J. C. Doelman, M. Kainuma, Z. Klimont, G. Marangoni, H. Lotze-Campen, M. Obersteiner, A. Tabeau, and M. Tavoni (2017). The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications : An overview. *Global Environmental Change* 42, 153–168.
- Serreze, M., A. Barrett, A. Slater, R. Woodgate, K. Aagaard, R. Lammers, M. Steele, R. Moritz, M. Meredith, C. Lee, and C. Serreze (2006, 11). The large-scale freshwater cycle of the arctic. *J. Geophys. Res* 111.
- Solomon, A., C. Heuzé, B. Rabe, S. Bacon, L. Bertino, P. Heimbach, J. Inoue, D. Iovino, R. Mottram, X. Zhang, Y. Aksenov, R. McAdam, A. Nguyen, R. P. Raj, and H. Tang (2021). Freshwater in the arctic ocean 2010–2019. *Ocean Science* 17(4), 1081–1102.
- Steele, M., J. Zhang, and W. Ermold (2010). Mechanisms of summertime upper arctic ocean warming and the effect on sea ice melt. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 115(C11).
- Swart, N., J. Fyfe, E. Hawkins, J. Kay, and A. Jahn (2015, 01). Influence of internal variability on arctic sea-ice trends. *Nature Climate Change* 5, 86–89.
- Tietsche, S., D. Notz, J. Jungclaus, and J. Marotzke (2013, 11). Predictability of large interannual arctic sea-ice anomalies. *Climate Dynamics* 41.
- Trodahl, H., S. Wilkinson, M. Mcguinness, and T. Haskell (2001, 04). Thermal conductivity of sea ice ; dependence on temperature and depth. *Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT* 28, 1279–1282.
- Turner, A. K., E. C. Hunke, and C. M. Bitz (2013). Two modes of sea-ice gravity drainage : A parameterization for large-scale modeling. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118(5), 2279–2294.
- Vavrus, S. (2004). The impact of cloud feedbacks on arctic climate under greenhouse forcing. *Journal of Climate* 17(3), 603 – 615.

- Vavrus, S. J., M. M. Holland, and D. A. Bailey (2011). Changes in arctic clouds during intervals of rapid sea ice loss. *Climate Dynamics* 36, 1475–1489.
- Wang, Z., J. Walsh, S. Szymborski, and M. Peng (2019, 11). Rapid arctic sea ice loss on the synoptic time scale and related atmospheric circulation anomalies. *Journal of Climate* 33.
- Woodgate, R. A., T. Weingartner, and R. Lindsay (2010). The 2007 bering strait oceanic heat flux and anomalous arctic sea-ice retreat. *Geophysical Research Letters* 37(1).
- Yu, Y., P. C. Taylor, and M. Cai (2019). Seasonal variations of arctic low-level clouds and its linkage to sea ice seasonal variations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 124(22), 12206–12226.
- Yukimoto, S., H. Kawai, T. Kosshiro, N. OSHIMA, K. Yoshida, S. URAKAWA, H. TSUJINO, M. Deushi, T. Tanaka, M. Hosaka, S. YABU, H. YOSHIMURA, E. SHINDO, R. MIZUTA, A. OBATA, Y. ADACHI, and M. ISHII (2019, 06). The meteorological research institute earth system model version 2.0, mri-esm2.0 : Description and basic evaluation of the physical component. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 97.
- Zhang, Y.-M., M.-R. Song, C.-M. Dong, and J.-P. Liu (2021). Modeling turbulent heat fluxes over arctic sea ice using a maximum-entropy-production approach. *Advances in Climate Change Research* 12(4), 517–526. Special Issue on Arctic Rapid Change.

# ANNEXE A

---

## Figures et tables supplémentaires

---

Modèles	Événements	Seuil
<b>CESM2</b>	2003-2006, 2021-2027	0.32
<b>CEMS2-WACCM</b>	2022-2027, 2031-2043	0.37
<b>ACCESS-CM2</b>	2009-2026, 2031-2036	0.41
<b>ACCESS-ESM1-5</b>	2029-2039	0.31
<b>IPSL-CM6A-LR</b>	/	0.38
<b>MPI-ESM1-2-HR</b>	2027-2038, 2043-2049	0.33
<b>MPI-ESM1-2-LR</b>	2018-2021, 2034-2044, 2051-2060	0.27
<b>INM-CM5-0</b>	1998-2002, 2034-2038, 2069-2073, 2077-2080, 2088-2095	0.32
<b>INM-CM4-8</b>	2061-2066	0.32
<b>MRI-ESM2-0</b>	2000-2007, 2018-2020	0.39
<b>NorESM2-LM</b>	2013-2022	0.36
<b>NorESM2-MM</b>	2056-2061	0.31
<b>CNRM-CM6-1</b>	1976-1981, 2029-2033, 2054-2064	0.41
<b>CNRM-CM6-1-HR</b>	2046-2051	0.30

TABLE A.1 – Inventaire des événements extrêmes pour 14 modèles du CMIP6 ainsi que leur seuil critique.

# ARCTIC REGION



FIGURE A.1 – Carte de l'Arctique. (University of Texas Library Online -<https://maps.lib.utexas.edu/maps>).

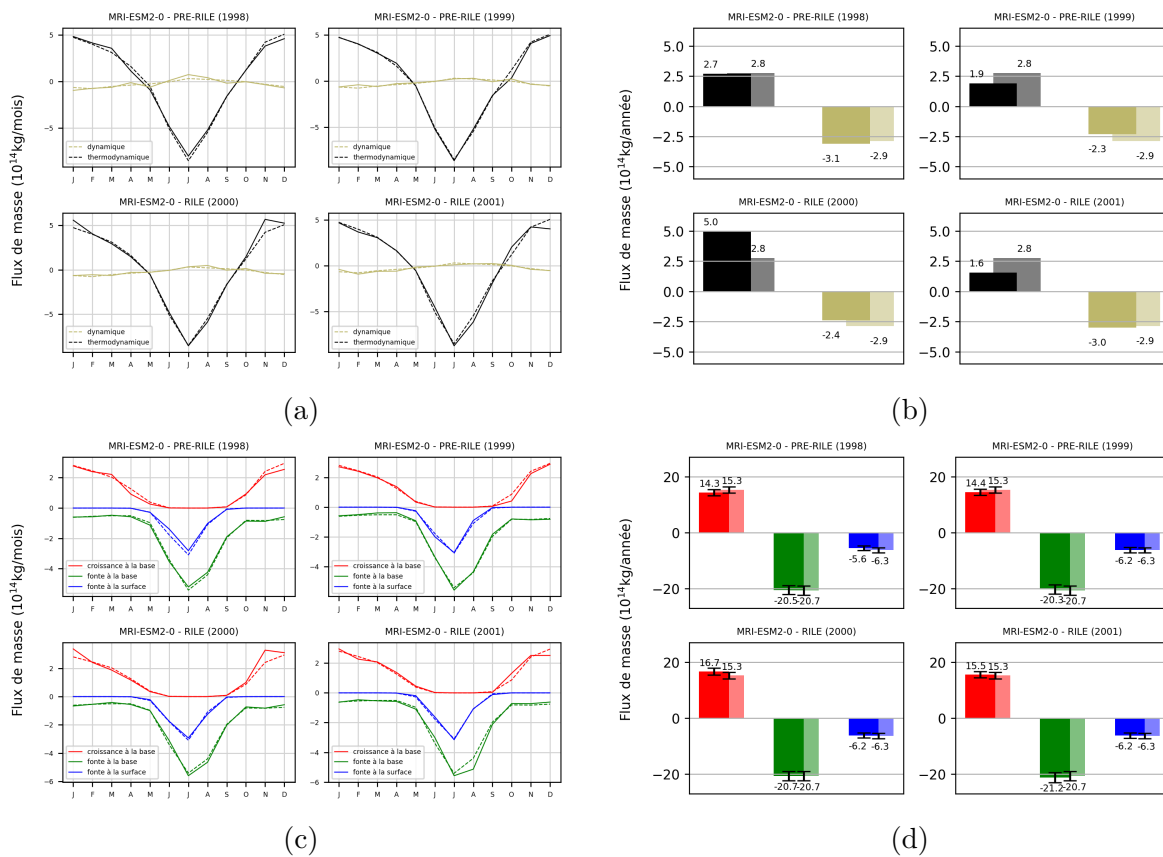


FIGURE A.2 – Composantes du bilan de masse de glace de mer en Arctique pour les 2 années PRE-RILE et les 2 premières années du RILE R1 (traits pleins (a) et (c), couleurs foncées (b) et (d)) par rapport à la période de référence 1980-2014 (traits pointillés (a) et (c), couleurs claires (b) et (d)). Moyennes réalisées au nord du cercle polaire arctique. Cycles saisonniers des composantes (a) thermodynamique et dynamique (c) de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface, moyennes annuelles pour les composantes (b) thermodynamique et dynamique (d) de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface. Les barres d'erreur (d) sont obtenues à partir de l'écart type des données. Données récupérées sur le site de l'ESGF via les composantes *sidmassth*, *sidmassdyn*, *sidmassgrowthbot*, *sidmassmelttop*, *sidmassmeltbot*.

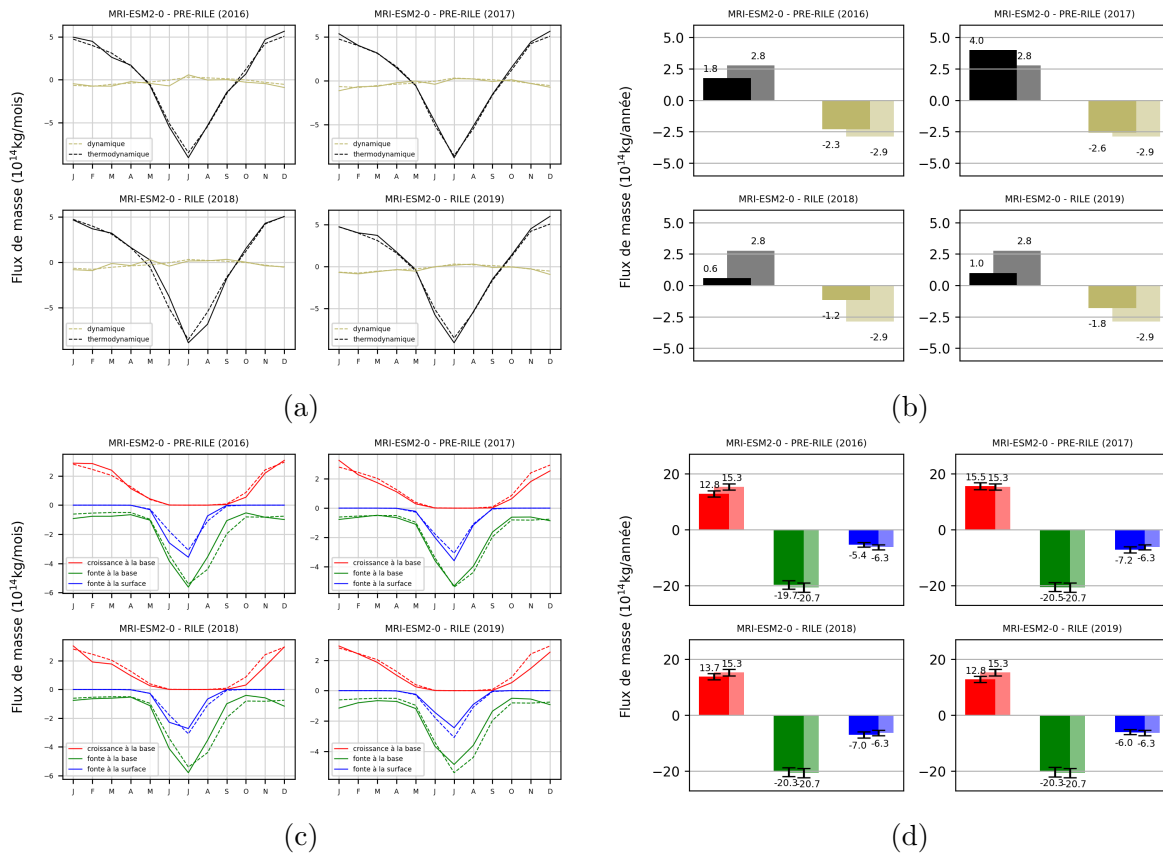


FIGURE A.3 – Composantes du bilan de masse de la glace de mer arctique pour les 2 années PRE-RILE et les 2 premières années du RILE R2 (traits pleins (a) et (c), couleurs foncées (b) et (d)) par rapport à la période de référence 1980-2014 (traits pointillés(a) et (c), couleurs claires (b) et (d)) pour le modèle MRI-ESM2-0. Moyenne réalisée au nord du cercle polaire arctique. Cycles saisonniers des composantes (a) thermodynamique et dynamique, (c) de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface et moyennes annuelles pour les composantes (b) thermodynamique et dynamique, (d) de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface. Les barres d'erreur (d) sont obtenues à partir de l'écart type des données. Données récupérées sur le site de l'ESGF via les composantes *sidmassth*, *sidmassdyn*, *sidmassgrowthbot*, *sidmassmelttop*, *sidmassmeltbody*.

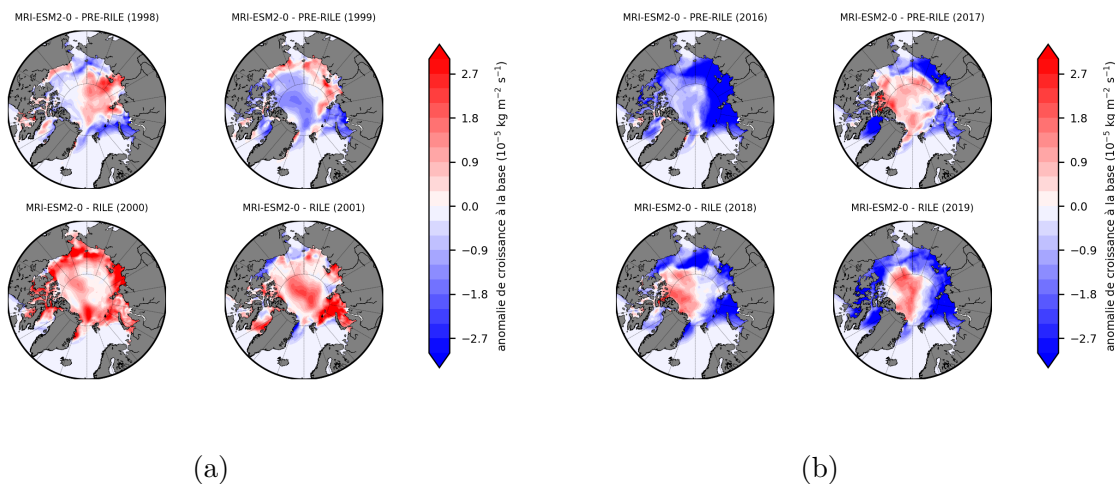


FIGURE A.4 – Anomalies de la composante de croissance de la glace de mer arctique à la base (différence entre les années RILE/PRE-RILE et la période de référence(1980-2014)) pour les mois d’octobre-novembre et pour les RILEs R1 (a) et R2 (b). Données récupérées sur le site de l’ESGF via la composante *sidmassgrowthbot*.

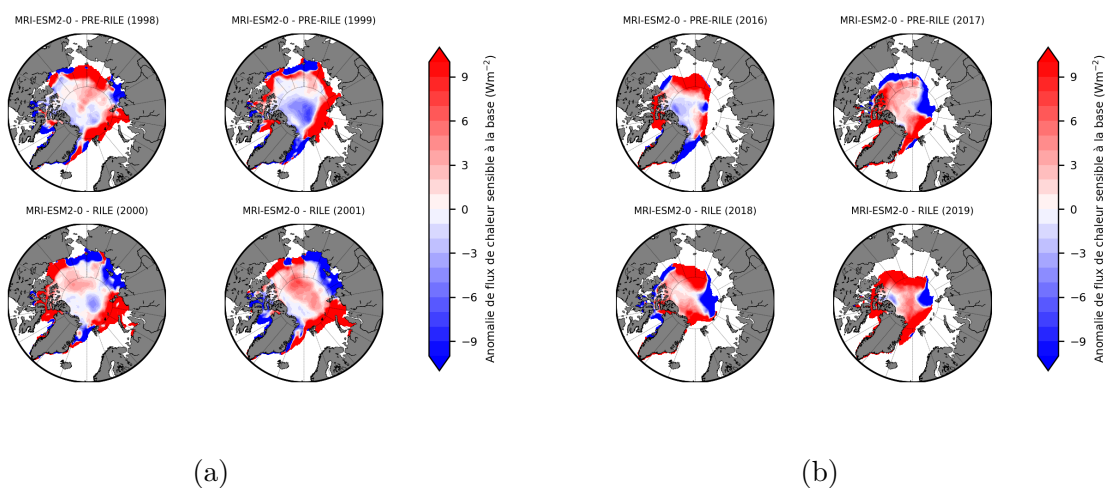


FIGURE A.5 – Anomalies du flux de chaleur océanique à la base de la glace de mer pour le RILE R1 (a) et le RILE R2 (b). Anomalie par rapport à l’année 1997 pour le RILE R1 et l’année 2015 pour le RILE R2. Moyenne sur les mois d’octobre-novembre. Données récupérées sur le site de l’ESGF par la composante *siflsensupbot*.

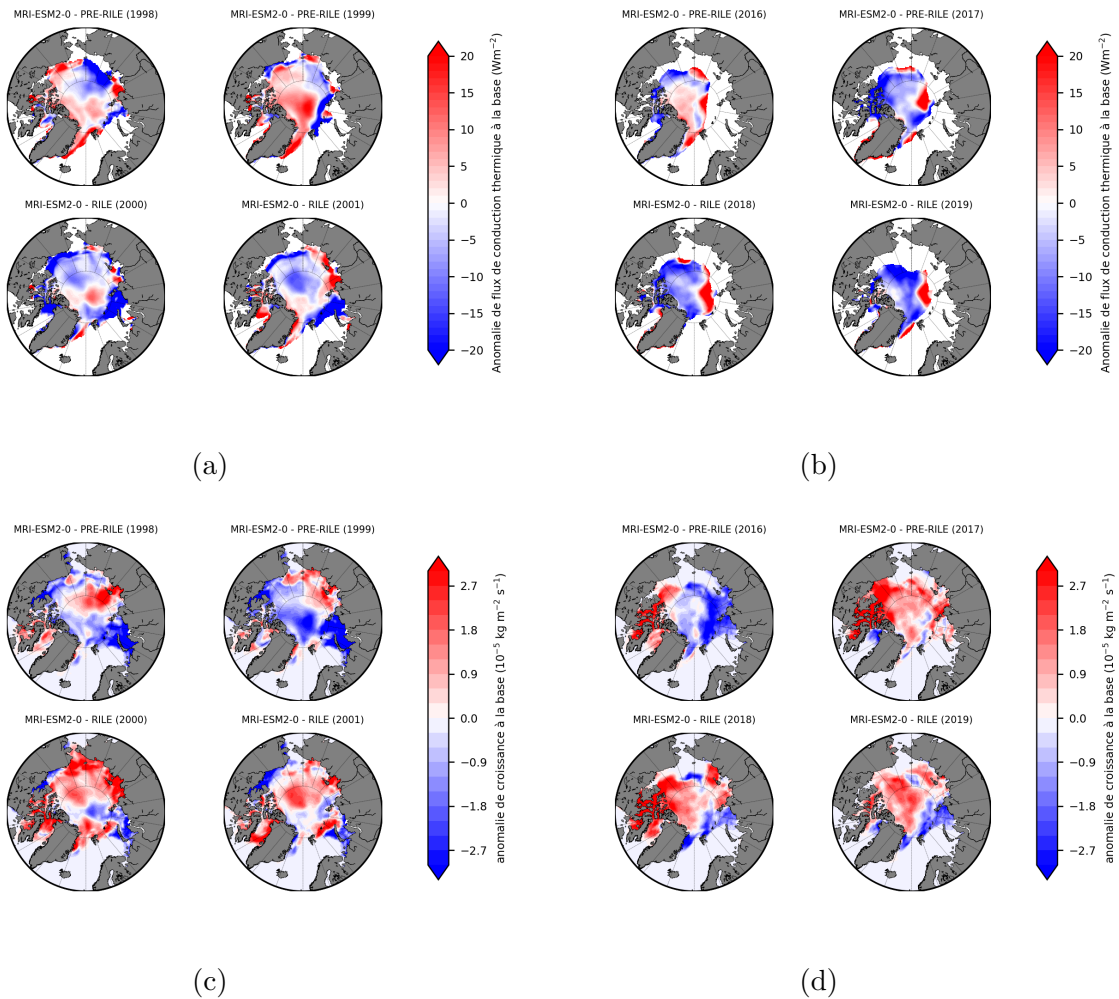


FIGURE A.6 – Anomalies du flux de conduction thermique à la base de la glace de mer pour R1 (a) et R2 (b). Anomalies de croissance à la base de la glace de mer pour R1 (c) et R2 (d). Anomalies calculées par rapport à l'année 1997 pour R1 et l'année 2015 pour R2. Moyenne sur les mois d'octobre-novembre. Données récupérées sur le site de l'ESGF par la composante *siflcondbot* et *sidmassgrowthbot*.

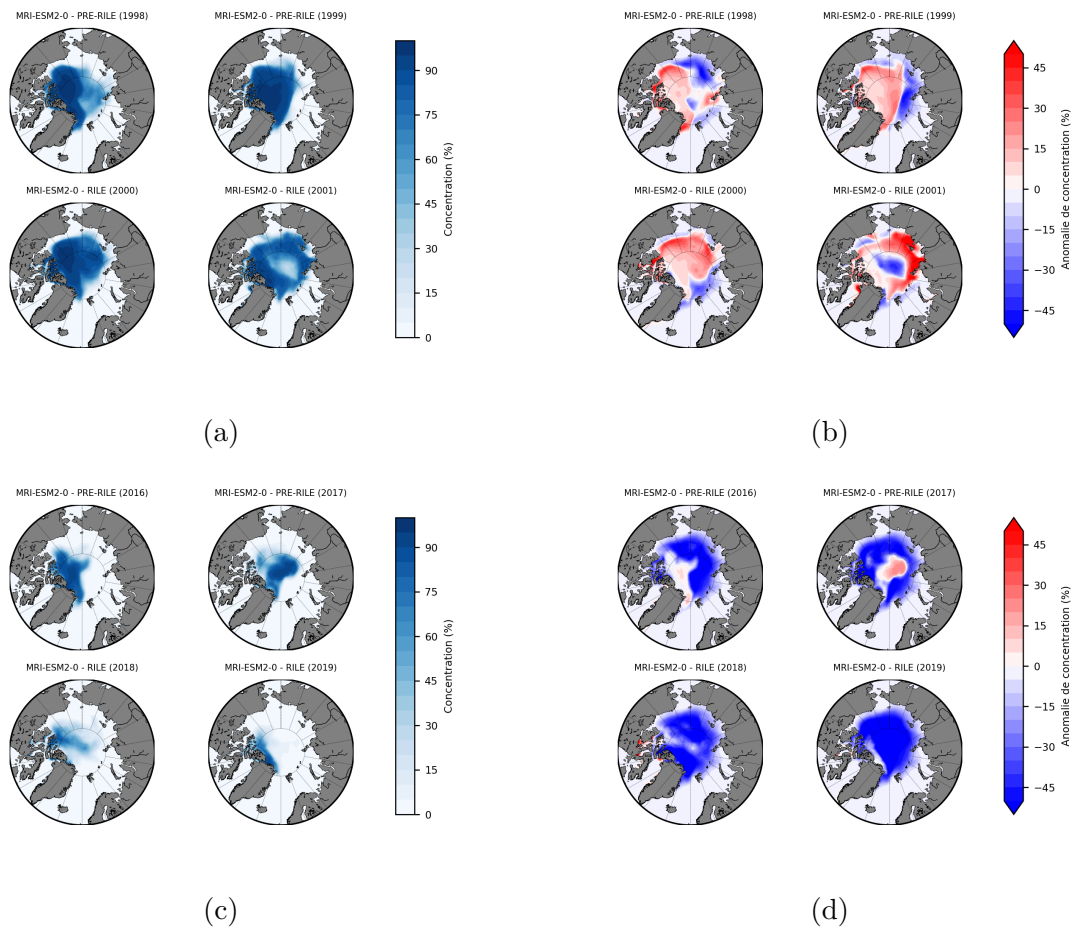


FIGURE A.7 – Concentrations de la glace de mer arctique pour le mois de septembre pour R1 (a) et R2 (c) du modèle MRI-EMS2-0. Anomalies de concentration de la glace de mer arctique pour le mois de septembre pour R1 (b) et R2 (d) du modèle MRI-EMS2-0. Les anomalies sont calculées à partir de la période de référence 1980-2014. Données récupérées sur le site de l'ESGF via la composante *siconc*.

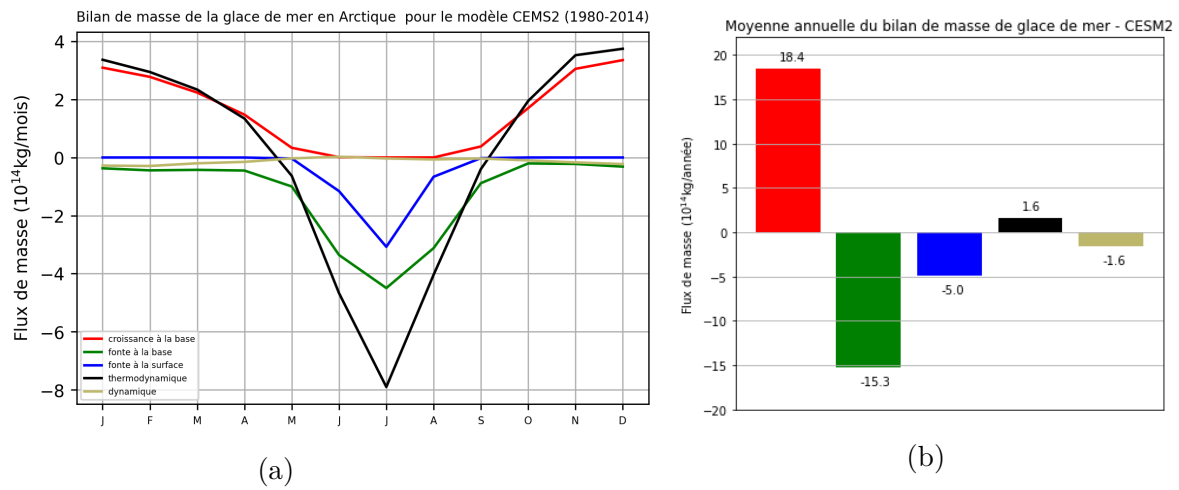


FIGURE A.8 – Composantes du modèle CESM2 pour le bilan de masse de glace de mer en Arctique. Moyennes sur la période de référence 1980-2014 et au le nord du cercle polaire arctique. (a) Cycles saisonniers des valeurs moyennes, (b) moyennes annuelles.

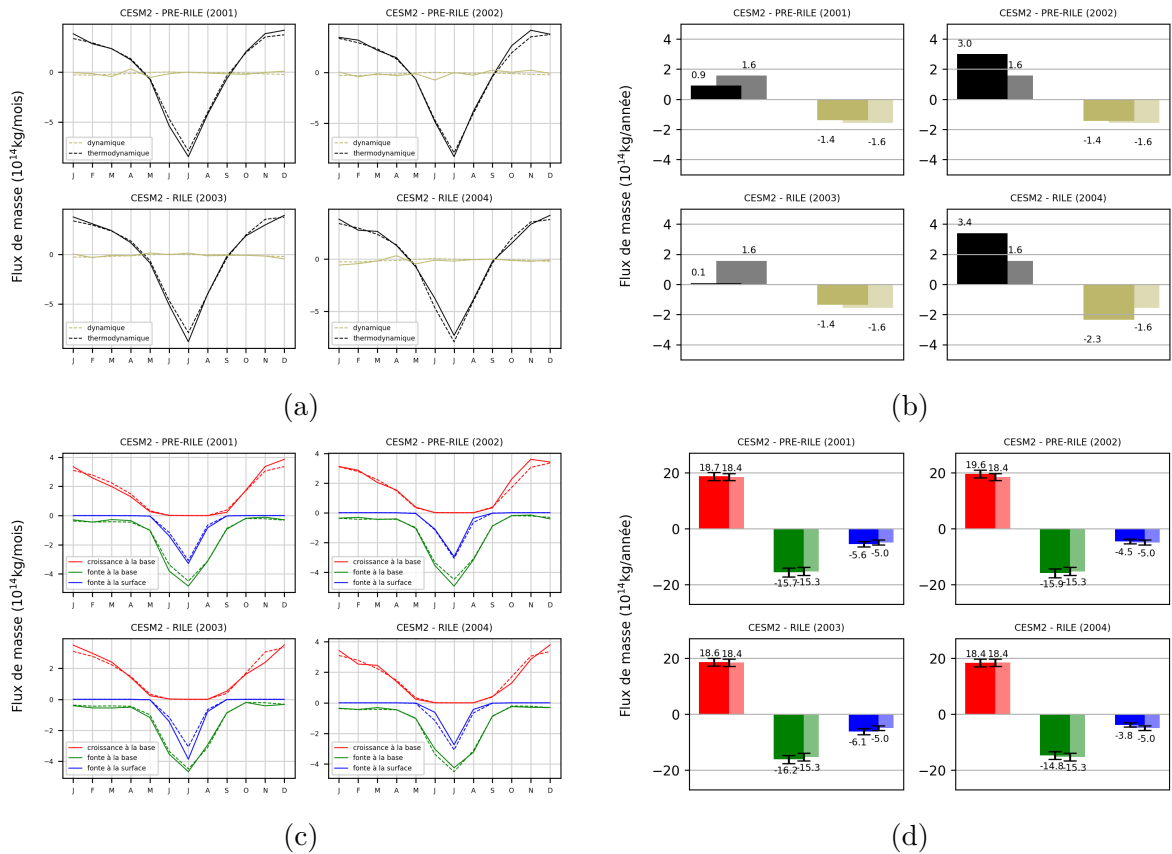


FIGURE A.9 – Composantes du bilan de masse de glace de mer en Arctique pour les 2 années PRE-RILE et les 2 premières années du RILE R3 (traits pleins (a) et (c), couleurs foncées (b) et (d) par rapport à la période de référence 1980-2014 (traits pointillés (a) et (c), couleurs claires (b) et (d)). Moyennes réalisées au nord du cercle polaire arctique. Cycles saisonniers pour les composantes (a) thermodynamique et dynamique (c) de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface, moyennes annuelles pour les composantes (b) thermodynamique et dynamique (d) de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface. Données récupérées sur le site de l'ESGF via les composantes *sidmassth*, *sidmassdyn*, *sidmassgrowthbot*, *sidmassmelttop*, *sidmassmeltbot*.

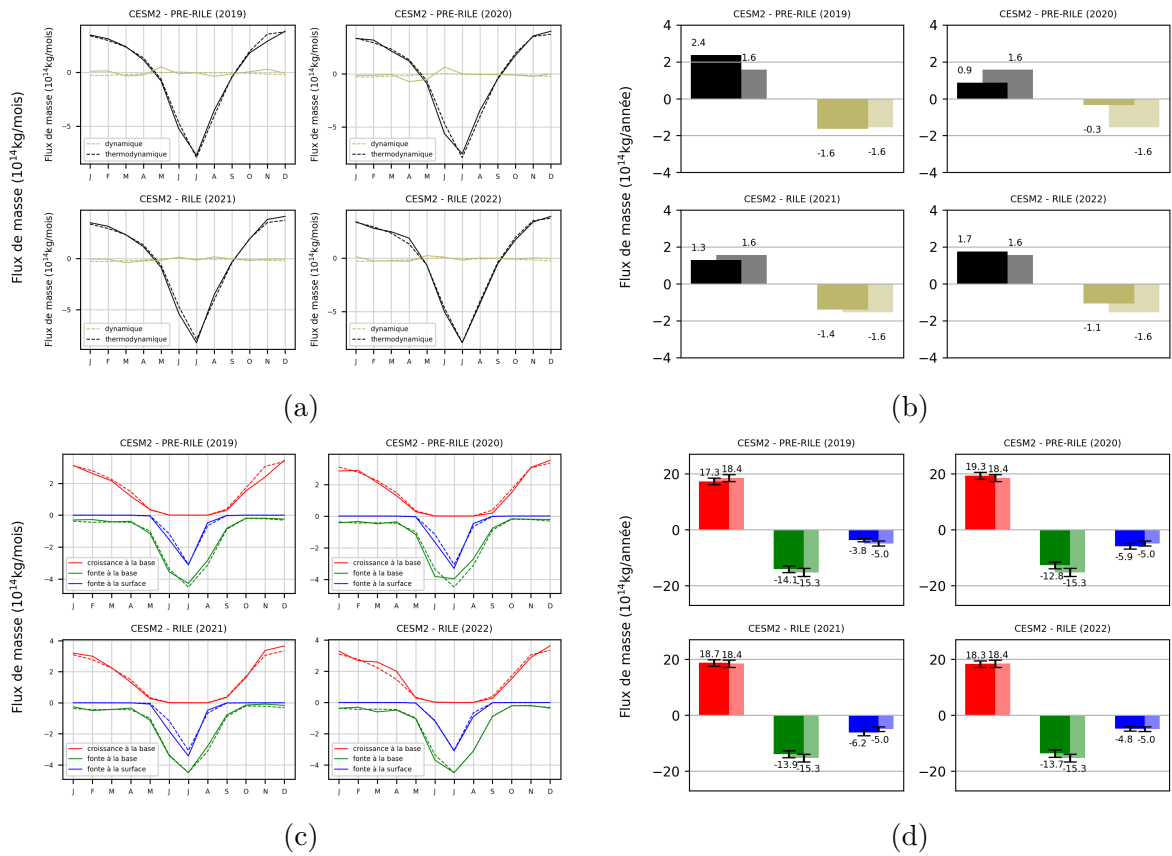


FIGURE A.10 – Composantes du bilan de masse de glace de mer arctique pour les 2 années PRE-RILE et les 2 premières années du RILE R4 (traits pleins (a) et (c), couleurs foncées (b) et (d)) par rapport à la période de référence 1980-2014 (traits pointillés (a) et (c), couleurs claires (b) et (d)) pour le modèle CESM2. Moyennes réalisées au nord du cercle polaire arctique. Cycles saisonniers des composantes (a) thermodynamique et dynamique (c) de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface, moyennes annuelles pour les composantes (b) thermodynamique et dynamique (d) de croissance à la base, fonte à la base et fonte en surface. Les barres d'erreur (d) sont obtenues à partir de l'écart type des données. Données récupérées sur le site de l'ESGF via les composantes *sidmassth*, *sidmassdyn*, *sidmassgrowthbot*, *sidmassmelttop*, *sidmassmeltbody*.

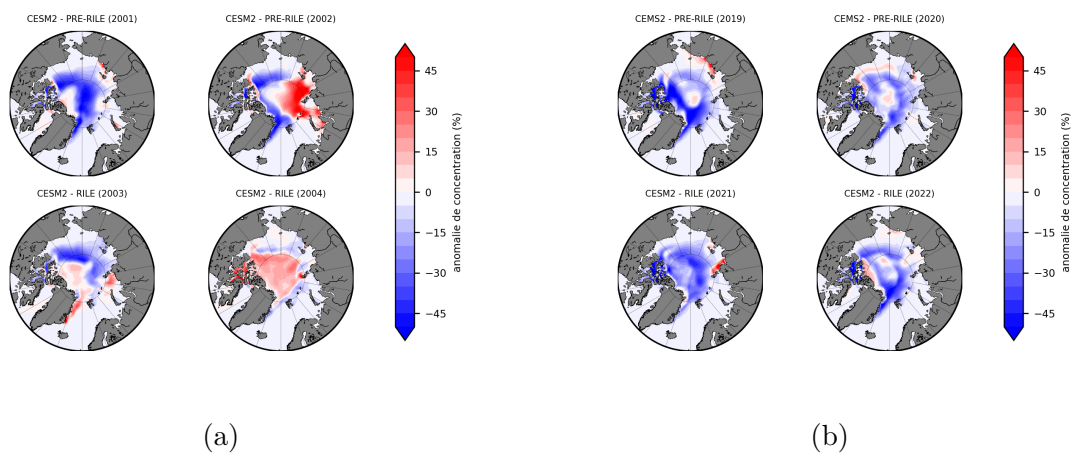


FIGURE A.11 – Anomalies de glace de mer arctique pour le mois de septembre et pour les RILEs R3 (a) et R4 (b). Les anomalies sont calculées à partir de la période de référence 1980-2014. Données récupérées sur le site de l'ESGF via la composante *siconc*.

**UNIVERSITE CATHOLIQUE DE LOUVAIN**

**Faculté des sciences**

Place des sciences, 2 bte L6.06.01, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique | [www.uclouvain.be/sc](http://www.uclouvain.be/sc)