



HAL
open science

Contribution de la calotte Antarctique au niveau des mers du 19ème au 21ème siècle et liens avec le forçage anthropique

Justine Caillet

► To cite this version:

Justine Caillet. Contribution de la calotte Antarctique au niveau des mers du 19ème au 21ème siècle et liens avec le forçage anthropique. Océan, Atmosphère. Université Grenoble Alpes [2020-..], 2024. Français. NNT : 2024GRALU024 . tel-04860616

HAL Id: tel-04860616

<https://theses.hal.science/tel-04860616v1>

Submitted on 1 Jan 2025

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES



École doctorale : STEP - Sciences de la Terre de l'Environnement et des Planètes

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Unité de recherche : Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE)

Contribution de la calotte Antarctique au niveau des mers du 19ème au 21ème siècle et liens avec le forçage anthropique

Antarctic ice-sheet contribution to sea level rise from the 19th to the 21st century and links with anthropogenic forcing

Présentée par :

Justine CAILLET

Direction de thèse :

Nicolas JOURDAIN
CHARGE DE RECHERCHE, CNRS

Directeur de thèse

Rapporteurs :

Sophie NOWICKI
FULL PROFESSOR, State University of New York at Buffalo
Jean-Baptiste SALLEE
DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS délégation Paris Centre

Thèse soutenue publiquement le **5 juillet 2024**, devant le jury composé de :

| | |
|--|--------------------|
| Olivier GAGLIARDINI, PROFESSEUR DES UNIVERSITES, Université Grenoble Alpes | Président |
| Nicolas JOURDAIN, CHARGE DE RECHERCHE HDR, CNRS délégation Alpes | Directeur de thèse |
| Sophie NOWICKI, FULL PROFESSOR, State University of New York at Buffalo | Rapporteuse |
| Jean-Baptiste SALLEE, DIRECTEUR DE RECHERCHE, CNRS délégation Paris Centre | Rapporteur |
| Julie DESHAYES, DIRECTRICE DE RECHERCHE, CNRS délégation Paris Centre | Examinatrice |

Invités :

Hélène Seroussi
ASSOCIATE PROFESSOR, Dartmouth College
Fabien Gillet-Chaulet
CHARGE DE RECHERCHE, Institut des Géosciences de l'Environnement



Plus j'apprends, plus je réalise que je ne sais rien.

Albert Einstein

Et ce n'est pas Socrate qui vous dira le contraire...

à W., K., Q., S., E., J., étoiles bien trop filantes
à tous ceux qui ont des rêves plein la tête
aux quelques-uns qui croient en moi à ma place, je vous dois beaucoup

Remerciements

Ceci n'est qu'une brève histoire de thèse.

A tous ceux qui espèrent lire un manuscrit brillant, je vous préviens d'emblée, vous pouvez d'ores et déjà passer votre chemin, ce dernier est sans commune mesure avec l'excellente *Brève histoire du temps* [HAWKING, 2020]. Si l'un se veut résoudre l'un des plus grands défis de la science moderne, à savoir unifier la relativité générale et la mécanique quantique en une théorie unique, l'autre n'est qu'une goutte d'eau dans l'océan, ou une étoile dans l'univers pour les aquaphobes ou un grain de sable dans le désert pour les acrophobes, de l'un des principaux défis du 21^{ème} siècle, le changement climatique.

Mais, au fond, l'océan n'est-il pas qu'un amas de gouttes d'eau, l'univers un amas de poussière, la dune un amas de grains de sable ? Bref, dans cette histoire, je crois que *l'union fait la force* et il est temps de vous en remercier.

Mes premiers remerciements vont à Nicolas Jourdain (alias *Nico*), véritable étoile du nord dans cette constellation où brillent des millions d'idées, dans lesquelles il est extrêmement facile de se perdre, et des millions d'écueils qui vous happent sans prévenir vers le vide intersidéral. Merci pour ton indéniable investissement pour tenter de transformer un N en D. De fort miNable à formiDable, il n'y a qu'une lettre...

Je tiens également à remercier Alban, que je ne connais pas, mais qui, en ayant décidé d'explorer une galaxie, pourtant pas si lointaine, a laissé cette place vacante dans l'univers, qui me faisait tant briller les yeux. J'aimerais ensuite exprimer toute ma gratitude à l'ensemble des membres du jury (Gag, Sophie, Jean-Baptiste et Julie) et du comité de thèse (Hélène, Hartmut, Gaël et Jérémie) pour m'avoir accordé un peu de leur temps précieux (peu extensible quoi qu'en dise Einstein), pour leurs remarques très constructives et les échanges très instructifs.

Il me faut également remercier l'excellente équipe des platformistes (merci de ne pas confondre avec platiste...) où règne une harmonie sans égale, telle celle de notre système solaire où chaque planète (atmosphère, glace, océan) gravite et se meut dans un ballet immuable. Mention toute spéciale à Clara et Pierre, compagnons d'aventure exceptionnels dès les débuts, toujours solaires, généreux et dévoués malgré les relations d'abord éclipsées par le COVID. Dédicace toute spéciale aux Belges Christoph et Cyrille, pour leurs partages éclairants de connaissances et les conversations vélos et skis lorsque "*j'étais au bout du rouleau, que j'avais envie de rentrer, de foutre mes savates et terminé bonsoir!*".

Merci également à l'équipe CRYODYN, et plus particulièrement à Fabien dont l'univers Elmer/Ice n'a plus aucun recoin secret et qui a permis à la glace de l'Antarctique de bien vouloir s'écouler, sans quoi, le modèle serait resté de glace et les éléments finis toujours aussi obscures pour moi. Je tiens également à remercier les collègues de bureau, dont beaucoup sont des étoiles en formation (selon moi un peu plus joli que l'appellation apprenants qui englobe doctorants et jeunes post-doctorants), à qui j'en ai fait voir de toutes les couleurs. Merci à Cruz grâce à qui je dis Etats-Uniens et non plus Américains, Aurélien grâce à qui la persévérance prend tout son sens, Benoit grâce à qui j'ai

pu m'évader, au moins mentalement sur et sous terre, Marco grâce à qui j'ai pu entamer des débats endiablés (avec les mains, italien oblige) sur les questions métaphysiques, Tifenn grâce à qui j'ai pu m'évader, au moins mentalement sur les deux calottes groenlandaise et antarctique, Samidha grâce à qui j'ai pu prolonger mes voyages en Inde, Etienne grâce à qui j'ai comblé une partie de mes lacunes de connaissances historiques, Eliot grâce à qui j'ai pu discuter Elmer/Ice et vélo, Romain grâce à qui j'ai pu voir l'aboutissement de tout un cheminement professionnel, Amélie grâce à qui l'extra prend son sens, Julien grâce à qui je retrouve un peu de racine commune, Anne grâce à qui je sais que la science c'est bien, la communiquer aussi c'est mieux.

Mais il n'y a pas que la modélisation dans l'univers, il existe aussi la galaxie des mesures. Merci aux collègues qui ont eu l'amabilité de m'emmenner tutoyer les étoiles sur les glaciers de montagne. J'ai bien pris mon pied (et failli les perdre aussi) ! Un grand merci à Bruno le ptiot, et à Oliver L., fidèles au poste pour toute aventure, toujours avides d'explications et de commérages aussi. Dans la catégorie autre galaxie, je tiens à remercier Bertille, Manon, Carole, Valérie, Bérénice, Elsa et Florence pour avoir déroulé un fil d'Ariane dans le dédale administratif sans quoi je m'y serais perdue et Richard pour avoir pris soin de mon bolide de travail.

Malheureusement dans l'univers, tout n'est pas limpide et il existe des recoins austères. Le bilan de masse de l'univers n'est pas fermé si on ne fait pas l'hypothèse de la matière noire, celle qui pèse lourd au quotidien mais qui ne se voit pas. Pour cette bataille de l'ombre, un immense merci à Brice, mais aussi à Emmanuelle et Thibaud qui font bien plus que leur travail. Je tenais également à mentionner la perte de Jérémie, étoile bien trop filante qui a passé l'horizon des évènements, qui nous rappelle à tous que la vie est comme la météo, parfois calme, parfois turbulente, mais difficilement prévisible sur le long terme et que les trous noirs existent bel et bien.

Enfin, repassons de l'ombre à la lumière, je tiens à remercier la galaxie personnelle, celle des amies indéfectibles, mention spéciale à Clara A., Claire et Elisa et celle de ma famille, plus particulièrement mes parents, modèles de résilience, qui ont travaillé dur pour que je puisse avoir le choix de faire des études. Merci aussi à mes frères de m'avoir forgé un tel caractère. Et plus que tout, merci à Jérémy, pour tout et surtout pour le reste...il faut bien garder les pieds sur terre malgré la tête plongée dans les étoiles.

Enfin (pour de vrai cette fois), pour ceux qui se demandent quelle est l'idée saugrenue, autrement dit quel est le Big Bang ou quelle pomme m'est tombée sur la tête, qui a animé cette volonté de me lancer dans cette aventure de thèse, je dirais, si je ne devais en choisir qu'une, répondre à la question "Faut-il mieux rêver sa vie ou vivre ses rêves?". Au bac de philosophie, j'aurais eu 3h30 pour répondre. Dans cette aventure, il m'a fallu 3 ans et demi pour en faire la thèse, l'antithèse et la synthèse.

Résumé

Bien qu’historiquement inattendu, la calotte Antarctique contribue à l’élévation du niveau des mers depuis plusieurs décennies. Les satellites révèlent que la calotte perd de la masse via la fonte massive induite par l’océan au droit des terminaisons flottantes de ses glaciers, notamment dans les secteurs d’Amundsen et d’Aurora. Le rôle du forçage anthropique dans cette fonte reste néanmoins largement méconnu en raison de la variabilité naturelle, très présente dans la région, et de la durée d’observations relativement restreinte.

L’intrusion des eaux profondes circumpolaires relativement chaudes aux abords de la calotte en mer d’Amundsen est avérée depuis le début des relevés en 1994 et l’étude des sédiments suggère que plusieurs glaciers ont subi un retrait de leur ligne d’échouage depuis les années 40. Néanmoins, ces données ne permettent pas d’arbitrer si les conditions préindustrielles sont compatibles avec des conditions océaniques froides ou chaudes en mer d’Amundsen ou si cette dernière a basculé dans un état chaud tardivement en raison des changements induits par le forçage anthropique. A l’aide d’un ensemble de simulations océaniques du secteur d’Amundsen avec différentes perturbations idéalisées des flux atmosphériques, nous montrons que les conditions préindustrielles peuvent être associées, au moins de manière intermittente, avec des conditions froides en mer d’Amundsen et de faibles taux de fonte. A l’échelle multi-décennale, les transitions entre deux états résultent principalement des changements des flux de flottabilité en surface qui affectent la stratification thermohaline en modulant la production nette de glace de mer.

Pour autant, si ces premiers résultats sont compatibles avec la thèse d’une influence anthropique, ils ne permettent pas d’écarter la thèse de l’influence de la variabilité interne basse fréquence, très marquée dans la région. Un second volet s’attache donc à caractériser l’effet de cette variabilité sur la perte de masse future de l’Antarctique. Cette étude est fondée sur un ensemble de simulations de contribution de la calotte au niveau des mers, d’ici 2100 sous le scénario médian SSP2-4.5, issu d’un modèle de calotte forcé par plusieurs membres de trois modèles climatiques. Nos expériences montrent que la variabilité interne affecte la contribution de l’Antarctique d’ici la fin du siècle de plus de 45% à 93% selon le modèle climatique, alors que leur représentation de la variabilité interne, à la fois océanique et atmosphérique, est certainement sous-estimée. L’influence de la variabilité atmosphérique prédomine et les secteurs d’Amundsen et d’Aurora, sièges des principales pertes actuelles, sont les secteurs les plus affectés. Nos résultats suggèrent que l’impact de la variabilité interne sur l’évolution de la calotte doit être systématiquement exploré via l’utilisation de plusieurs membres climatiques.

La tentative d’identification des rôles respectifs des influences anthropique et naturelle dans les pertes de masse observées parachève ces travaux. A cette fin, nous reconstruisons, via une méthode originale d’initialisation, des ensembles d’évolutions de la calotte depuis 1850 avec et sans forçage externe (naturel et anthropique) pour sept membres d’un même modèle climatique. Comme escompté

lors des deux premières phases d'étude, les trajectoires historiques sont impactées par la variabilité interne et certains membres climatiques permettent l'obtention d'états préindustriels froids par intermittence en mer d'Amundsen. La détection du signal forcé est ensuite estimée en comparant les trajectoires avec et sans forçage externe.

Ces travaux ouvrent la voie (i) à la détection/attribution des changements de masse de la calotte et (ii) à l'intégration des modèles de calotte au sein des modèles de climat en proposant une méthodologie d'initialisation de la calotte dès l'ère préindustrielle.

Mots clés : Calotte Antarctique, Détection, Plateforme de glace, Forçage anthropique, Niveau des mers, Mer d'Amundsen

Résumé vulgarisé

Depuis plusieurs décennies, l'Antarctique contribue à l'élévation du niveau des mers (10%), essentiellement via la fonte océanique au droit des terminaisons flottantes de ses glaciers. Pour autant, les rôles respectifs de l'influence anthropique vs. naturelle dans sa perte de masse ne sont pas établis, alors que le succès des politiques d'adaptation pourrait en dépendre.

Dans cette thèse, on se propose d'abord de vérifier si les influences anthropiques et naturelles jouent un rôle important. L'influence anthropique est évaluée via l'étude des conditions nécessaires au basculement de la mer d'Amundsen dans un état chaud, alors que l'influence de la variabilité interne est identifiée via son impact sur l'évolution future de la calotte d'ici 2100. Enfin, nous reconstruisons un ensemble d'évolutions de la calotte depuis 1850 pour plusieurs membres d'un modèle climatique. La détection du signal anthropique est estimée en comparant les trajectoires historiques avec et sans forçage anthropique.

Abstract

The Antarctic Ice Sheet has contributed to global sea level rise over the last few decades, which was historically unexpected. Satellites indicate that the ice sheet is losing mass through massive ocean-induced melting beneath the floating ice shelves, particularly in the Amundsen and Aurora sectors. Nevertheless, the role of anthropogenic forcing remains largely unclear due to the natural climate variability, which is particularly strong in this region, as well as the relatively short duration of observations.

The intrusion of relatively warm circumpolar deep waters beneath the ice shelves in the Amundsen Sea has been observed since the first records in 1994, and the analysis of sediments suggests that several glaciers have experienced a retreat of their grounding line since the 1940s. However, these data do not allow any assessment of whether pre-industrial conditions were compatible with cold or warm oceanic conditions in the Amundsen Sea, or whether the Amundsen Sea switched into a warm state later due to changes triggered by anthropogenic forcing. Using a set of ocean simulations of the Amundsen Sea with various idealised perturbations of atmospheric fluxes, we show that pre-industrial conditions may be associated, at least intermittently, with cold conditions and low melt rates. On multi-decadal timescales, transitions between warm and cold states are primarily driven by changes in surface buoyancy fluxes, which modify thermohaline stratification through the modulation of net sea-ice production.

Although these first results suggest a possible anthropogenic influence, they do not rule out the influence of the strong low-frequency internal climate variability. Hence, the second part of the project focuses on the impact of this variability on future Antarctic mass loss. This work is based on a set of simulations of the ice-sheet contribution to sea level rise, by 2100 under the SSP2-4.5 mid-range scenario, generated from an ice-sheet model forced with several members of three climate models. Our experiments show that internal variability affects the Antarctic contribution to sea level rise by the end of the century by more than 45% to 93% depending on the climate model, even though both oceanic and atmospheric internal variability are probably underestimated. The influence of atmospheric variability prevails and the Amundsen and Aurora sectors, which are currently experiencing the largest losses, are the most affected. Our results suggest that the impact of internal variability on the ice-sheet changes should be systematically explored using several climate members.

Finally, we attempt to identify the relative roles of anthropogenic and natural influences in the observed mass losses in the Amundsen and Aurora regions. For this purpose, we use an original initialisation method to reconstruct sets of ice-sheet changes since 1850, with and without external forcing (natural and anthropogenic), for seven members of a single climate model. As expected from the first two study phases, the historical trajectories are sensitive to internal variability, and some climate model members enable intermittent cold pre-industrial states in the Amundsen Sea. The

detection of the forced signal is then evaluated through the comparison of trajectories with and without external forcing.

This work paves the way for (i) the detection/attribution of ice-sheet mass changes and (ii) integrating ice-sheet models into climate models, by providing an initialisation method to initialise the ice sheet from the pre-industrial era.

Keywords : Antarctic ice sheet, Detection, Ice shelf, Anthropogenic forcing, Sea level rise, Amundsen Sea

Plain Language Summary

The Antarctic Ice Sheet has been losing mass for several decades, primarily through ocean-induced melting beneath the floating ice shelves, and thus contributed significantly to sea level rise (10%). Nevertheless, the relative roles of anthropogenic vs. natural influences in this mass loss have not yet been established, although the success of adaptation policies could depend on it.

The aim of this study is firstly to ascertain whether anthropogenic and natural influences could play a key role. The anthropogenic influence is assessed by investigating the conditions required for the Amundsen Sea to switch to a warm state, while the internal variability influence is determined through its impact on the future ice-sheet mass change by 2100. Finally, we reconstruct a set of ice-sheet changes since 1850 for several members of a single climate model. The detection of the anthropogenic signal is estimated through a comparison of historical trajectories with and without anthropogenic forcing.

Table des matières

| | |
|---|-----|
| REMERCIEMENTS | VII |
| RÉSUMÉ | IX |
| ABSTRACT | XI |
| I. INTRODUCTION GÉNÉRALE | 1 |
| 1. L'élévation du niveau des mers : l'archipel | 1 |
| 1.1. Formulation | 1 |
| 1.2. Hausse contemporaine et projection | 2 |
| 1.3. Défis | 3 |
| 1.3.1. Différencier les sources de variabilité d'origine anthropique vs. naturelle. | 5 |
| 1.3.2. Améliorer les projections d'élévation du niveau des mers | 7 |
| 2. Contribution contemporaine de l'Antarctique au niveau des mers : navigation en eaux troubles | 8 |
| 2.1. Principe : Bilan de masse de la calotte antarctique | 8 |
| 2.2. Gain ou perte de masse : telle est la question | 9 |
| 2.2.1. La tonitruante conquête de la Terra Incognita | 9 |
| 2.2.2. Genèse des premiers (faux) pas | 10 |
| 2.2.3. Que le satellite soit, et la lumière fut (faite)! | 11 |
| 2.3. Mécanismes | 14 |
| 2.3.1. L'importante face immergée de l'iceberg | 14 |
| 2.3.2. Vélage ou comment se jeter à l'eau | 15 |
| 2.3.3. Fonte basale, l'effet jacuzzi des mers | 16 |
| 2.3.4. Le périple des eaux profondes circumpolaires | 21 |
| 2.3.5. Téléconnection : allo le Pacifique, ici l'Antarctique! | 23 |
| 3. Projection de contribution de l'Antarctique au niveau des mers : courir à vau-l'eau | 24 |
| 3.1. Loin d'être une goutte d'eau dans l'océan! | 24 |
| 3.2. Mécanismes émergents | 26 |
| 3.2.1. Instabilités | 26 |
| 3.2.2. Désintégration des plateformes de glace (hydrofracturation) | 27 |
| 3.3. Sources d'incertitudes | 28 |
| 4. Concept de détection/attribution appliqué à l'Antarctique : ça (ne) coule (pas) de source! | 28 |
| 4.1. Principe : Détection/Attribution | 28 |

| | | |
|--|---|----|
| 4.2. | Application à l'Antarctique : Rendez-vous chaotique en terre inconnue | 30 |
| 4.2.1. | Approche via modèle d'écoulement glaciaire : marin d'eau douce deviendra grand | 30 |
| 4.2.2. | Variabilité océanique : le vent l'emportera...et tout disparaîtra ? | 33 |
| 4.2.3. | Variabilité atmosphérique : il y a de l'eau dans le gaz. | 35 |
| 5. | Objectif de la thèse..... | 35 |
| II. IDENTIFICATION DES CONDITIONS CLIMATIQUES FAVORABLES À L'INTRUSION DES EAUX PROFONDES CIRCUMPOLAIRES SUR LE PLATEAU CONTINENTAL EN MER D'AMUNDSEN_____ | | 39 |
| 1. | Abstract & Plain Language Summary | 40 |
| 2. | Introduction..... | 41 |
| 3. | Materials and Methods..... | 42 |
| 3.1. | Model and configuration | 42 |
| 3.2. | Atmospheric forcing perturbations | 44 |
| 3.3. | Simulations | 46 |
| 4. | Results..... | 47 |
| 4.1. | Description of the transitions and their reversibility | 47 |
| 4.2. | Physical processes | 48 |
| 5. | Discussion and Conclusion..... | 56 |
| 6. | Si vous n'avez pas le mal de mer, vous repartirez bien pour un tour ? | 60 |
| III. IMPACT DE LA VARIABILITÉ NATURELLE INTERNE SUR LA CONTRIBUTION DE L'ANTARCTIQUE À LA HAUSSE DU NIVEAU DES MERS AU 21ÈME SIÈCLE_____ | | 63 |
| 1. | Abstract | 64 |
| 2. | Introduction..... | 64 |
| 3. | Methods | 65 |
| 3.1. | CMIP6 model selection | 65 |
| 3.2. | Ice-sheet model | 66 |
| 3.3. | Ice-sheet projections to 2100 | 68 |
| 4. | Results..... | 70 |
| 4.1. | Oceanic internal climate variability | 70 |
| 4.2. | Atmospheric internal climate variability | 71 |
| 4.3. | Impact of internal climate variability on the Antarctic contribution to sea level | 75 |
| 5. | Discussion..... | 75 |
| 5.1. | Robustness of internal climate variability in climate models | 75 |
| 5.2. | Internal climate variability as a source of uncertainty in sea level projections | 78 |
| 5.3. | Identifying the best member | 79 |
| 6. | Conclusion | 82 |
| 7. | Si vous n'avez pas le mal de mer, vous repartirez bien pour un tour ? | 83 |
| IV. DÉTECTION D'UNE TENDANCE FORCÉE ÉMERGEANT DE LA VARIABILITÉ NATURELLE INTERNE_____ | | 85 |
| 1. | Introduction..... | 86 |
| 2. | Materials and methods | 87 |
| 2.1. | Approach | 87 |
| 2.2. | Reconstruction of a pre-industrial ice sheet | 88 |
| 2.2.1. | Overview | 88 |
| 2.2.2. | 2000 initial state reconstruction and adjustment (STEP 1 and STEP 2). | 89 |
| 2.2.3. | Artificial regrowth from 2000 to 1850 (STEP 3 and STEP 4) | 90 |
| 2.3. | Model and configuration | 91 |

| | |
|--|-----|
| 2.4. Climate forcing | 92 |
| 3. Results | 93 |
| 3.1. Evaluation of the simulations starting in 1850 | 93 |
| 3.2. Detection of the external forcing signal | 95 |
| 4. Discussion and Conclusion | 98 |
| 4.1. Robustness of historical ice-sheet evolution | 99 |
| 4.2. Robustness of time of emergence of forced trend | 101 |
| 5. Si vous n'avez pas le mal de mer, vous repartirez bien pour un tour ? | 102 |
| V. CONCLUSION GÉNÉRALE | 105 |
| 1. Conclusion | 106 |
| 2. Perspectives | 110 |
| Annexes | |
| 115 | |
| 1. Évaluation de la configuration régionale du modèle NEMO | 117 |
| 2. Évaluation de la configuration Antarctique du modèle Elmer/Ice | 125 |
| RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 127 |

Introduction générale

1. L'élévation du niveau des mers : l'archipel

“La connaissance est une navigation dans un océan d’incertitudes à travers des archipels de certitudes.” (cit. Edgar Morin). Comble de l’ironie, un de nos archipels, pratiquement certain selon le Groupe d’experts Intergouvernemental sur l’Évolution du Climat (GIEC), est **l’élévation du niveau moyen des mers depuis l’ère préindustrielle** [MASSON-DELMOTTE et al., 2021], qui menace archipels (les vrais) et autres côtes proches du niveau des mers actuel. Mais ne vous y trompez pas, si le niveau des océans augmente, l’océan d’incertitudes, lui, est de mieux en mieux exploré et de mieux en mieux communiqué [KOPP et al., 2023].

Trêve de plaisanteries. Plus de 11% de la population mondiale réside, en 2020, au droit des zones côtières situées à moins de 10 m au-dessus du niveau des mers et est donc directement menacée par sa hausse. Et ce nombre devrait encore augmenter, pour atteindre plus d’un milliard de personnes, d’ici 2050 [PORTNER et al., 2022]. Vis-à-vis des conséquences, je me contenterai de ce chiffre alarmant de 11% et reprendrai simplement les mots d’un proverbe africain cité par Antoine de Saint-Exupéry dans *Terre des hommes* [SAINT-EXUPÉRY, 1939] *“Nous n’héritons pas de la terre de nos ancêtres, nous l’empruntons à nos enfants”*. Il me semble que cette phrase se suffit à elle-même et prend tout son sens dans ce contexte de changement climatique accéléré. Pour le lecteur soucieux de détails quant à la vulnérabilité de ces zones, les stratégies d’adaptation ou d’atténuation possibles, les derniers rapports du GIEC (Groupes II et III) abordent directement ces problématiques [PORTNER et al., 2022 ; SHUKLA et al., 2022]. Les travaux décrits ici se concentrent davantage sur les processus physiques.

1.1. Formulation

L’élévation du niveau des mers correspond à une augmentation du volume des océans via (i) l’expansion thermique ($\Delta V_{\text{expansion thermique}}$) et (ii) un gain de masse ($\Delta V_{\text{masse océan}}$) résultant de la fonte des glaces terrestres (glaciers, Groenland, Antarctique,...) et d’une perte nette dans les réservoirs d’eau terrestres. Ainsi la variation du niveau des mers ($\Delta GMSL$) s’exprime de la manière

suivante :

$$\begin{aligned}\Delta GMSL &= (\Delta V_{\text{expansion thermique}} + \Delta V_{\text{masse ocean}}) / \text{Surface}_{\text{ocean}} \\ \Delta M_{\text{ocean}} &= \Delta M_{\text{glaciers}} + \Delta M_{\text{Groenland}} + \Delta M_{\text{Antarctique}} + \Delta M_{\text{stock eau terrestre}} + \epsilon\end{aligned}\tag{I.1}$$

où ΔV et ΔM représentent respectivement la variation de volume et de masse, ϵ représente les termes éventuellement manquants et les incertitudes de l'ensemble des composantes et permet la fermeture du bilan de masse.

La fluctuation du niveau des mers est une réponse aux changements naturels et anthropiques du système climatique. La variabilité d'origine anthropique regroupe l'ensemble des changements attribuables à l'Homme, dont font partie les émissions croissantes de gaz à effet de serre. La variabilité naturelle comprend à la fois la variabilité interne intrinsèque au système climatique, résultant de la nature chaotique de la dynamique climatique et des non-linéarités au sein des interactions entre océan, atmosphère, terre et cryosphère mais aussi la variabilité des forçages naturels, issue notamment des volcans ou de l'activité solaire.

1.2. Hausse contemporaine et projection

La combinaison des mesures locales des marégraphes, présents dès le 19^{ème} siècle sur les littoraux européens, et des observations satellitaires altimétriques spatialisées à l'échelle du globe depuis les années 80, permettent de retracer les variations récentes du niveau global des mers. Ainsi, le niveau des mers a augmenté en moyenne de 1.35 mm.an^{-1} [0.78 ; 1.92] entre 1901 et 1990 et s'est accéléré ces dernières décennies pour atteindre 3.25 mm.an^{-1} [2.88 ; 3.61] sur la période 1993-2018 [FOX-KEMPER et al., 2021].

TABLEAU I.1 – Tendances moyennes de contribution au niveau global des mers des principales composantes exprimées en mm.an^{-1} et en pourcentage sur les périodes 1901-2018, 1971-2018, 1993-2018 et 2006-2018 [FOX-KEMPER et al., 2021].

| | 1901-2018 | 1971-2018 | 1993-2018 | 2006-2018 |
|---|-------------|------------|------------|------------|
| Contribution barystatique | | | | |
| Glaciers (hors calottes polaires) | 0.57 (41%) | 0.44 (22%) | 0.55 (19%) | 0.62 (17%) |
| Groenland | 0.35 (25%) | 0.25 (13%) | 0.43 (15%) | 0.63 (17%) |
| Antarctique | 0.06 (4%) | 0.14 (7%) | 0.25 (9%) | 0.37 (10%) |
| Stockage eaux terrestres | -0.11 (-8%) | 0.15 (8%) | 0.31 (11%) | 0.60 (17%) |
| Contribution thermostérique | 0.54 (38%) | 1.01 (50%) | 1.31 (46%) | 1.39 (39%) |
| Hausse du niveau des mers observée | 1.73 | 2.33 | 3.25 | 3.69 |

L'analyse combinée de modèles, d'observations et d'algorithmes permet d'estimer la contribution de chacune des principales composantes sur la période récente (voir Tab. I.1). Ainsi, l'expansion thermique (contribution thermostérique), les glaciers, le Groenland, l'Antarctique et le stockage des eaux terrestres contribuent respectivement pour environ 46%, 19%, 15%, 9% et 11% à la hausse globale du niveau des mers depuis 1993. La contribution de la composante relative au stockage d'eau terrestre reste très incertaine. Bien que minoritaire, l'Antarctique est la composante qui connaît la plus forte accélération ces trois dernières décennies (tendance multipliée par 4 environ entre 1901-

2018 et 1993-2018). Ainsi, en raison de l'augmentation de la perte de masse des calottes glaciaires, la perte de glace terrestre devient désormais le principal facteur d'augmentation du niveau des mers au cours de la période 2006-2018 (44%, confiance élevée).

Suivant le scénario d'émission de gaz à effet de serre retenu, la future augmentation du niveau des mers d'ici 2100 (Fig. I.1, Tab. I.2), par rapport à la période 1995-2014, pourrait atteindre [FOX-KEMPER et al., 2021], en ne considérant que les processus pour lesquels la confiance est jugée moyenne :

- 0.44 m (plage probable : 0.33-0.62 m), sous le scénario SSP1-2.6 intégrant les effets d'une politique de réduction des émissions susceptible de limiter le réchauffement atmosphérique à 2°C en 2100,
- 0.77 m (plage probable : 0.63-1.01 m) sous le scénario SSP5-8.5 supposant une croissance non régulée des émissions de gaz à effet de serre.

TABLEAU I.2 – Projection d'élévation du niveau des mers (en m) entre 1995-2014 et 2100 des principales composantes exprimée en m et en pourcentage [FOX-KEMPER et al., 2021]. Les chiffres présentés prennent en compte uniquement les processus pour lesquels la confiance est jugée moyenne, sauf dans la dernière colonne (LC : confiance limitée).

| | SSP1-2.6 | SSP2-4.5 | SSP5-8.5 | SSP5-8.5 LC |
|---|------------|------------|------------|-------------|
| Contribution barystatique | | | | |
| Glaciers (hors calottes polaires) | 0.09 (20%) | 0.12 (21%) | 0.18 (23%) | 0.17 (19%) |
| Groenland | 0.06 (14%) | 0.08 (14%) | 0.13 (17%) | 0.18 (20%) |
| Antarctique | 0.11 (25%) | 0.11 (20%) | 0.12 (16%) | 0.19 (22%) |
| Stockage eaux terrestres | 0.03 (7%) | 0.03 (5%) | 0.03 (4%) | 0.03 (3%) |
| Contribution thermostérique | 0.14 (32%) | 0.20 (36%) | 0.30 (39%) | 0.30 (34%) |
| Hausse du niveau des mers projetée | 0.44 | 0.56 | 0.77 | 0.88 |

Jusque 2100, la perte de glace terrestre reste le principal facteur d'augmentation du niveau des mers (56-59%). La contribution de l'Antarctique ainsi que celle relative au stockage de l'eau terrestre est peu sensible au scénario d'émission de gaz à effet de serre considéré. La prise en compte des processus associés aux calottes polaires dans lesquels la confiance est relativement limitée, entraîne une augmentation supplémentaire de 12% par rapport à l'évaluation tenant compte uniquement des processus dans lesquels la confiance est jugée moyenne.

Sur le plus long terme, la hausse globale du niveau des mers est plus incertaine. En 2300, cette hausse pourrait atteindre 0.5-3.3 m (17-83^e percentile) sous le scénario SSP1-2.6 et plus de 1.8-7.0 m (17-83^e percentile) sous le scénario SSP5-8.5, et ce, sans considérer l'impact éventuel des processus à faible probabilité (Fig. I.1). Les principales sources d'incertitudes des projections sont le futur scénario d'émission de gaz à effet de serre (autrement dit le choix anthropique de réduction des gaz à effet de serre) et la contribution de l'Antarctique.

1.3. Défis

Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), créé en 1988, a pour objectif l'évaluation détaillée de l'état des connaissances scientifiques, techniques et socio-économiques sur le changement climatique, ses causes, ses répercussions potentielles et les stratégies d'adaptation

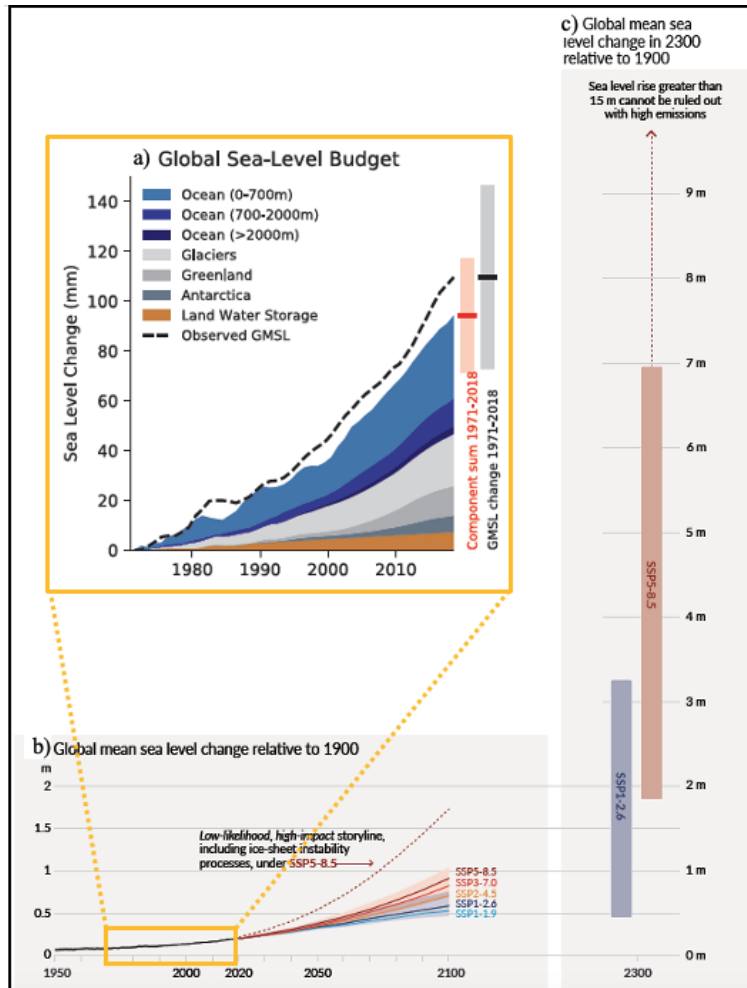


FIGURE I.1 – (a) Changements observés dans les composantes au niveau des mers pour la période 1971-2018. L'évolution du niveau moyen global des mers observé à partir des reconstructions des marégraphes (1971-1993) et des mesures altimétriques par satellite (1993-2018) est présentée à titre de comparaison (ligne pointillée). La fermeture du bilan global du niveau des mers pour l'ensemble de la période est indiquée à droite du graphique (barre = estimation centrale ; ombrage = fourchette très probable). Variation du niveau des mers (en mètres) par rapport à 1900 (b) entre 1950 et 2100 puis (c) en 2300 pour différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre. Les changements historiques correspondent aux observations (à partir de marégraphes avant 1992 et d'altimètres ensuite), et les changements futurs sont évalués en fonction des contraintes d'observation basées sur l'émulation des modèles CMIP, de calottes glaciaires et de glaciers. Seules les fourchettes probables sont affichées en raison des difficultés à estimer la distribution des processus très incertains. La courbe en pointillés indique l'impact potentiel de ces processus très incertains. Elle montre le 83^e percentile des projections SSP5-8.5 qui incluent des processus propres aux calottes glaciaires à faible probabilité et à fort impact qui ne peuvent être exclus. En 2300, les plages affichées correspondent aux 17e-83^e percentiles. La flèche en pointillé illustre le 83^e percentile des projections SSP5-8.5 qui incluent des processus à faible probabilité et à fort impact sur la calotte glaciaire qui ne peuvent être exclus [MASSON-DELMOTTE et al., 2021].

envisageables. Dans ce cadre, plusieurs salves de rapports ont été rédigées (6 au total). Si les preuves et la compréhension du réchauffement climatique, et des changements océaniques et cryosphériques qui y sont associés, ont augmenté au cours des 30 dernières années (confiance très élevée) [OPPENHEIMER et al., 2019 ; FOX-KEMPER et al., 2021], les rapports pointent encore certaines lacunes, de première importance pour le développement des stratégies d'adaptation et d'atténuation.

Plusieurs défis majeurs émergent quant à la problématique de l'élévation du niveau des mers, parmi lesquels (i) **identifier la part naturelle de la part anthropique au sein de la hausse du niveau des mers**, autrement dit, identifier la part irréductible (variabilité naturelle inhérente au climat) de celle réductible sur laquelle l'Homme peut agir et (ii) **affiner les projections de hausse du niveau des mers**.

1.3.1. Différencier les sources de variabilité d'origine anthropique vs. naturelle

De tout temps, le niveau des mers a fluctué naturellement au gré des millénaires et des cycles glaciaires-interglaciaires. Des reconstructions paléoclimatiques, basées notamment sur des indicateurs géochimiques extraits des carottes de sédiments marins et d'anciennes élévations du littoral corrigées pour tenir compte des processus géodynamiques [DUTTON et al., 2015 ; DÜSTERHUS et al., 2016], montrent ainsi que le niveau moyen des mers a eu été plus élevé qu'aujourd'hui, notamment durant le dernier âge interglaciaire (129-116 ka). Le niveau était probablement supérieur de 5 m à 10 m par rapport au niveau actuel, et ce, pour des conditions atmosphériques plus chaudes de 0.5-1.5°C, les calottes antarctique et groenlandaise ayant largement pris part à cette hausse [FOX-KEMPER et al., 2021].

Cependant, le rapport AR6 du GIEC conclut que le principal facteur de l'augmentation observée du niveau des mers depuis au moins 1971 est très probablement le forçage anthropique [MASSON-DELMOTTE et al., 2021] et non pas la variabilité naturelle. Déterminer la part relative des émissions humaines dans les changements observés est donc devenu essentiel pour l'élaboration des politiques d'adaptation et d'atténuation.

La détection des changements observés et leur attribution à diverses émissions humaines sont détaillées dans le chapitre 3 du dernier rapport du GIEC [MASSON-DELMOTTE et al., 2021]. L'influence humaine a été mise en évidence pour plusieurs des principales composantes à l'origine de l'augmentation du niveau des mers (pas de calcul pour le stockage des eaux terrestres, dont la contribution devrait rester limitée au 21^{ème} siècle, Tab I.2). Ainsi le forçage anthropique est considéré comme le principal responsable du retrait des glaciers (très probable), et de l'augmentation du contenu thermique des océans depuis les années 1970 (extrêmement probable) et contribue à la perte de masse de la calotte groenlandaise depuis les années 1990 (probabilité moyenne) (Fig I.2). En revanche, l'impact humain sur la perte de masse de la calotte antarctique depuis les années 1990 n'est pas démontré. Bien que la perte de masse de l'Antarctique soit un des symboles prégnants du changement climatique anthropique [LEHMAN et al., 2019], MASSON-DELMOTTE et al. [2021] estime qu'il existe un accord moyen mais des preuves encore limitées de l'influence du forçage anthropique sur le bilan de masse de l'Antarctique, aussi bien sur le bilan de masse de surface que sur la dynamique glaciaire. L'Antarctique étant le potentiel plus gros contributeur au niveau des mers, il devient urgent d'identifier le rôle du forçage anthropique sur la perte de masse de la calotte antarctique.

| Change in Indicator | Observed Change Assessment | Human Contribution Assessment |
|--|--|--|
| Atmosphere and Water Cycle | | |
| Warming of global mean surface air temperature since 1850–1900 | {2.3.1, Cross-Chapter Box 2.3} | <i>Likely</i> range of human contribution (0.8°C–1.3°C) encompasses observed warming (0.9°C–1.2°C) {3.3.1} |
| Warming of the troposphere since 1979 | {2.3.1} | Main driver {3.3.1} |
| Cooling of the lower stratosphere | Since mid-20th century {2.3.1} | Main driver 1979–mid-1990s {3.3.1} |
| Large-scale precipitation and upper troposphere humidity changes since 1979 | {2.3.1} | {3.3.2, 3.3.3} |
| Expansion of the zonal mean Hadley Circulation since the 1980s | {2.3.1} | Southern Hemisphere {3.3.3} |
| Ocean | | |
| Ocean heat content increase since the 1970s | {2.3.3, 2.3.4, 9.2.1, Cross-Chapter Box 9.1} | Main driver {3.5.1} |
| Salinity changes since the mid-20th century | {2.3.3, 2.3.4, 9.2.2} | {3.5.2} |
| Global mean sea level rise since 1971 | {2.3.3, 9.6.1} | Main driver {3.5.3} |
| Cryosphere | | |
| Arctic sea ice loss since 1979 | {2.3.2, 9.3.1} | Main driver {3.4.1} |
| Reduction in Northern Hemisphere spring snow cover since 1950 | {2.3.2, 9.5.3} | {3.4.2} |
| Greenland Ice Sheet mass loss since 1990s | {2.3.2, 9.4.1} | {3.4.3} |
| Antarctic Ice Sheet mass loss since 1990s | {2.3.2, 9.4.2} | <i>Limited evidence and medium agreement</i> {3.4.3} |
| Retreat of glaciers | {2.3.2, 9.5.1} | Main driver {3.4.3} |
| Carbon Cycle | | |
| Increased amplitude of the seasonal cycle of atmospheric CO ₂ since the early 1960s | {2.3.4} | Main driver {3.6.1} |
| Acidification of the global surface ocean | {SROCC, 5.3.2, Cross-Chapter Box 5.3} | Main driver {3.6.2} |
| Land Climate (Extremes, see Table TS.12) | | |
| Mean 2 m land warming since 1850–1900 (about 40% larger than global mean warming) | {2.3.1} | Main driver {3.3.1} |
| Synthesis | | |
| Warming of the global climate system since pre-industrial times | {2.3.5} | {3.8.1} |

See text description
 medium confidence
 likely/high confidence
 very likely
 extremely likely
 virtually certain
 fact

FIGURE I.2 – Évaluation des changements observés dans les indicateurs à grande échelle du climat et de leur attribution à l’influence humaine. Le code couleur indique le degré de confiance/probabilité de la contribution humaine en tant que facteur ou facteur principal (le facteur principal est spécifié dans ce cas) lorsqu’il est disponible. Dans le cas contraire, le texte explicatif est fourni dans les cellules sur fond blanc. La section du chapitre 3 du dernier rapport du GIEC contenant des informations plus détaillées est indiquée dans chaque cellule du tableau [MASSON-DELMOTTE et al., 2021].

Pour le lecteur soucieux de détails, la section 4 aborde les entraves à l'application du concept de détection-attribution à l'Antarctique.

1.3.2. Améliorer les projections d'élévation du niveau des mers

La Figure I.1 détaille les projections d'élévation du niveau des mers jusqu'en 2100 et 2300 pour plusieurs scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (dont SSP1-2.6 et SSP5-8.5). Si la gamme d'incertitudes reste relativement restreinte en 2100, elle atteint plusieurs mètres en 2300 pour le scénario d'émission de gaz à effet de serre le plus défavorable (environ 5 m pour une projection moyenne de 4,5 m). Les principales sources d'incertitudes sont (i) le futur scénario d'émission de gaz à effet de serre (autrement dit le choix anthropique de réduction d'émission des gaz à effet de serre) et (ii) la contribution de l'Antarctique.

Les données satellitaires montrent que l'Antarctique a contribué de manière significative à l'élévation du niveau des mers (confiance très élevée) ces dernières décennies [FOX-KEMPER et al., 2021] alors que les trois premiers rapports du GIEC prévoyaient une contribution négative de la calotte pour ce siècle [SHEPHERD & NOWICKI, 2017]. Les estimations étaient alors basées uniquement sur des corrélations empiriques et des modèles forcées par l'atmosphère. La méconnaissance de l'impact à court terme de certains processus sur la dynamique de la calotte, notamment les interactions complexes entre l'océan et la calotte, ainsi que le manque de données ont conduit à une estimation tardive de la contribution au niveau des mers du continent blanc. Les premières projections d'un déséquilibre dynamique des glaces induit par l'océan ont été introduites dans le quatrième rapport d'évaluation du GIEC (AR4), mais ne se sont révélées fiables qu'à partir du cinquième rapport d'évaluation du GIEC (AR5) [SHEPHERD & NOWICKI, 2017].

Les incertitudes sont également liées aux caractéristiques de l'évolution des océans et de la cryosphère. Par exemple, la fonte des glaces implique des comportements de type seuil qui peuvent engendrer des réponses abruptes et non linéaires au réchauffement climatique en cours [ROSIER et al., 2021 ; GARBE et al., 2020], potentiellement irréversibles. L'évolution de l'océan et de la cryosphère est également marquée par des temps de réponses longs, de l'ordre de la décennie au millénaire. Ainsi, la perte de masse de la calotte pourrait perdurer même après la stabilisation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère [KLOSE et al., 2023].

L'ensemble de ces éléments rend les projections de contribution de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers très incertaines au-delà de la fin du 21^{ème} siècle et en constitue la principale incertitude.

Si ces défis vous ont mis l'eau à la bouche et que vous souhaitez en savoir davantage sur la mystérieuse Antarctique, les trois paragraphes suivants se focalisent respectivement sur (i) la contribution contemporaine de la calotte Antarctique et les mécanismes en jeu, (ii) les projections de contribution de la calotte à l'élévation du niveau des mers et ses incertitudes et (iii) les difficultés d'application du concept de détection-attribution à l'Antarctique.

2. Contribution contemporaine de l'Antarctique au niveau des mers : navigation en eaux troubles

Cette partie décrit les changements observés de la calotte Antarctique et les mécanismes en jeu.

2.1. Principe : Bilan de masse de la calotte antarctique

Dans cette thèse, le terme de calotte réfère à l'ensemble de la calotte, c'est à dire la partie posée et la partie flottante (plateforme de glace).

La contribution future potentielle au niveau des mers de la calotte antarctique [évaluée à 58 m, FRETWELL et al., 2013 ; MORLIGHEM et al., 2020] ne correspond pas directement à l'ensemble de son volume. En effet, une part non négligeable de la calotte se situe en dessous du niveau des mers comme illustré sur la Fig. I.4. Ainsi, en vertu du principe d'Archimède, la partie immergée ainsi que les 10% les surplombant (rapport entre la masse volumique de l'océan et de la glace) sont déjà comptabilisés dans le niveau des mers actuel (en négligeant la petite contribution halostérique).

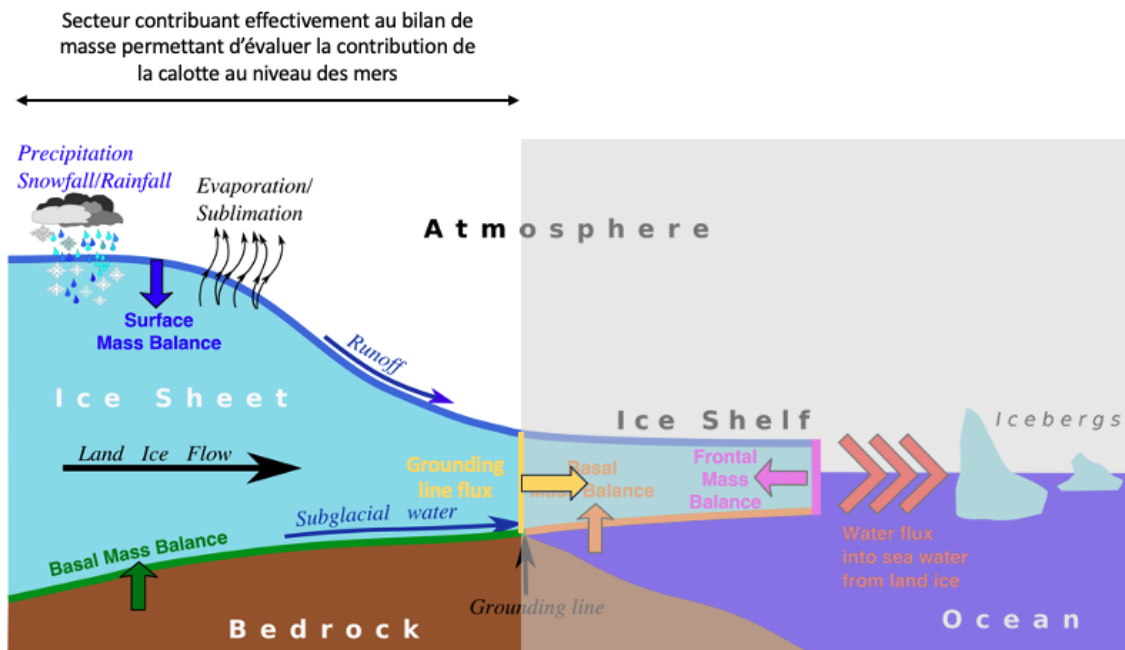


FIGURE I.3 – Principales composantes du bilan de masse de contribution au niveau des mers de la calotte antarctique. L'illustration est directement issue de NOWICKI et al. [2016]. Le bilan de masse de la calotte est tributaire des échanges avec l'atmosphère (bilan de masse de surface, en bleu), de la dynamique glaciaire (flux à la ligne d'échouage, en jaune) ainsi que de l'interaction avec le socle rocheux souvent négligée (bilan de masse basal, en vert). Le bilan de masse de surface est scindé en un terme d'accumulation (précipitations solides et liquides) et un terme d'ablation (évaporation/sublimation, ruissellement de surface).

Ainsi, l'évaluation de la contribution de la calotte au niveau des mers repose sur le bilan de masse de la partie posée, qui peut être négatif si la calotte perd davantage de masse qu'elle n'en gagne ou positif dans le cas contraire. Ce bilan correspond à la différence entre le bilan de masse de surface (en bleu sur la Fig. I.3) et la perte de masse dynamique évaluée au droit de la ligne d'échouage (en jaune sur la Fig. I.3). Le bilan de masse de surface comprend un terme d'accumulation

(précipitations solides/liquides) et un terme d'ablation (sublimation/évaporation, ruissellement ainsi que sublimation/érosion de la neige soufflée) [MOTTRAM et al., 2020]. Des échanges avec le socle rocheux peuvent également se produire (en vert sur la Fig. I.3), via échauffement de la glace s'écoulant sur ce dernier ou par regel des eaux sous-glaciaires. Mais ce terme n'est généralement pas pris en compte.

Bien qu'elles n'interviennent pas directement dans le bilan de masse de contribution au niveau des mers de la calotte, les plateformes de glace jouent un rôle majeur dans la dynamique de la calotte en offrant une résistance à l'écoulement vers la mer de la glace posée en amont. Leur effondrement pourrait conduire à une perte drastique de glace.

Leur bilan de masse est donc important pour déterminer (i) les flux d'eaux douces échangés avec l'océan et (ii) le flux à la ligne d'échouage. En plus du flux au droit de la ligne d'échouage, les échanges de masses se produisent essentiellement en périphérie de la plateforme de glace, à l'interface avec l'atmosphère (bilan de masse de surface, en jaune sur la Fig. I.4) et l'océan (bilan de masse basal et frontal, en bleu et vert sur la Fig. I.4). Le bilan de masse basal résulte principalement de la fonte de la glace au contact de l'océan plus chaud et le bilan de masse au front, un peu plus complexe, est principalement le siège du vêlage d'icebergs dans l'océan.

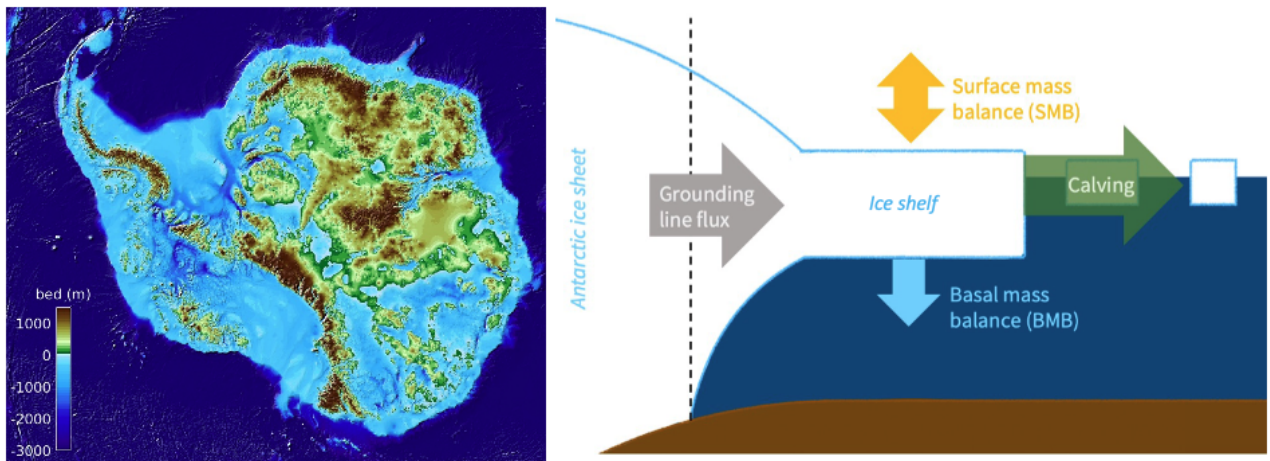


FIGURE I.4 – Figure de gauche : Élévation du socle rocheux en Antarctique. La figure est issue de MORLIGHEM et al. [2020]. Les teintes bleues décrivent les zones pour lesquelles le socle rocheux est situé en dessous du niveau de la mer. Figure de droite : Bilan de masse d'une plateforme de glace. Ce bilan tient compte du flux au droit de la ligne d'échouage (gris), du flux de bilan de masse basal (bleu), du flux au front (vert) et du flux du bilan de masse de surface (jaune). La figure est issue de BURGARD et al. [prep].

2.2. Gain ou perte de masse : telle est la question

La contribution de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers a longtemps été considérée comme insignifiante, voire négative. Ce paragraphe vous explique pourquoi.

2.2.1. La tonitruante conquête de la Terra Incognita

Avant d'être une terre de sciences, l'Antarctique a d'abord été une terre de conquête. Pourquoi conquérir l'Antarctique? L'alpiniste George Mallory vous aurait certainement répondu avec flegme *parce qu'il est là!* alors que le commandant Jean-Baptiste Charcot plutôt *pourquoi pas?*

Des expéditions débutent dès le 18^{ème} siècle mais la navigation se révèle complexe en raison de la présence de la glace de mer et de la difficulté à distinguer le continent de cette dernière ou d'îles alentours. B.de Lozier (1739) découvre une terre *élevée, enneigée et verglacée* mais n'accoste pas en raison de la météo et James Cook (1774) cartographie les mers australes mais n'atteint pas le continent non plus, tout comme J.Weddell (1823). D'autres expéditions réussissent à accoster sur des îles en pensant avoir découvert le continent, c'est le cas de l'expédition de J.de Kerguelen de Trémarec (1771, îles Kerguelen), de F.Bellingshausen (1821, Pierre 1^{er}, Alexandre 1^{er}) ou de E.Bransfield (1820, île du Roi-George).

La quête de l'Antarctique devient frénétique au 19^{ème} siècle suite à la localisation du pôle nord magnétique en 1831. Des expéditions polaires de tous les horizons, Charles Wilkes pour les États-Unis, James Ross pour l'Angleterre, et Jules Dumont d'Urville pour la France, convergent vers l'Antarctique à la fin des années 1830. J.Dumont d'Urville est souvent considéré comme le premier Homme à avoir accosté sur le continent antarctique le 21 janvier 1840 [DUGAST, 2019] bien que N.Palmer déclare l'avoir découvert en 1820 lors d'une campagne de chasse à la baleine.

A la fin du 19^{ème}, un constat s'impose : les pôles ne sont pas conquis et les Anglais décrètent que l'exploration de l'Antarctique est le plus grand projet qui reste à entreprendre d'ici la fin du siècle. Les Belges lancent l'offensive avec l'expédition de A. de Gerlache de Gomery en 1897 mais l'expédition reste cantonnée à la Péninsule. L'année 1901 fait date avec quatre expéditions d'envergure qui visent l'exploration du continent blanc (2 expéditions britanniques menées par R.Scott et W.Bruce, une expédition allemande menée par E.von Drygalski et une expédition suédoise sous la tutelle de O.Nordenskjöld). Les Français suivent en 1903 avec l'expédition du commandant Charcot. En 1911, R.Amundsen se lance à la conquête du pôle sud géographique qu'il atteint le 11 décembre, peu avant R.Scott et trois compagnons qui n'y survivront pas.

La première moitié du 20^{ème} siècle est plutôt paisible dans les mers australes. Mais en 1946, la fin de la seconde guerre mondiale aiguise les appétits car le continent blanc renfermerait des minerais. Six nations se dirigent vers l'Antarctique. Face à tant de tensions, la première crise internationale éclate dès février entre Britanniques et Argentins au sujet de revendications territoriales. Les années 50 voient les expéditions de tous bords se multiplier et la coopération est de mise dans ce climat froid et hostile malgré la guerre froide. La science devient une préoccupation majeure notamment avec l'année géophysique internationale en 1957-1958. Il faut attendre 1961 pour voir émerger le traité sur l'Antarctique qui la définit comme une réserve naturelle consacrée à la paix et la science et interdisant toute activité militaire ou exploitation minière pendant 50 ans. Le protocole de Madrid signé en 1991 permet à l'Antarctique de conserver son statut de réserve jusqu'en 2048. Affaire à suivre...

En attendant, les données d'observations restent limitées et spatialement très hétérogènes ne permettant pas d'évaluer la perte de masse initiée.

2.2.2. Genèse des premiers (faux) pas

Si le lien entre réchauffement climatique et émissions de CO₂ a été établi dès 1896 par les travaux précurseurs de S.Arrhenius [WEART, 2008] et les travaux antérieurs, entre autres, de J.Fourier, E.Foote et J.Tyndall [TYNDALL, 1881 ; FLEMING, 1999], l'impact du réchauffement climatique sur la calotte antarctique a été longtemps mésestimé. Avant les années 80, les principaux mécanismes

d'instabilité en Antarctique, notamment la fonte basale sous les plateformes de glace et le retrait de la ligne d'échouage, étaient connus mais essentiellement étudiés à l'échelle naturelle des grandes ères glaciaires [THOMAS, 1971; WEERTMAN, 1972; THOMAS, 1973a; THOMAS, 1973b; HUGHES, 1975; THOMAS & BENTLEY, 1978] et leur potentiel d'instabilité n'a été évoqué qu'en 1974 [WEERTMAN, 1974]. Il faut attendre 1978 pour voir émerger un potentiel impact à plus court terme du réchauffement climatique. L'article de MERCER [1978], fondé sur les premières simulations climatiques de la réponse à un doublement de CO₂ et sur un critère observationnel de viabilité des plateformes de glace, fait état du risque de fonte précoce et accélérée, voire d'effondrement, de l'Antarctique de l'Ouest en raison de la combustion des énergies fossiles, et du taux de dioxyde de carbone atmosphérique croissant qui en découle. THOMAS et al. [1979] complète la démarche en évaluant l'échéance à laquelle cet effondrement pourrait se produire. Mais les incertitudes sont légion et la communauté scientifique prône une amélioration des modèles numériques de l'époque pour une meilleure estimation.

Pourtant la hausse de CO₂ dans l'atmosphère n'est pas niée. Une hausse de la concentration en CO₂ en Antarctique est déjà mesurée entre 1958 et 1963 et s'avère identique à celle observée à Hawaï sur la même période. Cette hausse est, à l'époque, déjà attribuée à la combustion des énergies fossiles [BROWN & KEELING, 1965]. Cependant l'inquiétude n'est pas de mise, puisque cette hausse, et l'augmentation de la température associée, est supposée engendrer un gain de masse en Antarctique, soit une baisse de contribution au niveau des mers [OERLEMANS, 1982], en raison d'une augmentation des précipitations neigeuses. Les trois premiers rapports du GIEC corroborent cette hypothèse [SHEPHERD & NOWICKI, 2017], la calotte Antarctique est supposée abaisser le niveau des mers de quelques centimètres d'ici 2100, bien que quelques études affirment le contraire [BUDD et al., 1987].

De même, la hausse globale du niveau des mers est actée, et estimée à 1 mm.an⁻¹ dès les années 70 [THOMAS & COSLETT, 1970]. La fonte des calottes polaires a été envisagée un temps comme une des explications potentielles de cette hausse, mais a été vite balayée, notamment par les travaux de Giovinetto [THOMAS & COSLETT, 1970] qui concluent à un bilan de masse net positif de l'Antarctique. Pire, devant les preuves statistiques indiquant l'absence de changement climatique à long terme dans les eaux profondes du Pacifique [ROBINSON, 1960], ses travaux supposent une accréation au droit des principales plateformes de glace, contestés par la suite par THOMAS & COSLETT [1970]. Des données expérimentales sur la plateforme de Brunt suggèrent une fonte basale, tout comme des travaux menés par d'autres chercheurs sur les plateformes de Ross, Filchner, Maudheim et Amery. THOMAS & COSLETT [1970] conclut ses travaux par ces mots "*Jusqu'à ce que l'on dispose de plus de données, il serait imprudent de proposer une évaluation quantitative de la perte totale de glace de l'Antarctique par la fonte basale, mais nous sommes amenés à remettre en question la validité des estimations récentes d'un bilan positif pour les principaux bassins versants*". Le besoin de données devient pressant.

2.2.3. *Que le satellite soit, et la lumière fut (faite)!*

A partir des années 60, le déploiement progressif des satellites permet des observations à l'échelle du continent blanc. La comparaison d'images prises à un intervalle donné permet d'évaluer les vitesses d'écoulement en surface (suivi des crevasses, interférométrie), les changements d'attraction gravitationnelle (gravimétrie) et d'épaisseur (interférométrie, altimétrie). Le tableau I.3 détaille la

TABLEAU I.3 – Tendance de perte de masse en Gt.an^{-1} de la calotte antarctique et de ses principales régions (Antarctique de l’Est, de l’Ouest et Péninsule, voir Fig I.5 pour la définition des régions) pour deux périodes temporelles distinctes selon les estimés de GARDNER et al. [2018] (période 2008-2015), THE IMBIE TEAM [2018] (périodes 2007-2017 et 1992-2017), BAMBER et al. [2018] (périodes 2007-2016 et 1992-2016), RIGNOT et al. [2019] (périodes 2009-2017 et 1989-2017) et OTOSAKA et al. [2022] (périodes 2007-2016 et 1992-2016).

| | Gardner | IMBIE | Bamber | Rignot | Otosaka |
|-------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| Antarctique total | | | | | |
| période longue (1989-2017) | | -109 ± 56 | -93 ± 68 | -156 ± 20 | -86 ± 42 |
| période récente (2007-2017) | -183 ± 94 | -190 ± 47 | -154 ± 38 | -252 ± 27 | -140 ± 44 |
| Antarctique de l’est | | | | | |
| période longue (1989-2017) | | $+5 \pm 46$ | $+18 \pm 45$ | -47 ± 10 | $+4 \pm 34$ |
| période récente (2007-2017) | $+61 \pm 73$ | -3 ± 34 | $+31 \pm 19$ | -51 ± 13 | $+3 \pm 36$ |
| Antarctique de l’ouest | | | | | |
| période longue (1989-2017) | | -94 ± 27 | | -83 ± 6 | -81 ± 20 |
| période récente (2007-2017) | -214 ± 51 | -151 ± 27 | | -159 ± 8 | -130 ± 22 |
| Péninsule | | | | | |
| période longue (1989-2017) | | -20 ± 15 | | -26 ± 4 | -10 ± 12 |
| période récente (2007-2017) | -31 ± 29 | -34 ± 17 | | -42 ± 5 | -14 ± 13 |

tendance de perte de masse de l’Antarctique sur les périodes 2007-2017 et 1989-2017 selon plusieurs sources récentes, dont certaines regroupent l’ensemble des techniques évoquées ci-dessus (gravimétrie, altimétrie, interférométrie).

L’ensemble des études montrent que (i) la calotte antarctique a perdu de la masse ces dernières décennies (-117 Gt.an^{-1} en moyenne entre 1989 et 2017) et que (ii) cette perte s’est accélérée ces dernières années (taux 2007-2017 supérieur de 40% par rapport à celui de 1989-2017). Cependant, ce changement de masse est spatialement très hétérogène. L’Antarctique de l’Ouest est le principal contributeur à la hausse du niveau des mers, notamment au droit des mers d’Amundsen et de Bellingshausen (Fig I.8a). L’ouest et le nord de la Péninsule ont une dynamique similaire bien que les pertes soient moindres. En revanche, le sort de l’Antarctique de l’Est reste incertain. Son bilan de masse est proche de l’équilibre et, au regard des études et les gammes d’incertitudes affichées, peut être positif ou négatif. Le secteur de Wilkes est le secteur le plus enclin à perdre de la masse [RIGNOT et al., 2019; GARDNER et al., 2018].

Malgré ces nouvelles données, les projections du niveau des mers du 4^{ème} rapport du GIEC [LEMKE et al., 2007] ne tiennent toujours pas compte de l’impact des changements dynamiques rapides des calottes en raison d’un manque criant de compréhension des processus et de littérature les décrivant [BINDOFF et al., 2007]. Seul un avertissement concernant son impact sur l’élévation du niveau des mers est évoqué. Il faut attendre le 5^{ème} rapport du GIEC pour qu’une première quantification de la contribution dynamique des calottes soit réalisée [CHURCH et al., 2013].

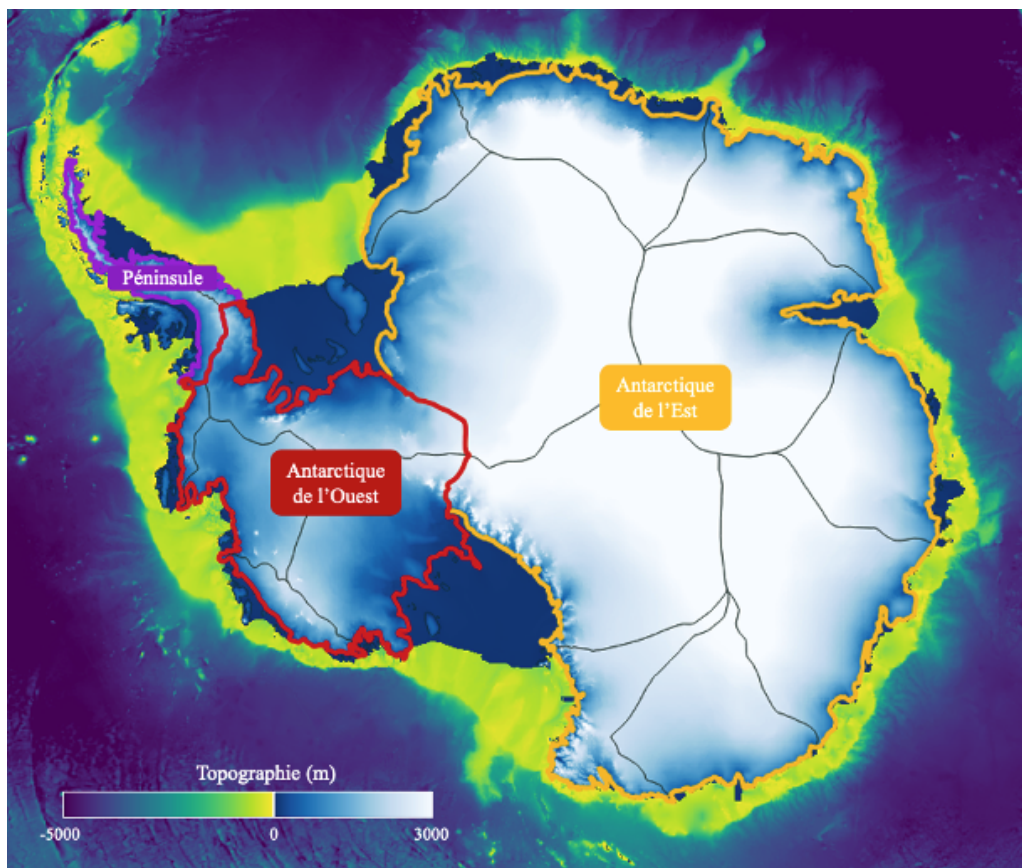


FIGURE I.5 – Élévation du socle rocheux et de la surface de la calotte antarctique. Les données bathymétriques sont issues de MORLIGHEM et al. [2020]. Les régions de l'Antarctique de l'Est, de l'Ouest et la Péninsule sont définies respectivement en orange, rouge et violet. Les traits fins bleus délimitent les principaux sous-bassins tels que définis dans RIGNOT & MOUGINOT [2016].

2.3. Mécanismes

2.3.1. L'importante face immergée de l'iceberg

D'après le bilan de masse exposé au 2.1, la perte de masse de la calotte résulte soit d'une diminution du bilan de masse de surface (diminution des précipitations et/ou augmentation de l'évaporation de la sublimation ou du ruissellement) autrement dit la face émergée de l'iceberg, soit d'une modification de la dynamique du flux d'écoulement à la ligne d'échouage, largement tributaire de la fonte basale sous les plateformes de glace mais aussi du vêlage, la face immergée de l'iceberg.

L'analyse de carottes de glace suggère une très légère tendance long terme positive à l'accumulation de surface au cours des deux derniers siècles [env. 4 Gt.dec⁻¹, MEDLEY & THOMAS, 2019], susceptible d'avoir atténué l'augmentation du niveau des mers au cours du 20^{ème} siècle. Cependant, depuis 1979, cette tendance s'est infléchie. CHURCH et al. [2013] montre que le bilan de masse de surface à l'échelle de l'Antarctique est resté relativement stable malgré une variabilité interannuelle marquée. Aucune tendance significative n'émerge dans les estimations des modèles climatiques régionaux [MOTTRAM et al., 2020], ni dans les modèles globaux [LENAERTS et al., 2016; PALERME et al., 2017], ni dans l'analyse des carottes de glace [MEDLEY & THOMAS, 2019]. Néanmoins, les tendances à l'accumulation sont très variables à l'échelle régionale : la Péninsule est marquée par une forte tendance positive, celle de l'Antarctique de l'Ouest est stable, celle de l'Antarctique de l'Est quelque peu incertaine [respectivement positive et négative, MEDLEY & THOMAS, 2019; KING & WATSON, 2020]. Cette tendance semble être modulée à la fois par l'augmentation des températures de l'air et de la teneur en eau associée mais aussi par la variabilité naturelle. Par exemple, les changements relatifs au Mode Annulaire Austral (SAM) ont probablement atténué l'augmentation de l'accumulation associée à l'augmentation de la température attendue au-dessus de la péninsule antarctique où le réchauffement climatique est plus fort [MEDLEY & THOMAS, 2019].

Face à cette relative stabilité, la compétition entre le bilan de masse de surface et la perte de masse dynamique est remportée par cette dernière, du moins en Antarctique de l'Ouest où les pertes sont notables. Concernant le bassin d'Amundsen en Antarctique de l'Ouest, zone privilégiée de perte de masse, les dernières estimations du bilan de masse sur la période 1996-2021 [DAVISON et al., 2023] concluent que les anomalies du bilan de masse de surface comptent pour seulement 7.7% du bilan de masse total. Plusieurs études [SEO et al., 2015; KIM et al., 2021; DAVISON et al., 2023] insistent cependant sur l'impact de la variabilité interannuelle des chutes de neige extrêmes sur la contribution à court terme du niveau des mers, d'autres sur l'importance des épisodes de fonte de surface extrêmes associés aux rivières atmosphériques intenses, favorisant le vêlage et augmentant largement la probabilité de déstabilisation des plateformes de glace [WILLE et al., 2022].

D'un point de vue dynamique, les contributions du vêlage et de la fonte basale semblent être d'amplitude similaire [RIGNOT et al., 2013; DEPOORTER et al., 2013; GREENE et al., 2022]. Le vêlage prédomine au droit des principales plateformes de Ross, Filchner-Ronne et Amery mais également dans la partie ouest de la Terre de Wilkes alors que la fonte basale est significativement plus importante en Mer d'Amundsen, de Bellingshausen et au droit de la partie est de la Terre de Wilkes (voir Fig. I.6).

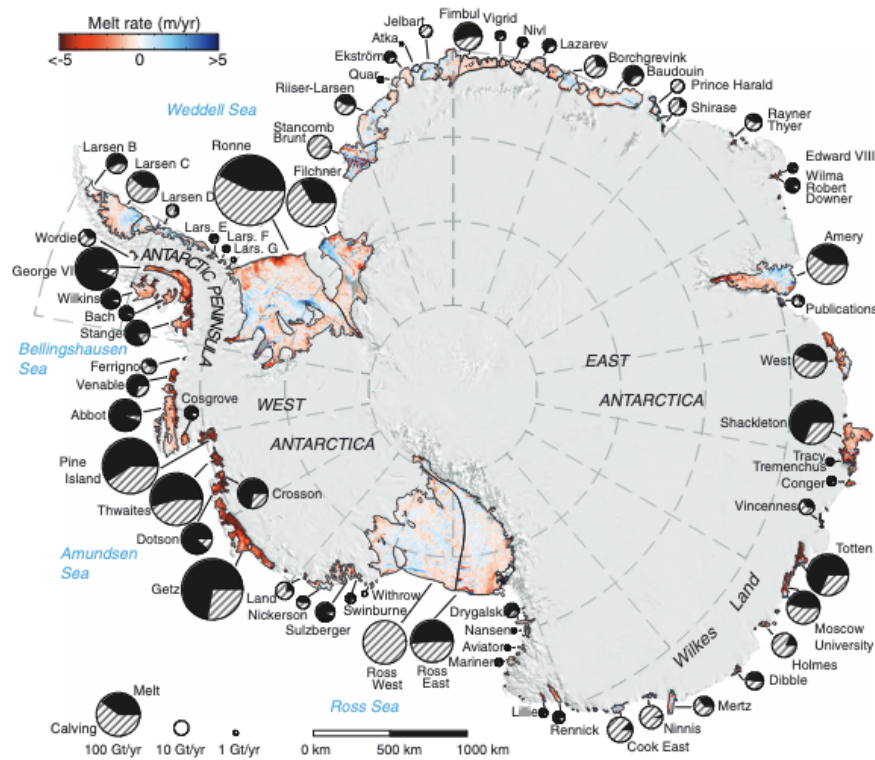


FIGURE I.6 – Répartition de la perte de masse entre vêlage (hachures) et fonte basale (noir) en 2007-2008. L'illustration est directement issue de RIGNOT et al. [2013].

2.3.2. Vêlage ou comment se jeter à l'eau

Le processus de vêlage est extrêmement complexe et hautement non linéaire. Il dépend à la fois de facteurs internes, tels que la résistance interne de la glace et de facteurs externes, tels que l'interaction avec la glace de mer, les vagues et la marée [BENN et al., 2007; MASSOM et al., 2018; BASSIS et al., 2024]. BASSIS et al. [2024] suggère que la contrainte interne de la glace est le principal facteur de vêlage, mais que l'amincissement des plateformes de glace augmente leur vulnérabilité au forçage environnemental externe.

Les principaux régimes de vêlage sont illustrés sur la Figure I.7. La plupart des plateformes glaciaires présente un cycle stable d'avancée et de recul du front de vêlage, c'est à dire un détachement multi-décennal d'icebergs tabulaires (Fig. I.7c). Cependant, ces dernières années certaines plateformes se sont effondrées (e.g., plateforme de Larsen B, Fig. I.7a). Le potentiel d'instabilité des plateformes est contrôlé en partie par la présence et l'évolution de failles ou de crevasses dans la glace. L'hydrofracturation, processus par lequel la pression exercée par les eaux de fonte de surface infiltrées dans les crevasses favorise l'élargissement de ces dernières, augmente largement cette vulnérabilité et devrait jouer un rôle croissant à l'avenir [PATTYN, 2018; SEROUSSI et al., 2024; JOURDAIN et al., subm] tout comme les épisodes de rivières atmosphériques [WILLE et al., 2022]. Enfin, un cas de vêlage intermédiaire, par fragmentation est également observé. Ce type de vêlage observé sur la plateforme de Thwaites (Fig. I.7b) est alimenté par l'amincissement croissant de la plateforme, résultant de la fonte basale, et par les nombreuses fractures présentes sur le glacier. En effet, WATKINS et al. [2024] montrent que la combinaison d'un fort endommagement et d'une forte fonte joue un rôle prépondérant dans la dynamique de la plateforme de glace en augmentant sa vulnérabilité.

Par ailleurs, le concept d'instabilité des falaises de glace marine (MICI) stipule que les falaises de glace deviennent instables si elles dépassent une certaine hauteur [environ 90 m au-dessus du niveau de la mer, PATTYN, 2018 ; BASSIS et al., 2024]. Ces effondrements pourraient générer un cycle de recul instable et entraîner une perte de masse importante (Fig. I.7d). Cependant, ce type d'instabilité n'a pas été observé pendant l'ère moderne en Antarctique et sa nécessité pour reproduire les variations du niveau des mers dans le passé géologique ne fait pas consensus. Si l'étude de POLLARD et al. [2015] prône le recours à l'instabilité des falaises de glace côtières, EDWARDS et al. [2019] concluent que ce processus n'est pas nécessaire à la reproduction des tendances passées et aurait tendance à surestimer les projections d'élévation du niveau des mers, thèse supportée par BASSIS et al. [2021] qui suggèrent que les forces de résistance provenant de la glace de mer et des débris vèlés peuvent ralentir ou stopper le recul. Bien que la véracité et l'importance de l'instabilité des falaises de glace marine soient encore incertaines, l'amélioration de la représentation du vèlage reste un défi majeur.

La représentation de la migration du front des plateformes de glace au sein des modèles numériques d'écoulement glaciaire est encore balbutiante, largement simplifiée et très diverse. Par exemple, dans le cadre d'ISMIP6 (intercomparaison des modèles d'écoulement glaciaire), la migration du front peut être inexistante (le front fixe suppose que le flux de vèlage est l'opposé du flux de glace au niveau du front), uniquement possible en phase de retrait ou paramétrée via une loi de vèlage. Cette loi peut être basée sur le taux de déformation [LEVERMANN et al., 2012], une hauteur d'épaisseur minimale, la divergence et les dommages accumulés [POLLARD et al., 2015] ou un critère de résistance à la rupture [WILNER et al., 2023]. Si des évaluations locales sur un unique modèle ont déjà vu le jour [WILNER et al., 2023], l'exercice d'intercomparaison Calving MIP devrait permettre une évaluation à grande échelle de la représentation de la migration du front dans un futur proche [JORDAN, 2024]. De même, l'endommagement (i.e., présence de crevasses) n'est pas toujours pris en compte dans les modèles. Cet endommagement est implicitement pris en compte dans le choix de la viscosité dans le cas des modèles initialisés via inversion mais peu de modèles le font évoluer au cours du temps alors que LHERMITTE et al. [2020] suggèrent que les processus de rétroaction de l'endommagement (i.e., la présence d'endommagement favorise de l'endommagement supplémentaire) sont essentiels pour la stabilité future des plateformes de glace et le recul de la ligne d'échouage.

Le modèle d'écoulement glaciaire utilisé au cours de cette thèse tient compte d'un front fixe et cette thèse n'aborde pas le sujet du vèlage.

2.3.3. Fonte basale, l'effet jacuzzi des mers

L'Antarctique de l'Ouest est le principal siège des pertes de masse observées ces dernières décennies [OTOSAKA et al., 2022]. Ces pertes résultent essentiellement de changements au droit des plateformes de glace [confiance élevée, FOX-KEMPER et al., 2021], principalement en raison de leur fonte sous l'effet des eaux chaudes océaniques [OPPENHEIMER et al., 2019].

Cette fonte basale est évaluée à environ 1100 Gt.an^{-1} sur la période 1992-2021 (Tab. I.4). Elle est particulièrement marquée dans les secteurs pour lesquels des intrusions d'eaux relativement chaudes (eaux profondes circumpolaires) ont été observées à proximité des glaciers émissaires, notamment dans le secteur d'Amundsen, de Bellingshausen et d'Aurora (Fig. I.6 et Fig. I.8c). Cette fonte basale entraîne un amincissement des plateformes de glace (Fig. I.8a), un retrait de la ligne d'échouage

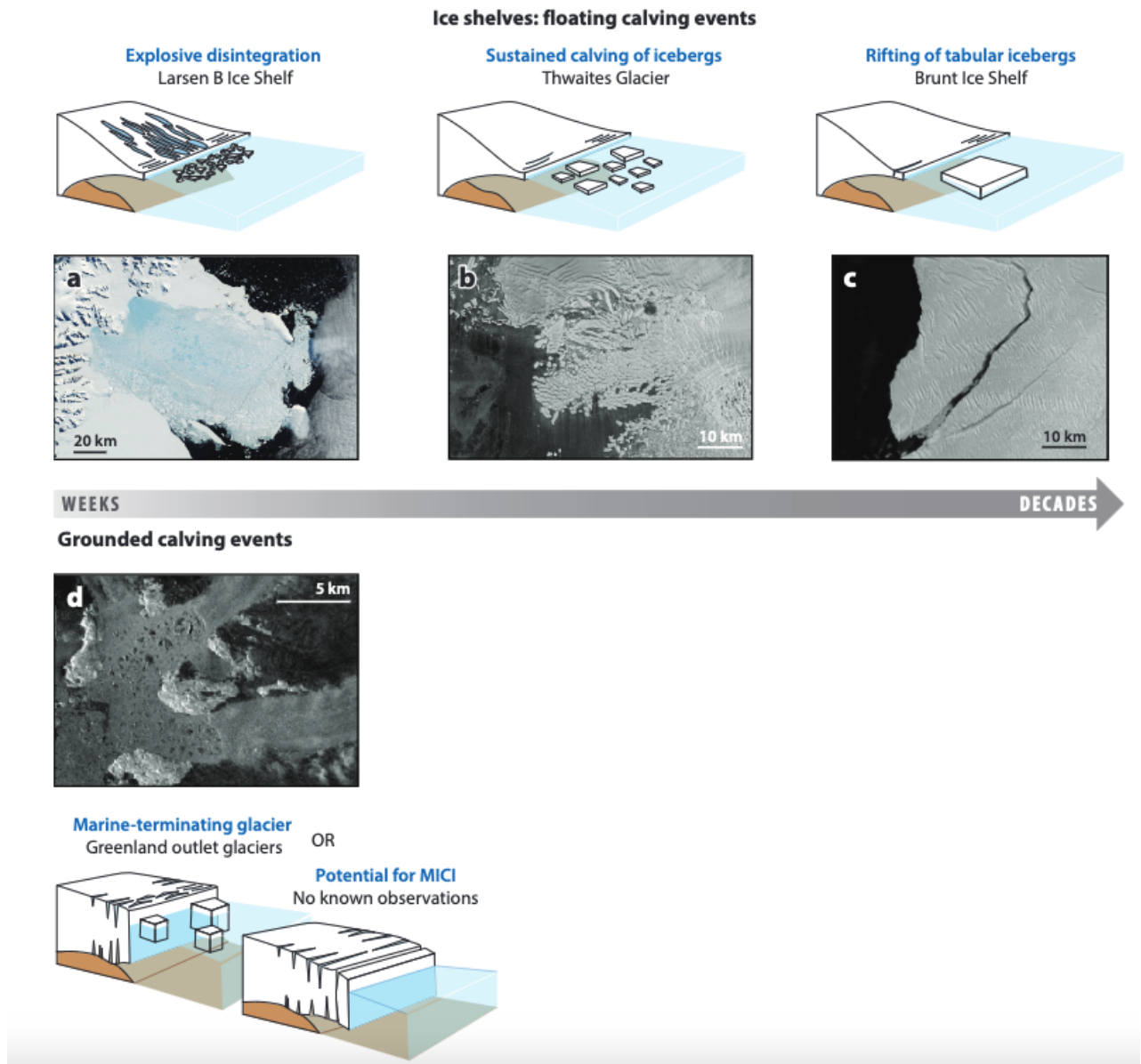


FIGURE I.7 – Schéma illustrant les différents régimes de vêlage ainsi que les échelles de temps approximatives auxquelles ils se produisent. Pour les plateformes de glace, le mode de vêlage le plus rapide est (a) la désintégration explosive, comme l’effondrement de la plateforme de Larsen B (images MODIS). Les plateformes glaciaires peuvent également subir (b) un vêlage par fragmentation où des icebergs de plusieurs kilomètres se détachent régulièrement, comme sur le glacier Thwaites (image Sentinel-1). Le mode de vêlage le plus courant des plateformes de glace est (c) le détachement multi-décennal d’icebergs tabulaires, comme sur la plateforme de Brunt (image Sentinel-1). Pour (d) les glaciers à terminaison marine (typique du Groenland), le vêlage se produit à des échelles de temps quotidiennes à mensuelles, comme le glacier Upernavik (image Sentinel-1). Si la falaise au front de vêlage dépasse une hauteur critique, elle peut devenir structurellement instable, ce qui peut entraîner un cycle de recul instable appelé instabilité des falaises de glace marine (MICI), pour lequel nous ne disposons pas d’observations en Antarctique. L’illustration est directement issue de BASSIS et al. [2024].

TABLEAU I.4 – Estimatif des tendances de fonte basale sous les plateformes de glace en $\text{Gt}\cdot\text{an}^{-1}$ selon plusieurs études.

| | Période | Fonte basale |
|---------------------------------|-----------|----------------|
| Rignot et al. [2013] | 2003-2008 | 1325 ± 235 |
| Depoorter et al. [2013] | 2003-2008 | 1454 ± 174 |
| Adusumilli et al. [2020] | 1994-2018 | 1264 ± 147 |
| Paolo et al. [2022] | 1992-2017 | 961 ± 254 |
| Davison et al. [2023] | 1997-2021 | 1082 ± 229 |

(Fig. I.9) et une augmentation du flux à la ligne d'échouage (Fig. I.8b) qui traduit l'accélération des glaciers en amont en raison de l'affaiblissement de l'effet d'arc-boutant des plateformes de glace. Elle peut également favoriser le vêlage d'icebergs [BRADLEY et al., 2022].

Entre 2003 et 2019, l'amincissement est marqué dans les secteurs d'Amundsen, de Bellingshausen, d'Aurora et dans une moindre mesure au droit de la plateforme de Shackleton et de la Péninsule (Fig. I.8a) et coïncide avec les régions de forte fonte basale (Fig. I.8c). L'évolution des points d'ancrage, qui induisent une élévation locale de glace, permet d'évaluer l'amincissement jusqu'en 1973. MILES & BINGHAM [2024] montrent ainsi qu'entre 1973 et 1989, l'amincissement est marqué uniquement dans les bassins d'Amundsen et d'Aurora, qu'entre 1989 et 2000, l'amincissement s'étend très largement dans le bassin d'Amundsen mais reste relativement stable dans le bassin d'Aurora. Enfin, à partir de 2000, l'amincissement se propage à d'autres régions et se caractérise par une réduction de la proportion de points d'ancrage de plus de 37%.

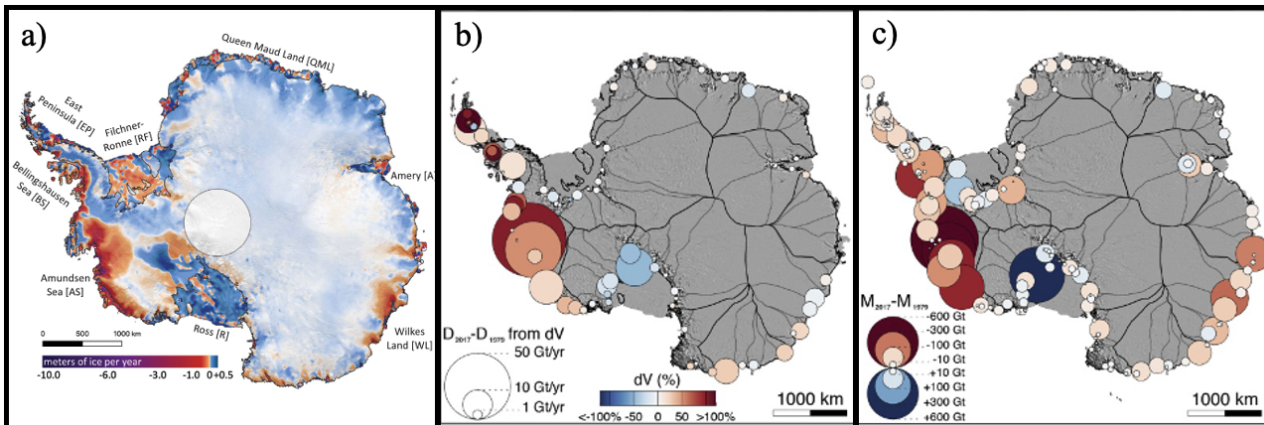


FIGURE I.8 – (a) Taux d'amincissement moyen (en $\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$) de la calotte sur la période 2003-2019. Les couleurs bleue et rouge correspondent respectivement à un épaissement et un amincissement de la calotte. La figure est issue de SMITH et al. [2020]. (b) Évolution du flux au droit de la ligne d'échouage (en $\text{Gt}\cdot\text{an}^{-1}$) sur la période 1979-2017 pour les différentes régions définies dans [RIGNOT & MOUGINOT, 2016]. Le changement de pourcentage de la vitesse est codé en couleur du rouge (accélération) au bleu (décélération) et le rayon du cercle est proportionnel au changement du flux à la ligne d'échouage. (c) Évolution de la masse (en Gt) sur la période 1979-2017 pour les différentes régions définies dans [RIGNOT & MOUGINOT, 2016]. Le changement de masse est codé en couleur du rouge (perte de masse) au bleu (gain de masse) et le rayon du cercle est proportionnel au bilan de masse absolu. Les figures (b) et (c) sont issues de RIGNOT et al. [2019].

Les observations à l'échelle du continent montrent une accélération remarquable du recul des lignes d'échouage ces dernières années, notamment sous l'effet de l'amincissement des plateformes de glace [KONRAD et al., 2018]. Entre 2010 et 2016, 22%, 3% et 10% des lignes d'échouage étudiées en

Antarctique de l'Ouest, de l'Est et au droit de la Péninsule ont reculé à des vitesses supérieures à 25 m.an^{-1} (rythme typique depuis le dernier maximum glaciaire) et le continent a ainsi perdu plus de $1463 \pm 791 \text{ km}^2$ d'aire de glace posée (Fig. I.9). Les retraits sont particulièrement marqués dans la région d'Amundsen. Entre 1992 et 2011, la ligne d'échouage s'est retirée de plus de 14, 31 et 35 km au droit des plateformes de Thwaites, Pine Island, et Dotson/Crosson respectivement [RIGNOT et al., 2014]. L'étude des sédiments suggère que plusieurs plateformes de glace en mer d'Amundsen ont subi un retrait de leur ligne d'échouage depuis les années 40, notamment la plateforme de Pine Island [SMITH et al., 2017] et de Thwaites [CLARK et al., 2024].

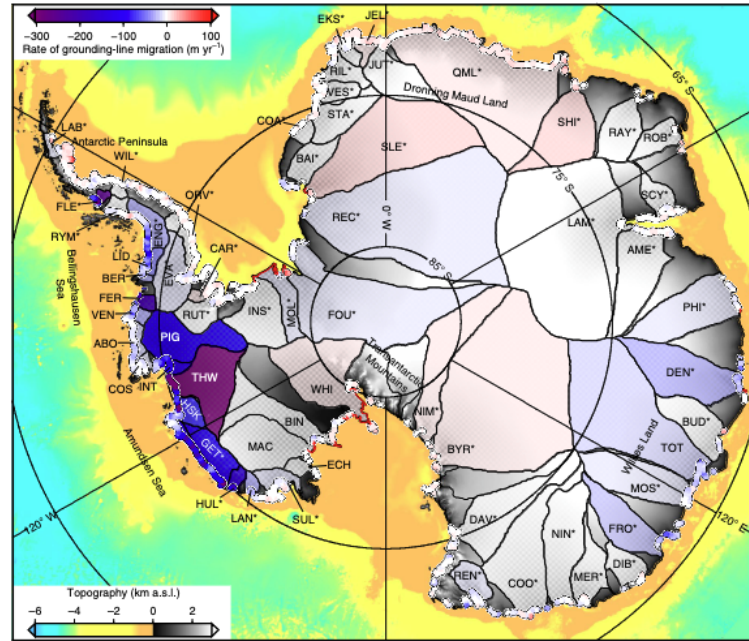


FIGURE I.9 – Estimation du taux de migration de la ligne d'échouage entre 2010 et 2016 à partir des observations de CryoSat-2 et de la topographie du substratum rocheux. Les lignes rouges indiquent les longues sections (>30 km) à forte propension au recul (>500), exclues de l'analyse. Les bassins codés en couleur illustrent les taux moyens dans les zones s'écoulant plus rapidement que 25 m.an^{-1} . Les couleurs de fond indiquent la bathymétrie sous les plateformes de glace et dans l'océan, ainsi que l'élévation de la surface de la calotte posée. La figure est issue de KONRAD et al. [2018].

Cependant l'amplitude et la période du recul sont propres à chaque plateforme et il n'est pas toujours évident de déterminer lorsque la ligne d'échouage largue les amarres ou jette l'ancre. Par exemple, SCHEUCHL et al. [2016] montrent que la ligne d'échouage a poursuivi son retrait après 2011 au droit des glaciers de Pope et Smith (plateforme de Crosson) alors que cette dernière a réavancé au droit du glacier Kohler (plateforme de Dotson). En plus de l'influence océanique, la dynamique glaciaire est fortement influencée par la topographie du socle rocheux : la direction de la pente du socle par rapport à celle de l'écoulement détermine le caractère instable de l'écoulement glaciaire [SCHOOF, 2007 ; PATTYN et al., 2012], tandis que le phénomène d'arc-boutant par frottement latérale des plateformes de glace dans les baies ou la présence de points d'ancrage tendent à stabiliser l'écoulement glaciaire [GUDMUNDSSON, 2013 ; WILD et al., 2022]. Par conséquent, le retrait de la ligne d'échouage dépend tout autant du forçage océanique que de la position initiale du glacier par rapport au socle rocheux.

Enfin, l'accélération des glaciers en amont des plateformes de glace coïncide avec le retrait de la ligne d'échouage. Les plus fortes accélérations sont ainsi observées en Mer d'Amundsen (Fig. I.8b), notamment au droit de la plateforme de Pine Island [MOUGINOT et al., 2014]. Dans cette région, le flux de glace au droit de la ligne d'échouage a augmenté de plus de 77% en 40 ans (1973-2013) [MOUGINOT et al., 2014] et peut expliquer que le secteur d'Amundsen soit le principal contributeur de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers.

Les pertes de masses soutenues en Mer d'Amundsen indiquent possiblement les prémisses d'une instabilité de calotte marine (MISI) [FAVIER et al., 2014]. Toutefois, le dernier rapport du GIEC [FOX-KEMPER et al., 2021] conclut que l'évolution observée des glaciers de la région d'Amundsen est compatible avec une instabilité de calotte marine en cours, mais ne l'indique pas sans équivoque (confiance moyenne).

Concernant la plateforme de Pine Island, certaines études suggèrent que (i) ce processus n'est pas indispensable pour expliquer les taux de perte de masse actuels observés car ils sont cohérents avec les facteurs climatiques externes [GUDMUNDSSON et al., 2019], que (ii) le retrait des lignes d'échouage n'est pas encore irréversible ou auto-entretenu [HILL et al., 2023] et que (iii) la structure des écoulements actuels ne suggère pas une instabilité de calotte marine en cours ou imminente [BAMBER & DAWSON, 2020]. En revanche, ROSIER et al. [2021] suggèrent que la fonte basale pourrait entraîner une instabilité de calotte marine en raison d'un effondrement complet de la plateforme de Pine Island pour une augmentation de la température de l'océan de $+1.2^{\circ}\text{C}$. REESE et al. [2023] montrent de leur côté que, dans l'hypothèse d'un climat actuel constant, un recul irréversible de la plateforme de Pine Island pour certaines combinaisons de paramètres admissibles pourrait s'opérer dans plus de 300 ans.

Concernant la plateforme de Thwaites, le recul de la ligne d'échouage est actuellement soutenu [MILILLO et al., 2019] mais HILL et al. [2023] montrent que la plateforme n'a pas basculé dans un retrait irréversible. En revanche, si les taux d'amincissement actuels perdurent, la plateforme pourrait se détacher d'un point d'ancrage dans moins d'une décennie, entraînant une augmentation de plus de 10% du flux au droit de la ligne d'échouage [WILD et al., 2022]. REESE et al. [2023] montrent, dans l'hypothèse d'un climat actuel constant, qu'un recul irréversible de la plateforme de Thwaites pour toutes combinaisons de paramètres pourrait s'opérer dans plus de 300 ans.

Enfin, GARBE et al. [2020] suggèrent que l'Antarctique de l'Ouest pourrait s'effondrer pour un réchauffement de $+2^{\circ}\text{C}$ par rapport aux conditions préindustrielles.

La fonte basale des plateformes de glace au sein des modèles numériques d'écoulement glaciaire est généralement représentée via une paramétrisation. Elle constitue l'une des principales sources d'incertitudes. D'ici à 2100, l'incertitude associée à l'interaction glace-océan, i.e., le choix de la paramétrisation de la fonte, son calage et les géométries simulées de la plateforme de glace, représente 22% de l'incertitude à l'échelle de la calotte et jusqu'à 39% pour la plateforme de Thwaites [SEROUSSI et al., 2023]. Une expérience prenant en compte les interactions océan-calotte montre que la fonte récente de la plateforme de Thwaites a été largement influencée (30%) par une importante rétroaction positive océan-glace [HOLLAND et al., 2023].

Dans le cadre d'ISMIP6-2300 [SEROUSSI et al., 2024], la paramétrisation de la fonte basale et son calage n'étaient pas imposés, si bien que plus de six paramétrisations différentes ont été utilisées

(fonction linéaire du forçage thermique, PICO, PICOP, fonctions quadratiques locale et non-locale, paramétrisation avec dépendance de la fonte à la pente). Le calage des paramètres des lois de fonte peut être réalisé via un ajustement sur les taux de fonte présents [REESE et al., 2018], sur la variabilité du taux de fonte dans des simulations [BURGARD et al., 2022] ou sur la sensibilité du taux de fonte au changement de température de l'océan [REESE et al., 2023]. Une correction de température est également souvent appliquée [JOURDAIN et al., 2020a] afin de tenir compte du biais de température au droit des cavités des modèles climatiques qui ne reproduisent que partiellement (ou parfois pas du tout) les flux d'eaux douces issus de la fonte des plateformes de glace. Une intercomparaison des différentes lois de fonte montre que la loi quadratique sans dépendance à la pente des plateformes de glace et la paramétrisation du panache convectif (*plume*) offrent le meilleur compromis, en termes de fontes intégrée et spatialisée [BURGARD et al., 2022]. Le recours aux réseaux de neurones donne des résultats similaires aux paramétrisations de fonte traditionnelles dans les conditions actuelles mais semble produire des taux de fonte basale plus proches des simulations océaniques dans des conditions beaucoup plus chaudes, bien que les fontes soient globalement peu réalistes [BURGARD et al., 2023].

Bien que des problématiques subsistent encore, l'utilisation de modèles couplant le système climatique et les calottes [SIAHAAN et al., 2022] devraient permettre de mieux prendre en compte les interactions océan-glace.

2.3.4. Le périple des eaux profondes circumpolaires

La fonte basale est largement dépendante de l'intrusion des eaux circumpolaires relativement chaudes sur le plateau continental.

Les eaux profondes circumpolaires (CDW) de l'océan austral correspondent à un mélange de plusieurs masses d'eaux dont les eaux profondes de l'Atlantique Nord (NADW, froides et salées) ainsi que les eaux profondes de l'Indopacifique, issues de la circulation océanique à grande échelle et largement façonnées au gré de leur parcours dans les océans. Ce mélange comprend également des eaux formées au sein de l'océan austral, tels que les eaux profondes Antarctiques (AABW), formées principalement en mer de Ross et Weddell au droit des polynies côtières en raison de la salinisation des eaux de surface par formation de glace de mer puis advectées en profondeur par convection, et des eaux intermédiaires Antarctiques (AAIW) formées en surface dans la zone de convergence Antarctique entre 50°S et 60°S. Les CDW australes ont généralement des propriétés plus chaudes et plus salées que les masses d'eau environnantes [WHITWORTH III et al., 1985 ; EMERY, 2001]. D'abord présentes en profondeur, les CDW s'élèvent le long des surfaces de densité lorsqu'elles traversent le courant antarctique circumpolaire (ACC) et circulent dans les gyres subpolaires de l'océan Austral jusqu'à ce qu'elles se retrouvent éventuellement à des profondeurs comparables à celles du plateau continental [THOMPSON et al., 2018].

Les eaux profondes et les eaux du plateau continental ont des propriétés très diverses, si bien qu'un front, c'est-à-dire une région où les gradients horizontaux des propriétés hydrographiques sont élevés, se forme au droit du talus continental. La dynamique dans ces régions est souvent non linéaire et rend la compréhension de l'intrusion des CDW sur le plateau continental extrêmement complexe. L'accès au plateau continental (club très select) des CDW est modulé par l'intensité et la variabilité d'un courant (connu sous le nom de Antarctique Slope Current, ASC) qui circule généralement vers l'ouest

le long du talus continental (en partie supérieure) ceinturant le plateau peu profond sur lequel repose la calotte Antarctique. Ce courant dirigé vers l'ouest n'est pas favorable aux intrusions de CDW. En revanche, dans certaines régions, ce courant d'est est plus faible, voire s'inverse en profondeur, favorisant les intrusions d'eaux chaudes sur le plateau continental adjacent.

THOMPSON et al. [2018] proposent une classification de l'ASC suivant les propriétés hydrographiques observées au droit du plateau et du talus continental (Fig I.10). Les explications avancées ici pour décrire les différents régimes reposent sur les équations de conservation de la masse, et de la quantité de mouvement (qui stipule que l'accélération d'une particule dépend du gradient de pression, de la force de Coriolis, de la gravité et des forces de frottement ou de cisaillement). La colonne d'eau peut être perçue comme la succession de trois couches : la couche de surface d'Ekman (régie par les forces de frottement de l'atmosphère ou de la banquise et de Coriolis), la couche médiane (stratifiée ou non) pour laquelle l'écoulement est géostrophique ou quasi-géostrophique (régie par les forces de Coriolis, de gravité et celles associées au gradient de pression) et la couche d'Ekman du fond (régie par les frottements sur le fond océanique, les gradients de pression et les forces de Coriolis).

Les régimes principaux sont les suivants :

- **régime froid** : Des vents d'est (i.e., dirigés vers l'ouest) forts et persistants soufflent au-dessus du plateau et du talus continental créant une contrainte importante à la surface de l'océan. Une spirale d'Ekman se forme au sein de la couche de surface d'Ekman entraînant un transport d'eau perpendiculaire à la direction du vent, vers la gauche (i.e., vers le plateau continental au sud) en raison de la force de Coriolis (AASW, Fig. I.10a). De cet apport d'eau sur le plateau continental résulte (i) un downwelling près de la côte qui transporte des eaux de surface vers le fond afin de vérifier l'équation de conservation de la masse et (ii) un courant de fond orienté vers le nord (i.e., vers l'océan profond), des hautes pressions vers les basses pressions, en raison de l'anomalie positive de la hauteur de la surface de l'eau (SSH) à l'origine d'un gradient de pression. En supposant que l'écoulement sous la couche d'Ekman est géostrophique, l'ASC résultant est orienté vers l'ouest. L'écoulement étant barotrope (pas de stratification), le courant est orienté vers l'ouest sur toute la colonne d'eau comme illustré sur la Fig. I.10a). A noter que l'inclinaison vers le bas des pycnoclines au droit du talus résulte de la compensation des variations de SSH (minimum de SSH au centre du gyre positionné au droit du talus).
- **régime dense** : Ce régime est similaire au régime précédent bien que les vents soient moins forts, ce qui induit un ASC d'intensité moindre. La forme du front de densité intérieur donne lieu à un flux géostrophique cisailé verticalement qui fait que l'ASC s'affaiblit avec la profondeur et peut s'inverser vers l'est [THOMPSON et al., 2018]. En outre, le plateau est sujet à la production d'eaux denses (DSW, Fig. I.10b) issue de la formation de la glace de mer en surface. Ces eaux sont advectées par convection profonde vers l'océan au nord et créent une stratification importante. La couche de CDW est donc extrêmement fine au droit du talus. Il en résulte de forts gradients latéraux de densité et de vorticité potentielle au sein de cette couche. STEWART & THOMPSON [2016] and SNOW et al. [2016] suggèrent que le flux d'eau dense DSW génère des tourbillons dans les couches fluides sous-jacentes et entraîne les CDW sur le plateau continental afin de réduire ces gradients.
- **régime chaud** : Les vents atmosphériques côtiers, en particulier les dépressions de la mer d'Amundsen (ASL) et de la mer de Bellingshausen (BSL), entraînent un forçage de vent de

surface plus faible et plus variable que ceux associés au régime froid. Le transport d'Ekman en surface est donc limité, l'anomalie de SSH résultante également, l'intensité de l'ASC est faible et ne constitue plus une barrière à l'intrusion des CDW. De plus, l'absence de production d'eau dense ne permet pas la création de forts gradients de densités. Si des vents d'ouest sont observés en moyenne au droit du talus, l'ASC est orienté vers l'est. Dans la couche d'Ekman du fond, la force de Coriolis diminue (car cette force est directement proportionnelle à la vitesse) et la force de frottement entraîne une déviation du courant d'est vers le sud, favorable à l'intrusion des CDW vers le plateau. Un autre aspect favorable est la proximité de l'ACC (ce qui est le cas dans les mers d'Amundsen et de Bellingshausen) qui crée un gradient de densité inversé par rapport à la surface. On peut aussi trouver un courant vers l'est en profondeur même en présence de vents d'est si les gradients de densité s'opposent au gradient de SSH en surface.

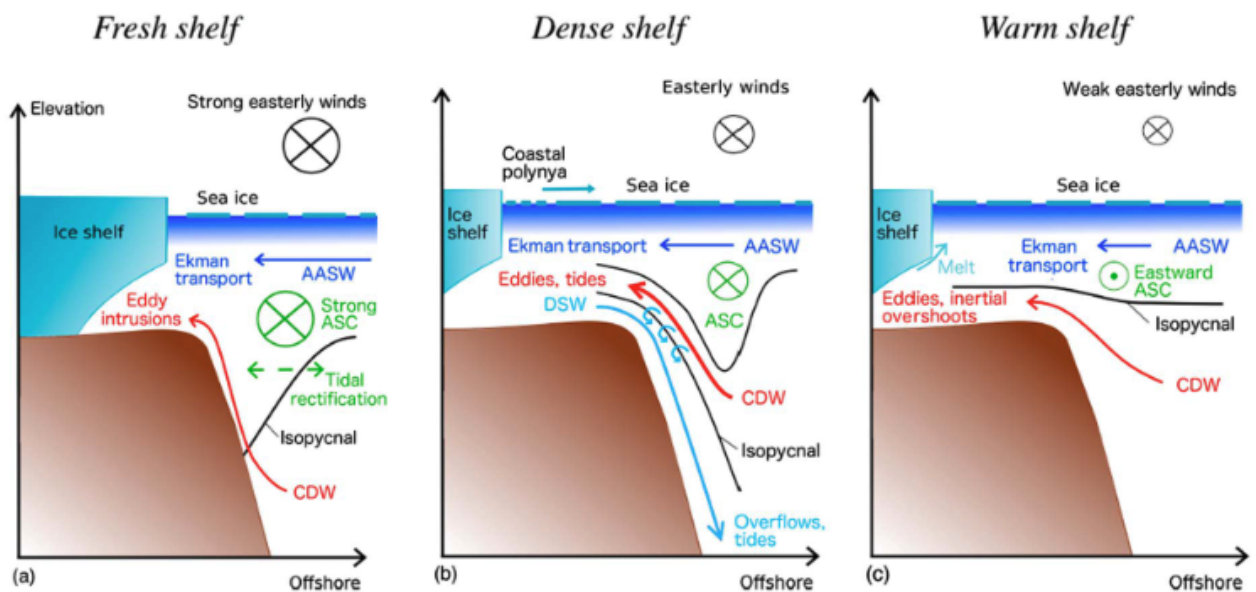


FIGURE I.10 – Classification de l'ASC suivant les propriétés hydrographiques observées au droit du plateau et du talus continental selon THOMPSON et al. [2018]. La figure est directement issue de THOMPSON et al. [2018].

A noter que la fonte des plateformes de glace est à l'origine d'un flux d'eau douce qui contribue à l'augmentation d'un gradient de densité favorable à l'intrusion des CDW, ce qui constitue une rétroaction positive [SI et al., 2024].

2.3.5. Téléconnection : allo le Pacifique, ici l'Antarctique !

La fonte basale en mer d'Amundsen varie à l'échelle interannuelle, mais également à l'échelle décennale en raison de la variabilité décennale de l'océan influençant l'apport des eaux circumpolaires relativement chaudes (CDW) sur le plateau continental [DUTRIEUX et al., 2014 ; JENKINS et al., 2018].

Comme discuté au paragraphe précédent, les variations de la structure de l'ASC, qui influence l'apport de CDW sur le plateau, résultent de changements locaux, tels que les flux de surface de quantité de mouvement (associés au vent) ou de flottabilité, de l'advection, du mélange résultant de la marée et de la turbulence ou encore de la profondeur et la pente du talus [THOMPSON et al., 2018]. L'ASC est également modulé par les modes de variabilité climatique à plus grande échelle, tels qu'El

Niño (ENSO) et le Mode Annulaire Austral (SAM) [SPENCE et al., 2014 ; NAKAYAMA et al., 2018], qui influencent les régions polaires essentiellement via des changements dans les vents atmosphériques.

Les phases positives de SAM sont associées à un renforcement et à un déplacement vers le pôle des vents d'ouest de l'océan Austral, l'inverse se produisant lors des phases négatives. En modifiant la configuration et l'amplitude de la contrainte des vents et des flux de flottabilité de surface (surtout entre 40°S et 65°S), le SAM peut influencer les caractéristiques à grande échelle de l'océan Austral, telles que l'ACC et la remontée vers la surface des CDW [SPENCE et al., 2014 ; THOMPSON et al., 2018].

Cependant, les impacts d'une tendance positive du SAM à long terme sur les vents côtiers de l'Antarctique et l'ASC restent relativement incertains. Les travaux de SPENCE et al. [2014] suggèrent qu'un décalage des vents vers les pôles peut entraîner un réchauffement des eaux côtières de subsurface. Ce décalage diminue le transport d'Ekman vers les côtes et réduit le pompage d'Ekman près de la côte. Il en résulte une diminution du niveau des mers autour du littoral et une diminution de la pente des isopycnes, facilitant le transport de CDW sur le plateau. De même, DONAT-MAGNIN et al. [2017] montrent que le décalage des vents vers le pôle affecte de manière significative les taux de fonte simulés sous Pine Island et Thwaites. En revanche, certaines études ne montrent aucune corrélation entre le SAM et les anomalies de vents au droit du talus continental [HOLLAND et al., 2019 ; SILVANO et al., 2022] mais plutôt une forte corrélation entre les anomalies de vents et ENSO. Pendant El Niño, les eaux du plateau continental peuvent se réchauffer de +0,5°C [HUGUENIN et al., 2024] et l'augmentation prévue de la variabilité d'El Niño devrait accélérer le réchauffement de l'océan du plateau antarctique [CAI et al., 2023].

ENSO est considéré comme le principal facteur de variabilité du climat mondial à l'échelle inter-annuelle et décennale et STEIG et al. [2012] suggèrent que l'influence de la variabilité du Pacifique tropical domine la variabilité en Mer d'Amundsen. Les anomalies des vents d'est en Amundsen sont associées à l'affaiblissement de la dépression de la mer d'Amundsen (ASL), qui fait partie d'une réponse globale aux anomalies de convection atmosphérique dans le Pacifique tropical qui se propagent vers la mer d'Amundsen sous la forme d'un train d'ondes de Rossby stationnaire [STEIG et al., 2012]. Ainsi, les phases El Niño de l'ENSO peuvent créer une anomalie de pression atmosphérique anticyclonique au-dessus des mers d'Amundsen et de Bellingshausen. Les phases La Niña ont généralement l'effet inverse en renforçant le système de basse pression de la mer d'Amundsen. HAIGH & HOLLAND [2024] démontrent que la variabilité de la glace de mer, au nord du talus continental qui influe sur l'apport de CDW sur le plateau continental, est liée à la variabilité du Pacifique tropical.

3. Projection de contribution de l'Antarctique au niveau des mers : courir à vau-l'eau...

3.1. Loin d'être une goutte d'eau dans l'océan !

Les projections de contribution de la calotte antarctique au niveau des mers reposent sur les modèles numériques. Le Tableau I.5 présente les estimations de contribution en 2100 et 2300 issues

TABLEAU I.5 – Projection de contribution au niveau des mers (en cm) de la calotte antarctique d'ici 2100 et 2300 pour les scénarios de faibles émissions (Low GHG, RCP2.6/SSP1-2.6) et de fortes émissions de gaz à effet de serre (High GHG, RCP8.5/SSP5-8.5) selon la littérature postérieure à 2020. Les valeurs entre crochets représentent les valeurs minimales et maximales de projection selon la gamme précisée dans la dernière colonne. L'année de référence précisée dans l'avant dernière colonne correspond à l'année à partir de laquelle la contribution au niveau des mers est comptabilisée.

| | Low GHG 2100 | High GHG 2100 | Low GHG 2300 | High GHG 2300 | RCP SSP | année ref | range % |
|---------------------------------|-----------------|------------------|-----------------|------------------|------------|--------------|------------|
| Levermann et al. [2020] | [+4; +37] | [+6; +58] | | | RCP | 1900 | 90 |
| Seroussi et al. [2020] | [-1; +16] | [-8; +30] | | | RCP | 2015 | 100 |
| Payne et al. [2021] | [-5; +1] | [-9; +11] | | | SSP | 2015 | 100 |
| Edwards et al. [2021] | [-5; +14] | [-5; +14] | | | SSP | 2015 | 90 |
| DeConto et al. [2021] | [+7; +12] | [+20; +53] | [+71; +136] | [+687; +1355] | RCP | 2000 | 83 |
| Fox-Kemper et al. [2021] | [-1; +41] | [+0; +57] | | | SSP | 95.14 | 90 |
| Lowry et al. [2021] | [+12; +44] | [+21; +56] | [+45; +157] | [+196; +379] | RCP | 2000 | 95 |
| Siahaan et al. [2022] | [-3; -2] | [+2; +3] | | | SSP | 2015 | 100 |
| Turner et al. [2023] | | | [-10; +150] | | SSP | 2020 | 95 |
| Coulon et al. [2024] | [-8; +15] | [-10; +16] | [-26; +156] | [+46; +452] | SSP | 2015 | 95 |

(i) de modèles d'écoulement glaciaire forcés par des modèles climatiques, mais également (ii) de modèles climatiques plus avancés intégrant les calottes glaciaires [SIAHAAN et al., 2022] afin de mieux représenter les interactions de la calotte avec l'océan et l'atmosphère.

En 2100, les projections sont peu sensibles au scénario d'émission de gaz à effet de serre (colonnes 1 et 2, Tab. I.5), excepté pour l'étude de DECONTO et al. [2021] qui inclut le processus d'instabilité des falaises marines. Cette absence d'émergence d'un signal clair au cours du 21^{ème} siècle vis-à-vis du scénario d'émission de gaz à effet de serre a déjà été évoquée par LOWRY et al. [2021]. En revanche, l'estimation de contribution au niveau des mers est très variable selon l'étude, avec parfois des gammes qui ne se chevauchent pas, telles que les études de DECONTO et al. [2021]; LOWRY et al. [2021] et de PAYNE et al. [2021]; SIAHAAN et al. [2022]. Ces différences peuvent résulter de la sensibilité future de la fonte basale au réchauffement de l'océan et du processus d'instabilité des falaises marines [FOX-KEMPER et al., 2021]. La majorité des études indique une médiane positive. Il est probable que la calotte antarctique continue à perdre de la masse au cours du 21^{ème} siècle. Ainsi, les pertes dynamiques dues au réchauffement des océans et à la désintégration des plateformes de glace continueront probablement à dépasser l'augmentation des chutes de neige (confiance moyenne) [FOX-KEMPER et al., 2021].

En 2300, les projections sont très variables selon les études (de -0,26 m à 13,55 m) et au sein même des études (colonnes 3 et 4, Tab. I.5). Il est très probable que la perte de masse de l'Antarctique sera plus importante au-delà de 2100 mais la large gamme de projections signifie qu'il n'existe qu'une faible confiance dans la contribution probable de la calotte antarctique au niveau des mers. Une grande incertitude demeure quant au rôle des instabilités de la calotte (MISI) ou des falaises (MICI) en cas d'émissions très élevées (voir sous-partie suivante).

Une contribution négative du changement du bilan de masse de surface (SMB) de l'Antarctique au niveau des mers est prévue au cours du 21^{ème} siècle (i.e., une atténuation de l'élévation du niveau des mers), en raison de l'augmentation des chutes de neige associée à des températures de l'air plus

élevées. Les modèles CMIP6 indiquent un changement de SMB entre 2000 et 2015 de l'ordre de $-0,07 \pm 0,04$ m d'équivalent de niveau des mers (SLE) pour le scénario SSP5-8.5 [GORTE et al., 2020] et une sensibilité du SMB à la température de l'air de 6.0 à 9.9% °C⁻¹ [PREVIDI & POLVANI, 2016]. Les projections de contribution au niveau des mers ISMIP6 montrent une contribution négative du SMB à l'élévation du niveau des mers essentiellement en Antarctique de l'Est et négligeable dans les autres régions [SEROUSSI et al., 2020]. Cependant, pour les scénarios les plus défavorables (SSP5-8.5), l'influence de l'atmosphère pourrait devenir dominante après 2100 en devenant un facteur d'amplification de la perte de masse. COULON et al. [2024] montrent que cette transition se produit lorsque le réchauffement de la surface de l'Antarctique dépasse un seuil critique de +7.5°C, à partir duquel l'augmentation du ruissellement de surface l'emporte sur l'augmentation de l'accumulation de neige et participe à la perte de masse de la calotte.

L'amplitude de l'augmentation de la fonte basale fait encore débat et le dernier rapport du GIEC indique que les projections de hausse de la fonte sont encore peu fiables [SEROUSSI et al., 2020; FOX-KEMPER et al., 2021]. En mer d'Amundsen, deux études récentes, fondées sur des modèles océaniques, montrent que le taux de fonte devrait être multiplié par 1.4 -2.2 (entre 1989-2009 et 2080-2100) [JOURDAIN et al., 2022] ou représenter entre 110 et 185% siècle⁻¹ (% par rapport à la période 1920-1949) pour le scénario RCP8.5 [NAUGHTEN et al., 2023]. Cette augmentation est modérée dans le cadre de scénarios d'émissions de gaz à effet de serre plus favorables en raison de la variabilité interne [NAUGHTEN et al., 2023]. A l'échelle de l'Antarctique, les conditions climatiques typiques de la fin du 23^{ème} siècle sous le scénario SSP5-8.5 pourraient entraîner une hausse sans précédent de la fonte basale, qui pourrait passer de 1180 Gt an⁻¹ à plus de 15700 Gt an⁻¹ [MATHIOT & JOURDAIN, 2023]. Les projections de fonte à partir de modèles de calotte sont, elles, très diverses en raison du choix de la paramétrisation de fonte et du calage des paramètres [SEROUSSI et al., 2020].

3.2. Mécanismes émergents

3.2.1. Instabilités

L'une des principales incertitudes concernant les futures pertes de masse en Antarctique est la possibilité de pertes de glace rapides et/ou irréversibles en raison de l'instabilité des parties flottantes de la calotte, via les mécanismes d'instabilité de calotte marine (MISI) et d'instabilité des falaises de glace marine (MICI). Ces mécanismes peuvent en effet conduire à un effondrement de l'Antarctique de l'Ouest [FOX-KEMPER et al., 2021].

L'instabilité de calotte marine est un mécanisme de rétroaction par lequel, en l'absence d'effet d'arc-boutant de la plateforme de glace, la ligne d'échouage est intrinsèquement instable et recule jusqu'à ce qu'elle atteigne un socle en pente ascendante. Des simulations de modèles de calotte glaciaire qui suppriment toutes les plateformes de glace montrent une perte de masse de l'Antarctique équivalente à 2-10 m d'élévation du niveau des mers après 500 ans en raison de l'instabilité de calotte marine [SUN et al., 2019]. Les pertes de masse se produisent dès le premier siècle et l'Antarctique de l'Ouest est la région la plus touchée. HILL et al. [2023] suggèrent que le retrait des lignes d'échouage n'est pas encore irréversible ou auto-entretenu et BAMBER & DAWSON [2020] démontrent qu'une instabilité de calotte marine n'est pas imminente. En revanche, ROSIER et al. [2021] suggèrent que la fonte

basale pourrait entraîner une instabilité de calotte marine en raison d'un effondrement complet de la plateforme de Pine Island pour une augmentation de la température de l'océan de $+1.2^{\circ}\text{C}$, REESE et al. [2023] soulignent que les glaciers de la région d'Amundsen pourraient devenir instables et GARBE et al. [2020] montrent que l'Antarctique de l'Ouest pourrait s'effondrer pour un réchauffement de $+2^{\circ}\text{C}$ par rapport aux conditions préindustrielles. Enfin, l'intercomparaison des modèles de calottes dans le cadre d'ISMIP6-2300 prévoit un effondrement de vastes secteurs de l'Antarctique de l'Ouest d'ici 2300 dans 30 à 40% des modèles de l'ensemble. A noter que la variabilité climatique interne pourrait soit ralentir [HOFFMAN et al., 2019] ou amplifier [ROBEL et al., 2019] l'instabilité.

L'instabilité de falaise marine (MICI) décrit un vêlage rapide et non atténué du glacier, déclenché par l'effondrement de la plateforme de glace. Cependant, étant donné l'absence de consensus sur le mécanisme exact de la MICI et les preuves limitées de son occurrence dans le présent ou le passé [BASSIS et al., 2024], son potentiel d'influence sur l'élévation future du niveau des mers reste très incertain [FOX-KEMPER et al., 2021]. Pour cette raison, l'instabilité de falaises de glace marine n'est que rarement représentée dans les modèles de calottes.

3.2.2. Désintégration des plateformes de glace (hydrofracturation)

Les plateformes glaciaires de l'Antarctique modulent l'écoulement des glaciers en amont en constituant un rempart. La modélisation de leur affaiblissement ou de leur désintégration par hydrofracturation est donc cruciale pour déterminer le moment et l'ampleur de la perte de masse et éventuellement l'apparition d'instabilités. L'hydrofracturation est le processus par lequel la pression exercée par les eaux de fonte de surface infiltrée dans les crevasses favorise l'élargissement de ces dernières. Cependant le seuil, et donc la date, à partir duquel les plateformes de glace se désintégreraient reste très incertain. Le niveau exact de réchauffement nécessaire au déclenchement d'un ruissellement important dépend de la quantité de neige tombée ainsi que de la température et de la densité de la neige LINDEN et al. [2023]. TRUSEL et al. [2015] ne s'attendent pas à une perte généralisée des plateformes de glace avant la fin du 21^{ème} siècle. GILBERT & KITTEL [2021] estiment que 34% des plateformes de glace pourraient être vulnérables à la désintégration en cas de réchauffement de 4°C par rapport aux niveaux préindustriels (équivalent au scénario SSP2-4.5 en 2080-2100). Enfin JOURDAIN et al. [subm] estiment que la majorité des plateformes de glace ne sont pas concernées par la désintégration sous le scénario SSP1-2.6 mais toutes sont vulnérables à l'hydrofracturation avant 2130 sous le scénario d'émission de gaz à effet de serre SSP5-8.5.

Les simulations ISMIP6-2100 qui appliquent un scénario d'effondrement des plateformes glaciaires ne montrent qu'une faible augmentation de la perte de masse de la calotte d'ici 2100 (environ 0-0.04 m), principalement au droit de la Péninsule [SEROUSSI et al., 2020]. En revanche l'exercice d'intercomparaison ISMIP6-2300 montre que les simulations incluant l'effondrement des plateformes de glace conduisent à une augmentation moyenne supplémentaire de $+1.1$ m d'ici 2300 [SEROUSSI et al., 2023].

3.3. Sources d'incertitudes

Les exercices d'intercomparaison ISMIP6 ont permis d'identifier les principales sources d'incertitudes quant aux projections de contribution à l'élévation du niveau des mers de la calotte antarctique. Les principales sources d'incertitudes identifiées sont détaillées ci-dessous :

- **physique des modèles de calotte** : La physique du modèle a été identifiée comme la première source d'incertitude dans les projections de contribution de la calotte au niveau des mers [SEROUSSI et al., 2020 ; SEROUSSI et al., 2024]. En considérant uniquement les pertes de masse dynamiques, cette incertitude représente 52% de l'incertitude totale [SEROUSSI et al., 2023]. Cette incertitude peut être liée notamment au choix de la loi de frottement [BRONDEX et al., 2019], à la résolution du maillage ou au calage des paramètres de frottement et de viscosité.
- **représentation de la fonte basale** : la seconde source d'incertitude est la représentation de la fonte basale [22% de l'incertitude totale, SEROUSSI et al., 2023], autant le choix de la paramétrisation que le calage des paramètres associés. Pour davantage de détail, le lecteur peut se référer à la section 2.3.3.
- **forçage climatique** : Le choix du forçage climatique représente la troisième source d'incertitude [13% de l'incertitude totale, SEROUSSI et al., 2023]. Ces incertitudes sont liées aux biais des modèles de climat, à leur résolution grossière ainsi qu'à l'absence de représentation de processus clefs comme les flux d'eaux douces issues des plateformes de glace, ou les processus liés à la neige.
- **représentation des mécanismes émergeant** : bien que leur potentiel d'élévation du niveau des mers soit important, les mécanismes émergeant décrits dans la section précédente, à savoir la désintégration des plateformes de glace et leur instabilité sont une source non négligeable d'incertitudes.
- **état initial** : l'état initial de la calotte, notamment sa géométrie peut avoir un impact non négligeable sur la perte de masse de la calotte [SEROUSSI et al., 2019].

Certaines sources d'incertitudes ne sont pas explorées, par exemple l'influence de la variabilité climatique interne.

4. Concept de détection/attribution appliqué à l'Antarctique : ça (ne) coule (pas) de source !

4.1. Principe : Détection/Attribution

Le concept de détection/attribution du changement climatique est essentiel dans l'élaboration des politiques d'adaptation et d'atténuation puisqu'il permet :

- l'identification de la part de variabilité dite naturelle, indépendante de l'action humaine et donc irréductible, de celle d'origine anthropique, réductible, sur laquelle il est possible d'agir,
- dans certains cas, l'identification du/des forçage(s) anthropique(s) (gaz à effet de serre, aérosols, ozone. . .) responsable(s) du changement observé.

La **détection** consiste à **déterminer s'il existe un changement climatique**, autrement dit, identifier si la variabilité observée ou modélisée dépasse la variabilité interne du système climatique (Fig. I.11a). La variabilité interne résulte de processus intrinsèques au système climatique issus de la nature chaotique de la dynamique de l'océan, de l'atmosphère et de la cryosphère mais aussi des non-linéarités au sein de leurs interactions. Si la détection est avérée, l'**attribution** consiste à **déterminer les contributions relatives des forçages à l'origine de ces changements** (par exemple forçage naturel vs. forçage anthropique).

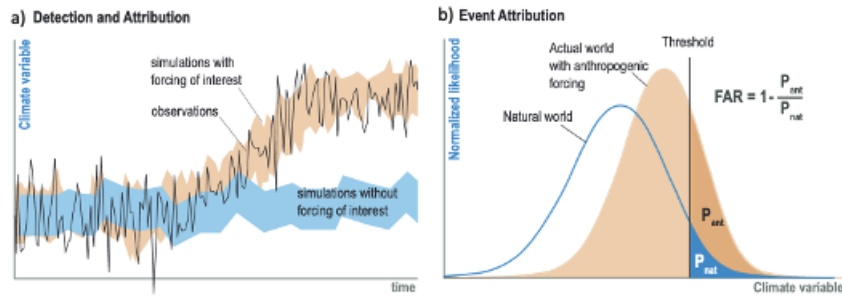


FIGURE I.11 – Schéma illustrant le concept de détection attribution. (a) Cadre statistique de la détection/attribution utilisé pour déterminer si un changement se produit ou non (détection), et si ce changement détecté est causé par un ensemble particulier de forçages (par exemple, les gaz à effet de serre) (attribution). (b) Cadre statistique pour l'attribution d'un événement (ex : événements extrêmes) et fraction du risque attribuable associé. La fonction de densité de probabilité bleue (beige) indique la probabilité d'apparition d'une valeur particulière d'une variable climatique d'intérêt dans des conditions naturelles (actuelles = avec forçage anthropique). Les zones correspondantes au-dessus du seuil indiquent les probabilités P_{nat} et P_{ant} de dépassement de ce seuil. La fraction de risque attribuable (donnée par $FAR = 1 - P_{ant}/P_{nat}$) indique la probabilité qu'un événement particulier se soit produit à la suite d'un changement anthropique [adapté de STOTT et al., 2016]. L'illustration est adaptée de OPPENHEIMER et al. [2019].

Les méthodes basées sur la régression linéaire multivariée ont été très largement utilisées pour l'attribution d'un changement détecté à différents facteurs externes (e.g., la hausse de la température de l'air). Elles reposent sur l'estimation des empreintes des changements climatiques forcés à partir de l'analyse des observations et des modèles climatiques. Elles requièrent typiquement une simulation de contrôle non forcée (largement modulée par la variabilité interne, en bleu sur la Figure I.11a) et des simulations historiques incluant les forçages externes naturels et anthropiques (en beige sur la Figure I.11a). Les observations sont régressées linéairement sur les réponses simulées des forçages externes à l'aide de ces empreintes [RIBES et al., 2013]. Ces méthodes sont généralement fondées sur l'hypothèse d'additivité [HASSELMANN, 1993]. Elles supposent que le changement observé consiste en une combinaison linéaire de signaux extérieurs (forçages externes naturels et anthropiques) et de la variabilité interne (considérée comme le résidu de la différence entre le changement observé et les changements liés aux forçages externes).

La variabilité interne simulée doit être évaluée avec précaution afin d'éviter qu'un signal soit faussement détecté en raison d'une sous-estimation de cette variabilité. La variabilité simulée par le modèle est généralement vérifiée en comparant la variance modélisée des simulations non forcées avec la variance résiduelle observée à l'aide d'un test de cohérence résiduelle standard ou un test amélioré [EYRING et al., 2021].

Si cette méthode est adaptée à l'étude de détection/attribution pour des variables peu impactées par les non-linéarités et à grande échelle spatiale et temporelle, son extension à toute variable climatique, échelle temporelle ou spatiale n'est pas toujours pertinente. Ainsi, pour l'attribution des événements extrêmes, d'autres méthodes d'attribution existent. Ces méthodes purement statistiques [STOTT et al., 2016] reposent sur la comparaison, au delà d'un certain seuil, des fonctions de densité de probabilité dans les cas naturel P_{nat} (en bleu, Fig. I.11b) et en présence du forçage anthropique P_{ant} (en beige, Fig. I.11b). La fraction du risque attribuable FAR (donnée par $FAR = 1 - P_{ant}/P_{nat}$, Fig. I.11b) indique alors la probabilité qu'un événement particulier se soit produit en raison d'un changement anthropique. De nouvelles méthodes plus hybrides font leur apparition en combinant à la fois statistiques et physique [méthode des analogues, FARANDA et al., 2022].

4.2. Application à l'Antarctique : Rendez-vous chaotique en terre inconnue

Si le rôle des émissions de gaz à effet de serre d'origine anthropique a été clairement mis en évidence dans la hausse contemporaine du niveau des mers à l'échelle planétaire, l'attribution des causes de la fonte accélérée de la calotte antarctique aux émissions anthropiques et/ou à la variabilité interne n'a, elle, pas encore été tranchée [MASSON-DELMOTTE et al., 2021]. Cela résulte en partie de la complexité d'appliquer les méthodes traditionnelles de détection/attribution à l'Antarctique.

4.2.1. Approche via modèle d'écoulement glaciaire : marin d'eau douce deviendra grand

Il n'existe, actuellement, aucune étude de détection/attribution complète de l'influence anthropique sur la perte de masse de l'Antarctique (et donc sur sa contribution au niveau des mers). Néanmoins, de nouveaux cadres d'études prometteurs, basés sur des approches probabilistes, émergent sur des cas idéalisés de retrait d'un glacier émissaire synthétique [CHRISTIAN et al., 2022 ; BRADLEY et al., 2024].

BRADLEY et al. [2024] prône l'utilisation de méthodes probabilistes avec une calibration bayésienne avec la métrique *contribution au niveau des mers*. Les premiers résultats montrent que la distribution de l'élévation du niveau des mers révèle les signatures caractéristiques du forçage anthropique, avec une augmentation de la médiane et du poids de la queue de distribution. Pour améliorer la fiabilité de l'étude d'attribution, ces travaux recommandent l'utilisation d'un grand ensemble considérant, en parallèle, à la fois les incertitudes résultant des paramètres mal contraints du modèle et de la variation stochastique des forçages climatiques. Malgré ces avancées, le passage d'un cas d'étude synthétique à un cas d'étude réel est un chemin encore semé d'embûches.

L'application de la méthode traditionnelle de détection/attribution à l'Antarctique et le passage à des cas réalistes sont entravées par plusieurs difficultés. En voici une liste non exhaustive :

- **présence d'une forte variabilité interne dans la région** : L'Antarctique est marquée par une forte variabilité interne, d'ordre de grandeur similaire à celle induite par l'Homme sur les tendances des vents [importantes pour la fonte basale, HOLLAND et al., 2022], voire supérieure sur les tendances relatives au bilan de masse de surface [PREVIDI & POLVANI, 2016]. Elle se manifeste aussi bien à l'échelle interannuelle [El Niño, BODART & BINGHAM, 2019] que multidécennale [té-

léconnexion avec le Pacifique Tropical, JENKINS et al., 2016 ; HOLLAND et al., 2019 ; ENGLAND, 2021]. Cette forte variabilité complique la détection du signal anthropique.

- **comportement non linéaire de la calotte** : Le comportement de la calotte est non linéaire et potentiellement instable, avec un risque de franchissement de seuil irréversible [MASSON-DELMOTTE et al., 2021]. Lorsque les rétroactions entre plusieurs éléments sont positives, la dynamique interne de la glace peut entraîner un recul auto-entretenu qui peut perdurer indépendamment du forçage externe. Les rétroactions atmosphère-glace [GARBE et al., 2020] ou océan-glace [instabilité de calotte marine, ROSIER et al., 2021 ; REESE et al., 2023] pourraient conduire à de tels comportements sous certaines conditions climatiques. L'état initial de la calotte est donc déterminant dans de tels comportements. De plus, la dynamique glaciaire est fortement influencée par la topographie du socle rocheux [direction de la pente du socle rocheux, PATTYN et al., 2012], de la présence de points d'ancrage [WILD et al., 2022], ou la présence du phénomène d'arc-boutant par frottement latérale dans les baies [GUDMUNDSSON, 2013]. En plus des forçages, l'évolution de la calotte dépend donc de sa configuration initiale et de la configuration du socle rocheux.
- **problématique de l'initialisation** : L'initialisation du modèle de calotte doit idéalement être réalisé en 1850, date à laquelle les simulations historiques et Piconrol CMIP6 divergent. La simulation de contrôle préindustriel [piControl, EYRING et al., 2021] du cadre CMIP a été conçue pour modéliser un état climatique stable de quasi-équilibre, sans aucun forçage externe, dans les conditions du milieu du 19^{ème} siècle, c'est-à-dire avant une influence humaine notable. La comparaison au piControl permet de s'assurer que les tendances ne sont pas liées à des dérives de modèles qui ne seraient pas parfaitement équilibrés. En revanche, l'initialisation de la calotte au préindustriel est extrêmement complexe en raison du manque criant de données d'observations. Pourtant, cet état initial est clé car il influence largement l'évolution de la calotte [SEROUSSI et al., 2019].
- **interdépendance des forçages** : L'hypothèse d'additivité de l'influence des forçages (i.e., les changements sont la somme des effets de chaque forçage pris indépendamment) est mise à mal dans les régions pour lesquelles les non-linéarités et les rétroactions sont présentes [e.g., étude du glacier d'Argentièrre dans les Alpes, CLAUZEL et al., 2023]. C'est particulièrement vrai en Antarctique en raison du nombre important de processus à l'origine du retrait de la calotte liés aux interactions avec la glace de mer, aux changements de circulation atmosphérique ou aux rétroactions calotte-océan qui peuvent perdurer indépendamment du forçage externe [FAVIER et al., 2014 ; DE RYDT et al., 2014 ; BRADLEY et al., 2022 ; HOLLAND et al., 2023]. De plus, l'attribution de certains processus aux forçages anthropiques ou à la variabilité interne ne fait pas consensus. Par exemple, en mer d'Amundsen, les tendances aux vents d'ouest au droit du talus continental sont à la fois attribuées au forçage anthropique [GOYAL et al., 2021 ; DALAIDEN et al., 2022] et à la variabilité naturelle du Pacifique tropical [DALAIDEN et al., 2021 ; O'CONNOR et al., 2021]. Or, FYFE et al. [2021] montre que l'impact de cette incertitude sur la différenciation anthropique/naturelle peut être significatif et les expériences d'ensemble de CHRISTIAN et al. [2022] montrent que même des tendances modestes en matière de forçage anthropique pourraient avoir un effet important sur la probabilité de recul de la calotte, en particulier à l'échelle du siècle et à plus long terme. Des méthodes alternatives basées sur des prédicteurs non-linéaires et des réseaux de neurones devraient permettre de s'affranchir de cette

hypothèse d'additivité et de prendre en compte des interactions plus complexes entre les forçages [BÔNE et al., 2023]. Cependant, ces méthodes sont en cours de développement et nécessitent des données suffisamment robustes pour entraîner le réseau de neurones.

- **présence de biais dans les modèles climatiques** : Les modèles climatiques présentent de nombreux biais malgré une constante amélioration [DUNMIRE et al., 2022; EYRING et al., 2021]. CASADO et al. [2023] montrent, à partir d'analyses de carottes de glace, que l'amplitude des variabilités naturelle et forcée atmosphériques est largement sous-estimée en Antarctique par les modèles CMIP5 et CMIP6. Concernant la variabilité océanique, il n'existe à ma connaissance aucune évaluation fiable. Mais l'absence de représentation de la calotte antarctique et la simplification des flux d'eau douce issus de la fonte, dans une grande majorité des modèles climatiques, n'est pas en faveur d'une bonne représentativité de la variabilité océanique. Or, la représentation de la variabilité, notamment naturelle est essentielle pour une détection robuste du signal anthropique. De plus, les modèles CMIP ont une résolution assez grossière ne permettant pas une représentation fine des processus fine échelle [e.g., saturation des névés, turbulence, NOWICKI et al., 2020; STEWART et al., 2019], si bien que leur utilisation en configuration régionale nécessite un ajustement pour corriger les biais et réduire l'échelle des sorties de l'AOGCM à l'échelle régionale [CLAUZEL et al., 2023; JOURDAIN et al., subm]. Néanmoins, la prise en compte de ces biais est de plus en plus intégrée aux méthodes de détection-attribution, via, l'introduction d'une maximisation de vraisemblance [RIBES et al., 2017] ou d'une calibration bayésienne [SCHURER et al., 2018].
- **présence de biais dans les modèles de calottes** : Les modèles d'écoulement glaciaires sont relativement récents et présentent encore des lacunes sur la représentation de certains processus. Leur intercomparaison montre que le choix du modèle est la principale source d'incertitude [SEROUSSI et al., 2023] quant à la perte de masse dynamique de l'Antarctique. L'incapacité des modèles à reproduire les observations historiques soulève des inquiétudes quant à leur capacité à prévoir la perte de masse future de l'Antarctique [ASCHWANDEN et al., 2021] et s'impose comme un défi majeur pour la détection/attribution du changement climatique en Antarctique.
- **réponse à différentes échelles de temps** : La réponse de la calotte antarctique [et de l'océan profond, ARMOUR et al., 2016] aux forçages externes, est relativement tardive comparativement à l'évolution rapide du climat à la surface de la Terre. Il est donc probable que la calotte antarctique continue à évoluer même lorsque le forçage externe se sera stabilisé [GOLLEDGE et al., 2015; CHRISTIAN et al., 2020; KLOSE et al., 2023]. Ce déséquilibre de l'Antarctique avec le forçage climatique actuel [NOBLE et al., 2020] complexifie la détection et l'attribution et nécessite l'étude sur des temps relativement longs [CHRISTIAN et al., 2020].
- **absence de données d'observations sur de longues périodes** : L'absence de données anciennes avant le déploiement des satellites complique grandement la détection. Cela complique notamment l'évaluation de la variabilité interne, l'initialisation des modèles de calotte et la correction des biais des modèles climatiques dans la région.

A cela s'ajoute la problématique calculatoire. Un nombre conséquent de simulations doit être réalisé afin de considérer de manière appropriée les incertitudes liées à la fois aux paramètres du modèle et aux forçages. La représentation de certains processus, comme le retrait de la ligne d'échouage, nécessite une résolution suffisante [SEROUSSI & MORLIGHEM, 2018] sur laquelle il n'est pas possible de

rogner. Enfin, l'émergence des modèles couplés océan/calotte [e.g., BETT et al., 2024], qui permettent de s'affranchir de nombreuses incertitudes à l'interface océan-glace sont également plus coûteux en terme de ressources numériques.

Si la détection/attribution n'est pas encore déterminée avec les modèles de calotte, de nombreux travaux permettent de mieux comprendre la variabilité océanique et atmosphérique en Antarctique et d'apporter des premiers éléments de réponses sur l'influence anthropique. Les principales conclusions de ces études sont détaillées dans le Tableau I.6 et font l'objet des deux paragraphes suivants.

4.2.2. Variabilité océanique : le vent l'emportera...et tout disparaîtra ?

Les études relatives à la variabilité de l'océan se focalisent toutes sur la partie ouest de l'Antarctique, principal secteur de perte de masse depuis plusieurs décennies [voir Tab. I.6, HOLLAND et al., 2019; NAUGHTEN et al., 2022; HOLLAND et al., 2022; NAUGHTEN et al., 2023; O'CONNOR et al., 2023]. L'augmentation du transport des eaux profondes circumpolaires sur le plateau continental, semble avoir causé une augmentation de la fonte sous les plateformes de glace, notamment en Mer d'Amundsen. Pour évaluer l'éventuelle influence anthropique ou naturelle, ces études se fondent sur le lien avéré entre la variabilité du transport des eaux profondes circumpolaires chaudes et celle des vents d'ouest sur la région du plateau continental [THOMA et al., 2008; DUTRIEUX et al., 2014; JENKINS et al., 2016]. Par conséquent, mieux comprendre les sources de changements des vents dans le secteur permettrait de mieux comprendre les facteurs influant sur la fonte de la calotte induite par l'océan.

Le déclenchement du retrait de la ligne d'échouage en Mer d'Amundsen [observé dans les années 40s, SMITH et al., 2017] coïncide avec une période de forte variabilité climatique interne associée au Pacifique tropical [STEIG et al., 2012; JENKINS et al., 2018]. Si cette variabilité naturelle épisodique est la seule cause des changements, alors l'anomalie climatique doit avoir été un événement extrêmement inhabituel, car la calotte glaciaire était auparavant stable depuis des millénaires dans cette région [LARTER et al., 2014; HILLENBRAND et al., 2017]. Cependant, les travaux de O'CONNOR et al. [2023] montrent, bien qu'il ait eu un événement El Niño marquant dans les années 40-42, qu'il est peu probable que l'anomalie des vents d'ouest des années 1940 ait été suffisamment exceptionnelle pour expliquer à elle seule le recul persistant des glaciers de la mer d'Amundsen.

L'ajout d'un forçage anthropique grandissant est une des causes évoquées pour expliquer que les plateformes n'aient pas atteint de nouveau leur état antérieur dans les années 60 lorsque la variabilité interne s'est inversée. Les simulations de modèles climatiques et océaniques montrent que les anomalies chaudes dans la mer d'Amundsen sont devenues de plus en plus fréquentes au cours du 20^{ème} siècle et entraînent une augmentation de la fonte des plateformes de glace, en raison du forçage anthropique qui affaiblit les vents d'est et induit une tendance aux vents d'ouest [HOLLAND et al., 2019; GOYAL et al., 2021; DALAIDEN et al., 2022; NAUGHTEN et al., 2022]. Ainsi, les travaux de HOLLAND et al., 2019 suggèrent que la perte de masse actuelle résulte d'un déséquilibre de fonte d'origine anthropique modulé par la variabilité tropicale naturelle et les rétroactions glace-océan. La fréquence croissante des anomalies chaudes est associée à l'accélération des vents d'ouest au-dessus de l'océan profond, forcée par les gaz à effet de serre (depuis les années 1960) et le déclin de la couche d'ozone (depuis

TABLEAU I.6 – Tableau synthétique de l’ensemble des études abordant la détection/attribution en Antarctique. Les 4 colonnes détaillent (i) l’outil utilisé pour estimer l’influence anthropique, (ii) l’entité étudiée (océan ou atmosphère), (iii) le secteur de l’Antarctique étudié et (iv) la conclusion principale de l’étude.

| | Outils | entité étudiée | secteur étudié | influence anthropique vs. naturelle |
|-------------------------------------|--|--|----------------|---|
| Previdi & Polvani [2016] | modèle climatique | atmosphère proxi : SMB | total | le signal du changement climatique anthropique durant la seconde moitié du 20 ^{ème} siècle est faible comparé à la forte variabilité climatique naturelle, mais ce signal devrait émerger d’ici le milieu du 21 ^{ème} siècle |
| Holland et al. [2019] | observations + modèle climatique | océan proxi : vents | Ouest | forte variabilité interne liée au Pacifique tropical à laquelle est superposée le forçage anthropique. Anomalie chaude en Amundsen en 1940 d’origine naturelle, mais absence d’anomalie froide ensuite en raison de l’impact croissant du forçage anthropique |
| England [2021] | modèle climatique | atmosphère proxi : T_{air} | total | forte variabilité interne liée au Pacifique tropical, surtout dans le secteur ouest |
| Naughten et al. [2022] | modèle océanique | océan proxi : vents, T_{ocean} , fonte basale | Ouest | tendance des vents (liée de manière croissante au forçage anthropique) entraîne des anomalies de fonte sous les plateformes de glace en modifiant le transport des eaux chaudes sur le plateau continental |
| Dalaiden et al. [2022] | observations + modèles climatiques | atmosphère proxi : $Accu_{neige}$, T_{air} , pression | Ouest | les changements climatiques de surface depuis 1950 résultent du forçage anthropique, en particulier des gaz à effet de serre et de l’amincissement de la couche d’ozone |
| Holland et al. [2022] | reconstructions paléoclimatiques + modèle climatique | océan proxi : vents | Ouest | en plus de HOLLAND et al. [2019], influence croissante du forçage anthropique liée au gaz à effet de serre (depuis les années 60s) et l’amincissement de la couche d’ozone (depuis les années 80s) |
| Casado et al. [2023] | carottes de glace | atmosphère proxi : T_{air} | total | preuve de l’amplification polaire à l’échelle régionale et continental. Les modèles CMIP sous-estiment la variabilité interne en Antarctique. |
| Naughten et al. [2023] | modèle océanique | océan proxi : T_{ocean} , fonte basale | Ouest | peu de différence sur les projections de T_{ocean} suivant les scénarios médians et plus ambitieux d’émissions de gaz à effet de serre future en raison de la variabilité interne |
| O’Connor et al. [2023] | reconstructions paléoclimatiques + modèle climatique | océan proxi : vents | Ouest | D’autres facteurs, autre que l’anomalie du vent d’ouest, sont probablement nécessaires pour expliquer ce retrait des plateformes de glace en mer d’Amundsen tels que la variabilité naturelle des conditions océaniques avant les années 40s ou les tendances anthropiques depuis les années 40s. |

les années 1980), et compensée de plus en plus difficilement par la tendance cyclonique centrée sur la mer d’Amundsen issue de la variabilité interne [HOLLAND et al., 2022].

Néanmoins, les reconstructions paléoclimatiques suggèrent que les tendances du vent au 20^{ème} siècle sur le plateau de la mer d’Amundsen, associées à l’approfondissement de la dépression de la mer d’Amundsen, ont été en grande partie générées de manière interne [DALAIDEN et al., 2021 ; O’CONNOR et al., 2021]. Ainsi, la contribution des forçages anthropiques aux changements centennaux du vent dans cette région n’est pas claire. STEIG et al. [2009] souligne également que le réchauffement accru en Antarctique de l’ouest n’est pas seulement attribuable à la variabilité des vents, mais également aux changements régionaux de la circulation atmosphérique et des changements associés à la température de surface et à la glace de mer.

Les changements de forçage ont également pu être amplifiés par des rétroactions positives liées à la dynamique de la calotte ou de l’océan. Ces rétroactions peuvent être liées à la topographie du socle rocheux, notamment la direction de sa pente, la présence de point d’ancrage ou de zone de confinement [PATTYN et al., 2012 ; GUDMUNDSSON, 2013 ; WILD et al., 2022], la présence d’endommagement [LHERMITTE et al., 2020] ou de vèlage [BRADLEY et al., 2022] ou encore les changements océaniques induits par l’eau douce et les icebergs [BETT et al., 2020]. Cependant, un recul purement instable et auto-entretenu n’est pas la seule explication à la perte de masse en Antarctique de l’ouest car la fonte basale reste corrélée à la variabilité de l’océan [JENKINS et al., 2018 ; SILVANO et al., 2022], en particulier à des échelles de temps décennales et plus longues [SNOW et al., 2017].

4.2.3. Variabilité atmosphérique : il y a de l’eau dans le gaz

Tout comme pour l’océan, la bataille entre forçages naturel et anthropique fait rage dans l’atmosphère et l’attribution ne fait pas consensus. L’influence anthropique sur le bilan de masse de surface de l’Antarctique, qui devrait compenser partiellement les pertes de masse dynamique par des augmentations des chutes de neige, est actuellement masquée par une forte variabilité naturelle. Le signal du changement climatique anthropique devrait émerger d’ici le milieu du 21^{ème} siècle [PREVIDI & POLVANI, 2016]. Certaines études insistent sur la forte variabilité interne dans le secteur ouest de l’Antarctique [ENGLAND, 2021] alors que d’autres soulignent l’importance de l’influence anthropique sur les changements climatiques récents (après 1950), notamment liés aux gaz à effet de serre et à l’amincissement de la couche d’ozone [DALAIDEN et al., 2022]. CASADO et al. [2023] attire l’attention sur le problème de représentativité de la variabilité interne atmosphérique dans les modèles climatiques, faussant possiblement de nombreuses études, mais suggère qu’il existe déjà des preuves de l’amplification polaire, c’est à dire un effet du changement d’origine anthropique, en Antarctique.

5. Objectif de la thèse

Cette thèse se focalise sur le premier défi évoqué à la section 1.3.1, c’est à dire identifier l’influence relative du forçage anthropique et de la variabilité interne naturelle sur la perte de masse croissante de la calotte antarctique. L’exploration de cette problématique s’articule en trois questions.

Question 1 : Quelles conditions climatiques favorisent l’apport des eaux circumpolaires profondes en mer d’Amundsen ?

Les satellites révèlent que la calotte perd de la masse via la fonte massive induite par l’océan au droit des terminaisons flottantes de ses glaciers, notamment dans les secteurs d’Amundsen et d’Aurora, en raison d’un apport d’eaux circumpolaires profondes (CDW) relativement chaudes sur le plateau continental. Ces régions, où persiste une forte fonte basale, semblent être les premières régions à avoir été déstabilisées, dès les années 40 dans la région d’Amundsen et au moins depuis les années 70 dans la région d’Aurora (abritant la plateforme glaciaire de Totten) alors que les autres secteurs sont restés relativement stables entre les années 70 et 90. Néanmoins, ces données ne permettent pas d’arbitrer si les conditions préindustrielles sont compatibles avec des conditions océaniques froides ou chaudes en mer d’Amundsen ou si cette dernière a basculé dans un état chaud tardivement en raison des changements induits par le forçage anthropique.

Nous explorons ici, à l’aide d’un ensemble de simulations océaniques du secteur d’Amundsen, quelles sont les conditions climatiques qui induisent un basculement de la Mer d’Amundsen d’un état froid vers un état chaud. Si les conditions de basculement sont compatibles avec les changements climatiques observés depuis l’ère préindustrielle (+1°C de hausse de température de l’air) alors l’influence anthropique ne peut être exclue. Dans le cas contraire, une mer d’Amundsen relativement chaude au préindustriel, pourrait suggérer une influence prédominante de la variabilité naturelle.

Question 2 : Est-ce que la variabilité interne joue un rôle considérable sur la perte de masse de la calotte Antarctique au 21^{ème} siècle ?

D’un côté, l’influence anthropique croissante sur le climat, liée notamment aux émissions de gaz à effet de serre, pourrait suggérer que l’influence anthropique sur la perte de masse de la calotte domine au 21^{ème} siècle, reléguant alors la variabilité interne à un rôle secondaire. D’un autre côté, l’Antarctique est assez isolé, et certaines masses d’eau mettent plusieurs siècles avant d’atteindre le pourtour Antarctique.

Ce second volet s’attache donc à caractériser l’effet de la variabilité interne sur la perte de masse future de l’Antarctique. L’étude est fondée sur un ensemble de simulations de contribution de la calotte au niveau des mers, d’ici 2100 sous le scénario médian SSP2-4.5.

Question 3 : Étant donné la variabilité interne marquée, est-on en mesure d’attribuer les pertes de masse observées au forçage anthropique ?

La tentative d’identification des rôles respectifs des influences du forçage externe et de la variabilité interne naturelle dans les pertes de masses observées parachève ces travaux. A cette fin, nous reconstruisons, via une méthode originale d’initialisation, des ensembles d’évolutions de la calotte depuis 1850 avec et sans forçage externe pour plusieurs membres d’un même modèle climatique. La détection d’un signal forcé est ensuite estimée en comparant l’évolution de la perte de masse de la calotte avec et sans forçage externe.

Le schéma ci-contre (Fig. I.12) résume les problématiques abordées lors de cette thèse.

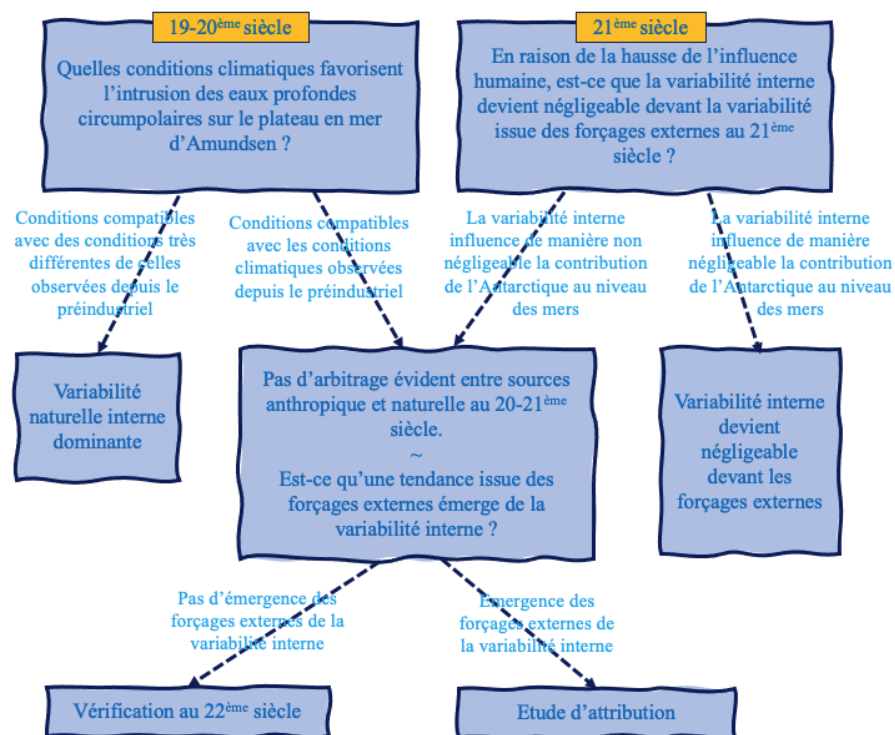


FIGURE I.12 – Schéma résumant les problématiques abordées lors de cette thèse.

Identification des conditions climatiques favorables à l'intrusion des eaux profondes circumpolaires sur le plateau continental en mer d'Amundsen

Ce chapitre correspond à l'article :

Caillet, J., Jourdain, N. C., Mathiot, P., Hellmer, H. H., & Mouginot, J. (2023). Drivers and reversibility of abrupt ocean state transitions in the Amundsen Sea, Antarctica. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 128(1), e2022JC018929.

Cette étude repose sur la configuration régionale du secteur d'Amundsen du modèle océanique NEMO forcée par diverses conditions atmosphériques dont la gamme s'étend des conditions typiques du dernier âge glaciaire aux conditions typiques de l'année 2300 sous le scénarios SSP5-8.5.

1. Abstract & Plain Language Summary

Key Points

- ▲ The currently warm ice-shelf cavities of the Amundsen sector could become or have been cold for slightly colder climatic conditions.
- ▲ The transitions are reversible : cancelling the atmospheric perturbation brings the ocean back to its unperturbed state within a few decades.
- ▲ All the transitions are primarily driven, at multi-decadal scale, by changes in surface buoyancy fluxes over the continental shelf.

Abstract

Ocean warming around Antarctica has the potential to trigger marine ice-sheet instabilities. It has been suggested that abrupt and irreversible cold-to-warm ocean tipping points may exist, with possible domino effect from ocean to ice-sheet tipping points. A $1/4^\circ$ ocean model configuration of the Amundsen Sea sector is used to investigate the existence of ocean tipping points, their drivers, and their potential impact on ice-shelf basal melting. We apply idealized atmospheric perturbations of either heat, freshwater or momentum fluxes, and we characterize the key physical processes at play in warm-to-cold and cold-to-warm climate transitions. Relatively weak perturbations of any of these fluxes are able to switch the Amundsen Sea to an intermittent or permanent cold state, i.e., with ocean temperatures close to the surface freezing point and very low ice-shelf melt rate. The transitions are reversible, i.e., cancelling the atmospheric perturbation brings the ocean system back to its unperturbed state within a few decades. All the transitions are primarily driven by changes in surface buoyancy fluxes resulting from the freshwater flux perturbation or from modified net sea-ice production due to either heat flux or sea-ice advection anomalies. These changes affect the vertical ocean stratification over the continental shelf and thereby the eastward undercurrent at the shelf break, which both impact ice-shelf melting. As sea-ice induced deep convection is already quite limited in present-day conditions, surface buoyancy gain in a warmer climate has relatively little effect on deep ocean properties compared to colder climate conditions.

Plain Language Summary

The West Antarctic Ice Sheet is under the threat of a partial collapse, which would induce rapid global sea level rise. This threat is partly related to the thinning of floating ice shelves, and the consequent retreat of the grounding line, which is a self-sustained ice dynamics process. It is triggered by increased basal melting of the ice shelves, which results from enhanced flow of relatively warm waters onto the continental shelf. It has been suggested that self-sustained ocean processes may lead to abrupt changes in the flow of warm water into ice-shelf cavities, which could facilitate the tipping to a marine ice-sheet instability. Here, we analyze whether such abrupt ocean changes can occur under cold-to-warm or warm-to-cold transitions in the Amundsen Sea, West Antarctica. We use a regional ocean model with a set of idealized local atmospheric perturbations to characterize the thresholds and reversibility of ocean abrupt changes. We find that the currently warm Amundsen Sea could switch

intermittently or permanently to a cold state for relatively weak atmospheric perturbations and could be slightly warmer in the future. All transitions are reversible. The main mechanism involved on decadal scale is related to a change in the surface buoyancy fluxes.

2. Introduction

The West Antarctic Ice Sheet has lost mass over the last few decades and has thus contributed significantly to global sea level rise. Warming of the oceanic sub-surface seems to have caused an increase in melting under floating ice shelves, particularly in the Amundsen Sea [JENKINS et al., 2018]. Depending on the bedrock slope direction [SCHOOF, 2007; PATTYN et al., 2012] and ice-shelf lateral buttressing [GUDMUNDSSON, 2013], a sufficiently strong and persistent increase in basal melting can lead to a Marine Ice-Sheet Instability (MISI), resulting in a self-sustained retreat of the glacier's grounding line and to the acceleration of its flow [FAVIER et al., 2014; JOUGHIN et al., 2014].

Instabilities are triggered above a certain level of ocean warming (critical threshold or tipping point), with the possible existence of multiple thresholds. Thus, ROSIER et al., 2021 estimated that Pine Island Glacier would undergo a MISI and major mass loss for an oceanic warming of $+1.2^{\circ}\text{C}$ relative to the present. GARBE et al., 2020 estimated that a tipping point of $+2^{\circ}\text{C}$ global warming relative to pre-industrial could cause a MISI of the entire West Antarctic Ice Sheet. Tipping points are characterized by a hysteresis, i.e., restoring the forcing to before the occurrence of the tipping point is not sufficient to restore the system to its original state. Identifying these tipping points precisely and linking them to climate projections would allow the effects of future rapid sea level rise to be anticipated and possibly mitigated [HINKEL et al., 2019; DURAND et al., 2022].

The abrupt nature of these ice tipping points in West Antarctica could be enhanced if ocean warming itself were subject to a tipping point. This would be a cascading tipping point, or domino effect [DEKKER et al., 2018; BROVKIN et al., 2021; WUNDERLING et al., 2021]. It has been suggested, that beyond a certain threshold of melting, the Greenland Ice Sheet could induce a sudden weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation, which, in turn, would lead to ocean warming around Antarctica [TURNNEY et al., 2020; WUNDERLING et al., 2021].

Another type of oceanic tipping point has been highlighted in the Weddell Sea [HELLMER et al., 2012; HELLMER et al., 2017]. Reduced sea-ice formation under continued global warming, a freshening of the continental shelf, and increased ocean surface stress could cause the slope current to diverge in the southeast Weddell Sea. The reorientation would facilitate the entry of Warm Deep Water, a cooler variant of Circumpolar Deep Water (CDW), onto the continental shelf and significantly increase basal melting, which would lead to a self-reinforcing process due to the injection of meltwater. The process is irreversible with the twentieth-century atmospheric forcing : only an imposed decrease in basal melt rate can hinder the self-sustaining process.

The Amundsen Sea environment is very different as cavities are already relatively warm [JACOBS et al., 1996 ; JACOBS et al., 2012]. Paleoclimatic indicators suggest that the entire Amundsen continental shelf was covered by an ice sheet (either grounded or floating) at the Last Glacial Maximum [LARTER et al., 2014]. A particularly large retreat of the ice-sheet front and grounding line occurred between 20,000 and 10,000 years BP [LARTER et al., 2014], with further smaller retreats occurring thereafter,

notably around 1945 and 1970 [SMITH et al., 2017]. Ocean temperatures and warming rates during these transitions are not known, but it is possible that oceanic tipping points similar to those reported by HELLMER et al., 2012; HELLMER et al., 2017 for the Weddell Sea occurred in the Amundsen Sea area as well.

In this paper, we analyze under which atmospheric forcing conditions warm-to-cold, cold-to-warm and warm-to-warmer ocean transitions in the Amundsen Sea have occurred or could occur, and we test the reversibility of these transitions, i.e., the presence of hysteresis. We use a regional ocean modelling approach with a set of idealized atmospheric perturbations.

3. Materials and Methods

3.1. Model and configuration

The Nucleus for European Modelling of the Ocean (NEMO) model, version 3.6, including the OPA ocean model [MADEC & NEMO-TEAM, 2016] and the Louvain-la-Neuve sea-ice model LIM-3.6 [ROUSSET et al., 2015], is used in a regional configuration of the Amundsen Sea (Fig. II.1). Our model parameters are similar to JOURDAIN et al., 2019, with a representation of ice–ocean exchange beneath static ice shelves, with melt rate depending on ocean velocity, temperature and salinity [MATHIOT et al., 2017b; JOURDAIN et al., 2017], and barotropic tides prescribed as lateral boundary conditions from seven constituents of the FES2012 tidal model [CARRÈRE et al., 2012; LYARD et al., 2006].

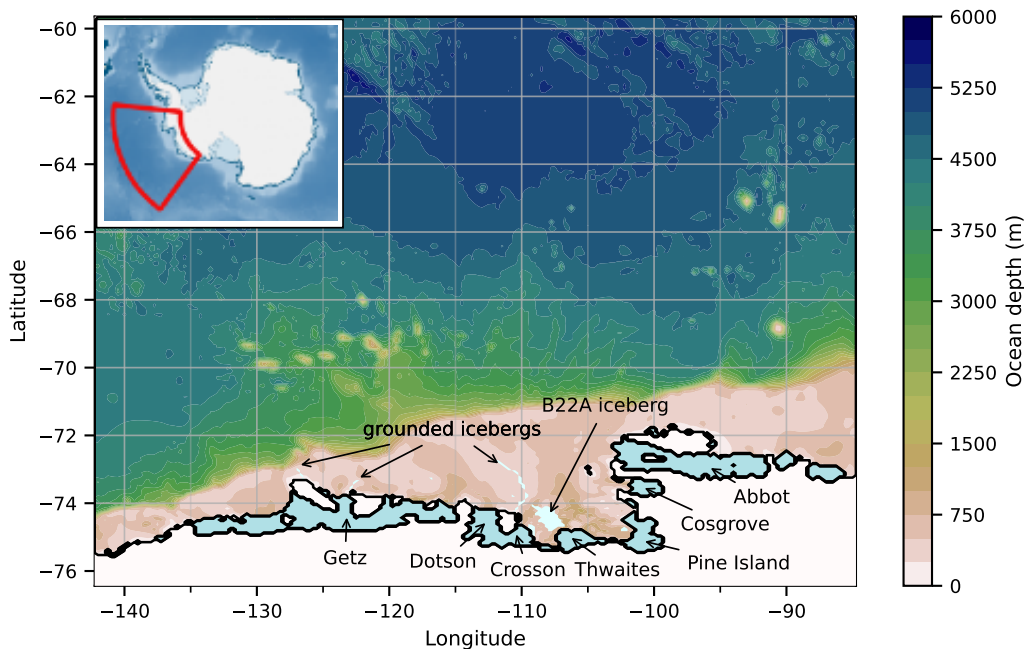


FIGURE II.1 – Used regional configuration of the Amundsen Sea. Bathymetry and ice-shelf draft are from the second version of the BedMachine Antarctica dataset [MORLIGHEM et al., 2020]. Grounded ice is shaded in white, ice shelves are colored in blue and main tabular icebergs in light cyan. The general view is drawn from the geospatial data package Quantarctica [MATSUOKA et al., 2021].

Compared to JOURDAIN et al., 2019, the domain is slightly extended, now covering from 142°W to 85°W and from 76.3°S to 59.8°S, and the resolution is reduced to 1/4° in longitude, i.e., a quasi-isotropic resolution ranging from 14 km at the northern boundary to 6.5 km in the southernmost

part of the domain. Bathymetry, as well as surface and lateral boundary conditions also differ from JOURDAIN et al., 2019 and cover the period 1958-2018 in this study. The period 1958-1968 is left for spin-up and discarded in our analyses.

The bathymetry and ice-shelf draft interpolated on the model grid are from the second version of the BedMachine Antarctica dataset [MORLIGHEM et al., 2020]. This recent dataset represents Thwaites Ice Shelf after its partial collapse. The B22A iceberg as well as other very large tabular icebergs, absent from BedMachine Antarctica, are represented as static flat ice shelves. Their horizontal shape and location are derived from a MODIS-visible image (provided by the US National Snow and Ice Data Center) taken on 5th September 2003. The depth of the B22A iceberg base was calculated as $D = H\rho_w/(\rho_w - \rho_i)$, where ρ_w is the seawater density (1027 kg.m^{-3}), ρ_i the iceberg density (917 kg.m^{-3}), and H the freeboard that is 40.8 m on average for B22A in the altimetry dataset of TOURNADRE et al., 2015. The resulting estimated depth is approximately 380 m, which we apply to the smaller tabular icebergs that are absent from the altimetry dataset. We then assume that these icebergs behave like flat ice shelves if the bathymetry is deeper than 380 m plus two ocean model vertical levels (the minimum water column thickness in NEMO) and like an island (i.e., no water column) if the bathymetry is shallower. The huge B22A iceberg calved from the Thwaites ice tongue in 2002 and has drifted very slowly since then [Antarctic Iceberg Tracking Database BUDGE & LONG, 2018]. A similar calving event occurred in the late 1960s [LINDSEY, 1995]. The resulting iceberg was eventually designated B10 in 1992 when it started a 15-year drift across the Amundsen Sea before breaking up and drifting further away [BUDGE & LONG, 2018]. Numerous smaller icebergs regularly drift westward in the Amundsen Sea and ground on the eastern flank of bathymetric ridges shallower than approximately 400 m [MAZUR et al., 2017]. We therefore artificially place a wall along the 380 m isobath on the eastern flank of Bear Ridge [in a similar way as BETT et al., 2020], north of Siple Island, and on the main ridge in between. These permanent lines of grounded icebergs were shown to favor the formation of polynyas with impact on ice-shelf melting [NAKAYAMA et al., 2014; BETT et al., 2020].

The conditions at the lateral ocean and sea-ice boundaries are derived from the 5-day mean outputs of a global simulation very similar to the one described in MERINO et al., 2018 except that it is spun up from 1958 and that the imposed ice-shelf melt flux increases linearly from 1990 to 2005 and is constant before and after that, with values corresponding to the FRESH+ and FRESH- reconstructions of MERINO et al., 2018. Here, the temperature and salinity boundary conditions are corrected by the difference between the seasonal climatology of the World Ocean Atlas 2018 (WOA18) database [GARCIA et al., 2019] and the seasonal climatology of the global simulation. The global simulation used for boundary conditions represents melting of Lagrangian icebergs [MERINO et al., 2016], and the corresponding 5-day mean melt fluxes are applied as a freshwater flux at the surface of our regional configuration. The atmospheric forcing data are taken from the JRA55-do reanalysis [TSUJINO et al., 2018] between 1958 and 2018. The fluxes between ocean (or sea ice) and atmosphere are calculated using the CORE bulk formulae described in GRIFFIES et al., 2009 and LARGE & YEAGER, 2004.

As Supporting Information, we present a few model experiments that were used to explore the sensitivity to some model parameters (methodology in Appendix 1, Section S2). A “reference configuration” was selected (Appendix 1, Sections S6-S7) based on its fidelity in terms of sea ice extent

variability (Appendix 1, Section S3), temperature and salinity stratification (Appendix 1, Section S4) and ice shelf basal melt rates (Appendix 1, Section S5). The atmospheric forcing fields are perturbed (Section 3.2) to investigate ocean tipping points.

3.2. Atmospheric forcing perturbations

In the following, we investigate three pathways to induce ocean tipping points in the Amundsen Sea through surface flux modifications of either heat, freshwater, or momentum. We decided to consider idealized atmospheric perturbations in order to identify and isolate the processes at play. Thus, each surface flux is perturbed independently. Our perturbations are bounded by typical conditions of the Last Glacial Maximum, i.e., down to -10°C globally relative to the current surface air temperature [MASSON-DELMOTTE et al., 2010], and by typical projections at 2300 under the SSP5-8.5 scenario, i.e., up to $+10^{\circ}\text{C}$ of global warming from the current situation [LEE et al., 2021b]. Climate simulations indicate that the air temperature in the Amundsen Sea rises approximately as much as the global mean temperature, at least from 2000 to 2200 [COLLINS et al., 2013 their Fig. 12.10]. We therefore assume that the Amundsen Sea air temperatures vary uniformly from -10°C to $+10^{\circ}\text{C}$, although this likely neglects polar feedbacks that may become significant for our most extreme perturbations.

The heat flux is perturbed through air temperature within the aforementioned bounds. To limit the impact of this perturbation on evaporation, and thus on the freshwater flux, specific humidity e is also modified to keep the difference between e and the saturation specific humidity e_s unchanged. In other words, we perturbate the sensible heat flux but not the latent heat flux. The modified specific humidity $e(T + \Delta T)$ is calculated through the Magnus empirical fit of the Clausius Clapeyron law [e.g., DONAT-MAGNIN et al., 2021b], here expressed with e in hPa and T in degree Celsius :

$$\left\{ \begin{array}{l} e_s(T) = 6.1094 \exp\left(\frac{17.625 T}{T + 243.04}\right) \\ e_s(T + \Delta T) \approx e_s(T) \exp\left(\frac{17.625 \Delta T}{T + 243.04}\right) \\ e(T + \Delta T) = e(T) + e_s(T + \Delta T) - e_s(T) \end{array} \right. \quad (\text{II.1})$$

For the freshwater flux, we decide to modify precipitation while maintaining the ratio between solid and liquid precipitation for the sake of simplicity (the heat flux associated with snow melting in the ocean is relatively low). Precipitation near Antarctica has been shown to evolve following the Clausius-Clapeyron law [LIGTENBERG et al., 2013; DONAT-MAGNIN et al., 2021b]. The range of variation is therefore indexed to the temperature range considered for the heat flux : precipitation is multiplied by factors between 0.48 and 1.99, corresponding to coldest (-10°C) and warmest ($+10^{\circ}\text{C}$) climatic conditions, respectively.

Ice shelf basal melting highly depends on whether the perturbations are applied only on the continental shelf or on the continental shelf and slope (not shown). We decided to include the continental slope in the perturbed area as this area is relevant for CDW intruding onto the shelf. The ice-shelf melt rates are not sensitive to further northward extension of the perturbation area, which indicates

some robustness of our methodology. For the heat and freshwater flux perturbations, a transition area of 3° in latitude (about 340 km) and 4° in longitude limits the temperature and precipitation gradient, and thus the formation of strong density gradients, between the perturbed and unperturbed areas (Fig. II.2a).

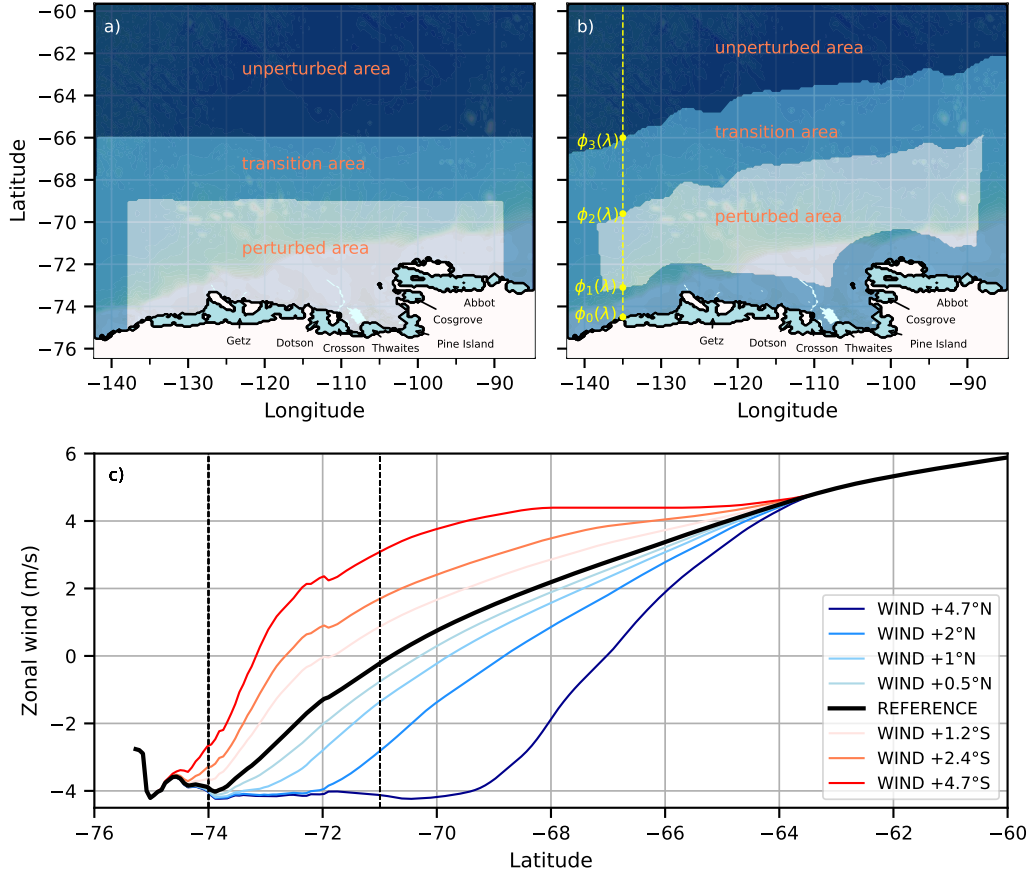


FIGURE II.2 – Location of the perturbed area (a) for heat and freshwater fluxes and (b) for momentum flux. The perturbed area is highlighted in light blue, the transition area in blue and the unperturbed area in dark blue. The transition area avoids the artificial formation of strong density gradient or stress curl. (c) Zonal wind averaged between 100°W and 130°W for the momentum flux perturbations. The shelf break is located in between the two dashed vertical lines.

The momentum flux is perturbed through meridional shifting of winds. To maintain flux independence, only the wind involved in the momentum flux calculation (i.e., ocean and sea-ice surface friction) is modified, while we keep the wind seen by latent and sensible heat fluxes unchanged in the bulk formulae. The applied wind shift ranges between a 4.7° northward shift for coldest (-10°C) climatic conditions [GRAY et al., 2021] and a 4.7° southward shift for warmest ($+10^\circ\text{C}$) conditions [extrapolated from the 2100 CMIP5-RCP8.5 sensitivity described in SPENCE et al., 2014 their Fig. S3].

The momentum flux perturbation is also applied on the continental shelf and over the shelf break, and we put a coastal transition area of 150 km width between the perturbed wind and the katabatic winds near the ice-sheet edges to avoid creating a substantial artificial wind curl perturbation (Fig. II.2b). The perturbed wind u at longitude and latitude (λ, ϕ) for a prescribed shift $\Delta\phi$ (positive

northward) is calculated as follows :

$$\left\{ \begin{array}{l}
 u(\lambda, \phi) = u(\lambda, \phi - \delta\phi) \\
 \text{with :} \\
 \delta\phi = \frac{\phi - \phi_0(\lambda)}{\phi_1(\lambda) - \phi_0(\lambda)} \Delta\phi \quad \text{if } \phi_0(\lambda) \leq \phi < \phi_1(\lambda) \\
 = \min(\Delta\phi, \phi - \phi_i(\lambda)) \quad \text{if } \phi_1(\lambda) \leq \phi < \phi_2(\lambda) \\
 = \frac{\phi_3(\lambda) - \phi}{\phi_3(\lambda) - \phi_2(\lambda)} \Delta\phi \quad \text{if } \phi_2(\lambda) \leq \phi < \phi_3(\lambda) \\
 = 0 \quad \text{if } \phi \geq \phi_3(\lambda)
 \end{array} \right. \quad (\text{II.2})$$

where $\phi_{0-3}(\lambda)$ are shown in Fig. II.2b, $\phi_i(\lambda) = \phi_0(\lambda)$ or $\phi_i(\lambda) = \phi_3(\lambda)$ for a northward or southward shift respectively. Next to the eastern and western domain boundaries, $\delta\phi$ has a linear transition to zero to ensure consistent wind forcing and prescribed ocean lateral boundary conditions. The perturbed zonal winds are shown in Fig. II.2c.

For the three types of perturbations, we conduct simulations with intermediate perturbations between the coldest and warmest climate perturbations in order to better characterize potential tipping points. Perturbations are local, only applied on continental shelf and slope. We do not perturb lateral boundary conditions, i.e., we maintain the presence of CDW in front of the continental shelf in all our simulations. It seems clear that cold conditions would prevail if CDW stopped to exist, and it is more interesting to identify how warm-to-cold abrupt transitions could occur in the presence of CDW.

3.3. Simulations

In order to assess the model response to atmospheric perturbations, we run 61-year simulations over the period 1958-2018. The simulation length is a compromise between computational cost and the description of the natural decadal variability of the ocean system, which can potentially impact the system stability and the occurrence of tipping points. The reference experiment corresponds to the configuration retained after calibration (see Supporting Information) with natural atmospheric and oceanic forcing over the modelled period. The model calibration improves the fidelity of the reference simulation although the interannual variability is smaller than expected (consequences will be discussed in section 5).

The model spin-up is achieved after 10 years, thus, time series are only analyzed for the period 1968-2018. Most of our analyses are done for averages over the period 1988-2018, which overcomes the limited reliability of reanalyses before 1979 [MARSHALL et al., 2022], although we did not observe any specific behavior over this period in regard to the response to the perturbations.

The perturbed runs are identical to the reference run except for the atmospheric forcing. We study three possible types of transition : cold-to-warm transitions as reported by HELLMER et al., 2012; HELLMER et al., 2017 for the Weddell Sea, warm-to-cold and warm-to-warmer transitions related to ancient or distant future climate transitions. When an abrupt ocean transition occurs, reversibility is studied, i.e., for cold-to-warm (C2 in Fig. II.3) and warm-to-cold transitions (C3 in Fig. II.3).

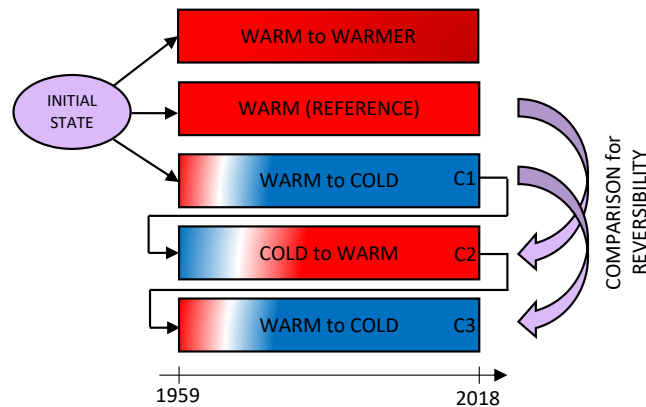


FIGURE II.3 – Simulation set-up. The annotations C1, C2 and C3 correspond to the 1st, 2nd and 3rd simulation cycle, respectively. The warm-to-warmer, warm-to-cold (C1) and cold-to-warm simulations enable us to identify the possible existence of transitions and the atmospheric conditions under which they occur. The cold-to-warm (C2) and warm-to-cold (C3) simulations are used to study their reversibility.

4. Results

4.1. Description of the transitions and their reversibility

For the sake of clarity, this section focuses on the mean melt rate of Pine Island and Thwaites on the one hand, and of Crosson and Dotson ice shelves on the other hand. Cosgrove and Getz ice shelves undergo similar melt transitions, albeit with much lower and higher mean melt values, respectively (not shown).

For Pine Island–Thwaites, the heat flux perturbations lead to a permanent collapse of ice-shelf melting for air cooled by 2.5°C or more, with average melt rates below 0.3 m.w.e.yr⁻¹ (meters of water equivalent per year, i.e., 1 m.w.e.yr⁻¹ = 1000 kg.m².yr⁻¹), comparable to those experienced by the Ronne or Eastern Ross ice shelves [RIGNOT et al., 2013] (Fig. II.4a). The -1°C perturbation leads to a collapse of melt rates after year 2000, while the -0.5°C perturbation keeps relatively high melt rates. Cycling our simulations by repeating the period 1958–2018 indicates that the cooler state over 2000–2018 is related to the forcing data and not to a slow drift of our regional system as melt rates are again high before 2000 in the repeated simulations (not shown). The heat flux perturbations associated with higher air temperatures lead to a limited increase in basal melt rates, with no more than a 34% increase for the +10°C perturbation. The effect of increasing air temperatures seems to saturate, with little differences between +2°C and +10°C warming. Basal melt rates beneath Crosson–Dotson show a similar behavior as Pine Island–Thwaites, with intermittent periods of very low melt rates for perturbations as small as -0.5°C, permanent collapse of melt rates below -2.5°C (melt rate is slightly higher than that of Pine Island–Thwaites with typical values of 0.8–1.0 m.w.e.yr⁻¹), and

a 28% increase in melt rates for +10°C (Fig. II.5a). It can also be noted that the amplitude of the seasonal melt cycle increases in response to warm perturbations for Pine Island–Thwaites but not for Crosson–Dotson.

The freshwater flux perturbations associated with lower precipitation lead to intermittent reductions in melt rates for precipitation reduced by 30% or more for Pine Island–Thwaites (Fig. II.4b). Particularly low melt rates are found in the mid 1970s, early 2000s and late 2010s, but never reach the extremely low values resulting from the heat flux perturbations. This contrasts with Crosson–Dotson for which extended periods of very low melt rates (below 1.1 m.w.e.yr⁻¹) are found when precipitation is reduced by 20% or more (Fig. II.5b). Increased precipitation does not have a strong effect on melt rates, with only 17% and 9% increase in response to doubled precipitation for Pine Island–Thwaites and Crosson–Dotson, respectively.

Finally, the momentum flux perturbations associated with northward-shifted wind at Pine Island–Thwaites results in intermittent decreases in melt rates, which is noticeable for a 2° northward wind shift (Fig. II.4c). An extended collapse of basal melting is found over the period 2000-2018 for a northward wind shift of 4.7°. The extended period of low melt rates matches relatively well with those found for reduced precipitation. Crosson–Dotson is again more sensitive, with extended periods of very low melt rates for northward wind shift by 1° or more (Fig. II.5c). The poleward-shifted winds lead to minor changes in basal melting : less than 5% and 15% increase for Pine Island–Thwaites and Crosson–Dotson, respectively.

We have just shown that abrupt transitions from a permanently high to a permanently low melt state can exist, and we now address the reversibility of these warm-to-cold transitions. We focus on transitions resulting from the strongest perturbations, i.e., air cooled by 10°C, precipitation decreased by 52%, and winds shifted northward by 4.7°, and we revert the atmospheric forcing to zero perturbation to re-run the period 1958-2018 starting from the 2018 perturbed state (Fig. II.3). After 14 to 21 years, all perturbed melt time series go back to the unperturbed state and remain within ±5% of the original time series (Fig. II.6). We conclude that all our warm-to-cold transitions in the Amundsen Sea are reversible. This also means that our description of the warm-to-cold transitions can be reverted to describe the cold-to-warm transitions.

We also evaluate the reversibility of cold-to-warm transitions, bearing in mind that such transitions may have occurred in the past. To do this, we take the final state of the 2nd cycle of 1958-2018 (unperturbed warm-climate (natural) forcing following a first cold-climate perturbed cycle), and we run a 3rd cycle of 1958-2018 again driven by the cold-climate perturbed forcing (Fig. II.3). The two perturbed simulations (1st and 3rd cycle) converge (within ±5%) after 5-6 years for the perturbed heat flux, after 13-20 years for the perturbed freshwater flux and after 24-34 years for the perturbed momentum flux (Fig. II.7). We conclude that the cold-to-warm transitions are also reversible in the Amundsen Sea.

4.2. Physical processes

From a general perspective, the main external drivers of ocean variations are (i) wind stress changes and (ii) surface heat and freshwater fluxes that modify the sea surface buoyancy [e.g., MARSHALL &

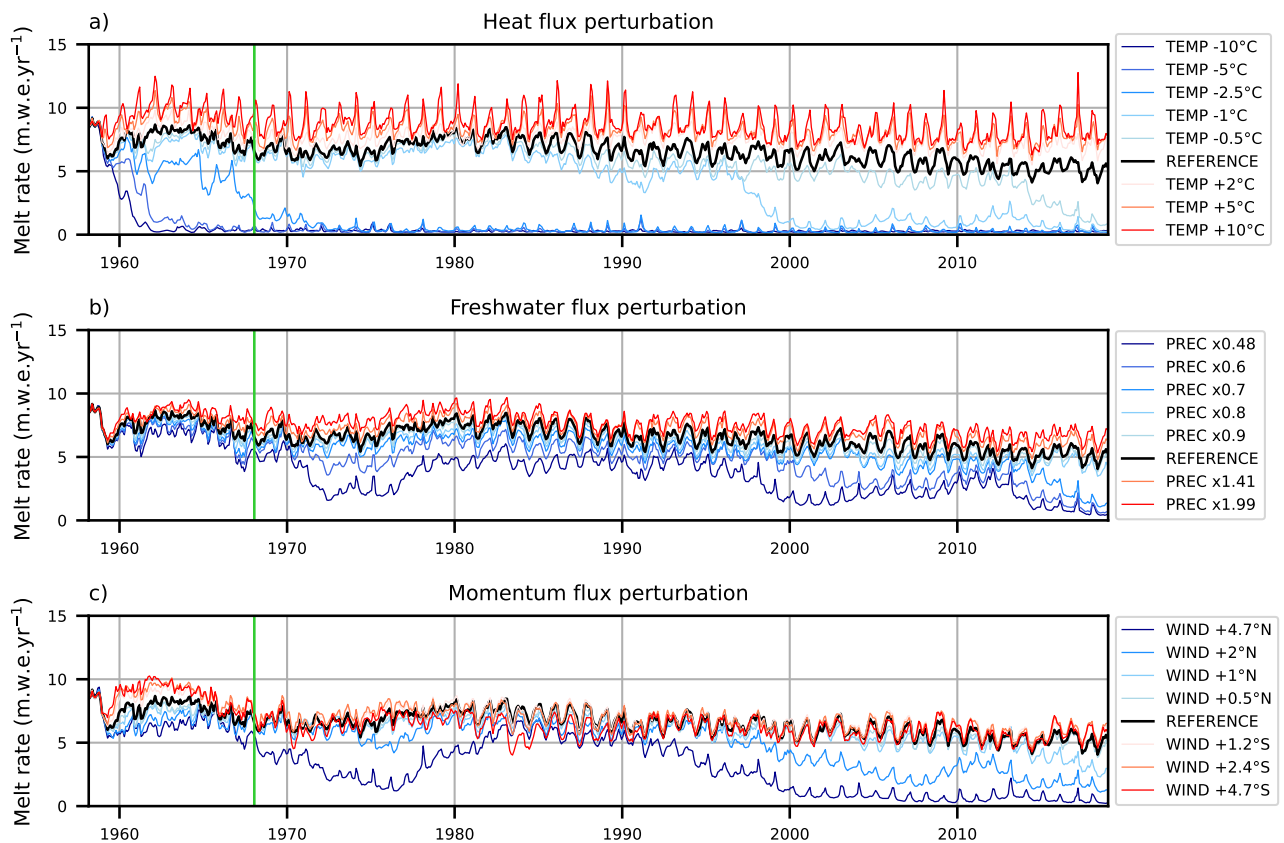


FIGURE II.4 – Evolution of monthly basal melting for Pine Island and Thwaites ice shelves over the period 1958-2018 for perturbations of (a) heat flux, (b) freshwater flux, and (c) momentum flux. The black curve (reference curve) corresponds to the simulation with the JRA55 reanalysis without modification. The red and blue curves correspond to simulations with atmospheric perturbations that aim to increase and decrease basal melting, respectively. The vertical green line indicates the end of the 10-year spin up.

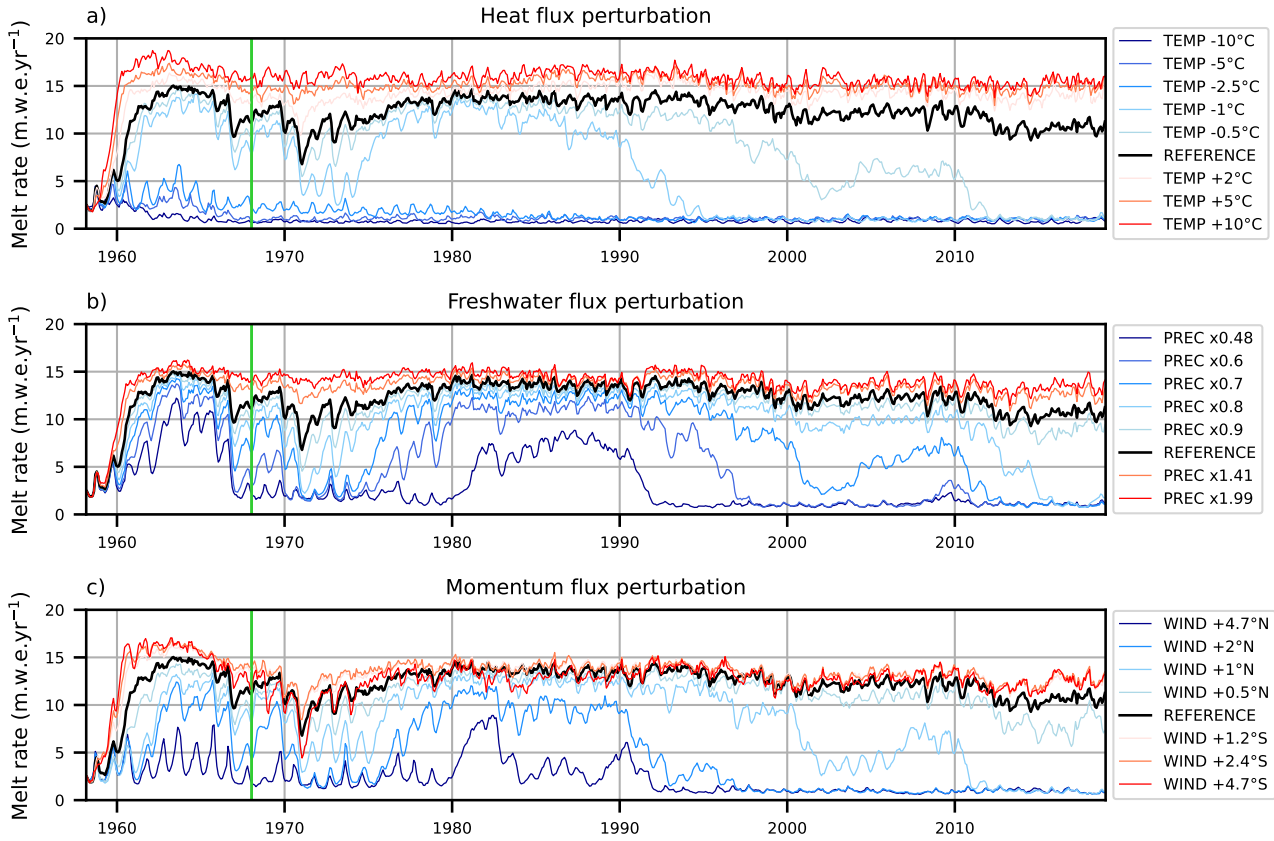


FIGURE II.5 – Evolution of monthly basal melting for Crosson and Dotson ice shelves over the period 1958-2018 for perturbations of (a) heat flux, (b) freshwater flux, and (c) momentum flux.. The black curve (reference curve) corresponds to the simulation with the JRA55 reanalysis without modification. The red and blue curves correspond to simulations with atmospheric perturbations that aim to increase and decrease basal melting, respectively. The vertical green line indicates the end of the 10-year spin-up.

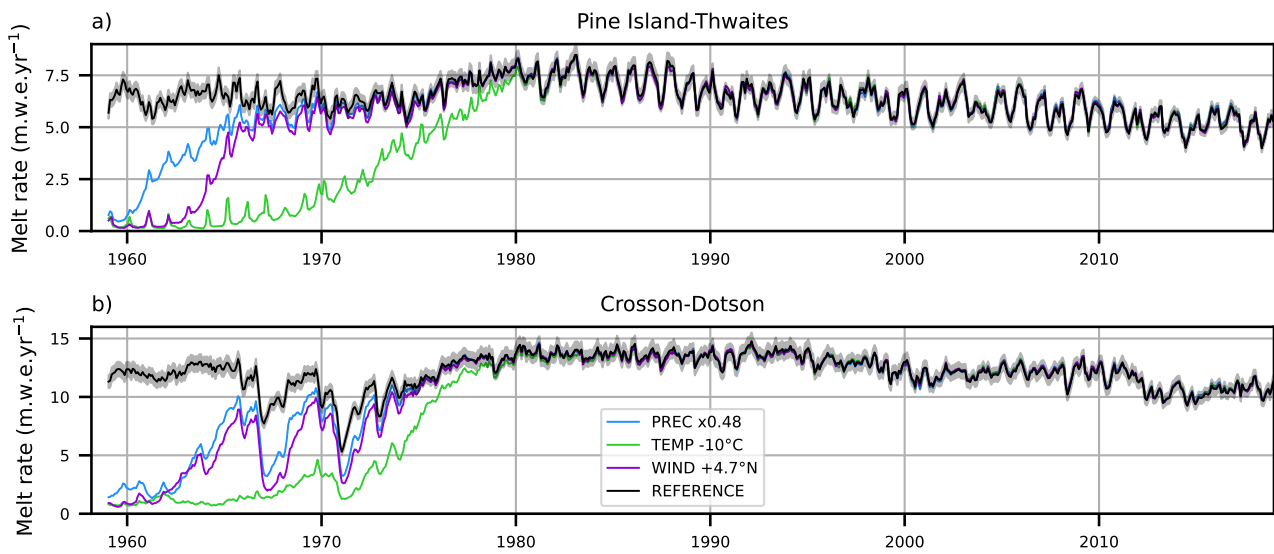


FIGURE II.6 – Evolution of the reversed warm-to-cold transition for (a) Pine Island and Thwaites ice shelves and (b) Crosson and Dotson ice shelves. Only the cold-climate perturbations of maximum amplitude are drawn. The black curve corresponds to the simulation driven by the JRA55 reanalysis without modification (natural state), with shading indicating $\pm 5\%$.

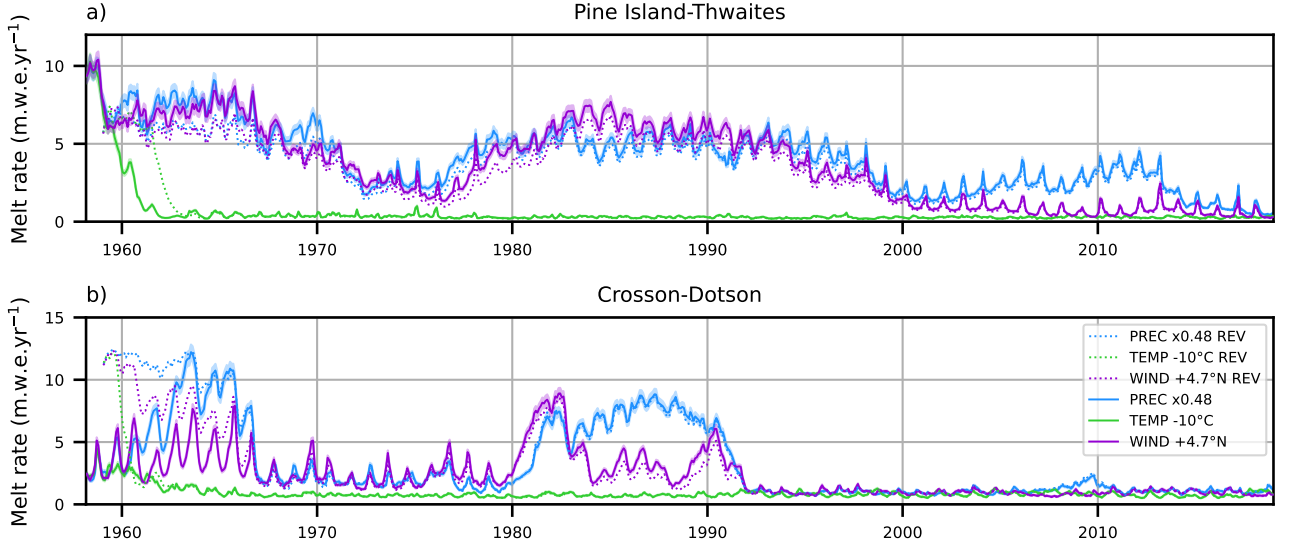


FIGURE II.7 – Evolution of the reversed cold-to-warm transition for (a) Pine Island and Thwaites ice shelves and (b) Crosson and Dotson ice shelves. Only the cold-climate perturbations of maximum amplitude are drawn. The solid line represents the melt rate after applying the cold-climate perturbations for the first time over 1958-2018 (1st cycle). The dotted line represents the melt rate under the cold-climate perturbations (3rd cycle) following a 1958-2018 cycle of unperturbed conditions (2nd cycle). The shading corresponds to the melt value of the perturbed state of the 1st cycle $\pm 5\%$.

PLUMB, 2008 ; TALLEY et al., 2011]. Winds induce a tangential stress at the ocean surface (directly or via sea-ice advection) and induce surface water transport perpendicular to the wind due to the balance of the Coriolis effect. This transport results in areas of divergence and convergence at the ocean surface that lead, respectively, to upwelling (Ekman suction) and downwelling (Ekman pumping). Surface heat and freshwater fluxes modify the sea surface buoyancy, which can affect convection and the horizontal circulation via density gradients. At high latitudes, buoyancy variations are mostly driven by salinity changes, which are largely related to net sea-ice production.

Hereafter, we analyze the Ekman vertical velocity (w_{Ek}) and buoyancy flux at the ocean surface (B_s) to assess the impact of atmospheric forcing perturbations on the ocean properties. They are defined as :

$$w_{Ek} \vec{k} = \frac{1}{\rho_0} \vec{\nabla}_z \wedge \left(\frac{\vec{\tau}}{f} \right) \quad (\text{II.3})$$

$$B_s = \frac{g\alpha}{c_p} Q + g\beta S_s F \quad (\text{II.4})$$

where w_{Ek} is the upward Ekman vertical velocity, ρ_0 the reference seawater density, $\vec{\tau}$ the wind/sea-ice stress at the ocean surface and f the Coriolis parameter. B_s is the buoyancy flux at the ocean surface, c_p the specific heat, g the gravitational acceleration, S_s the sea surface salinity, α the surface thermal expansion coefficient of seawater and β the corresponding coefficient for salinity, Q and F are the heat and freshwater fluxes (in units of mass flux) received by the ocean surface (positive downward).

A striking feature of our ensemble of experiments is that all types of perturbation approximately have the same ice-shelf melt rate evolution as a function of the surface buoyancy flux over the continental shelf (Fig. II.8). The evolution curve consists of a highly sensitive regime bounded by a

low plateau with no melt variations and a high plateau with lower melt sensitivity. The similarity between the three curves in Fig. II.8 suggests that all perturbations mostly modify melt rates through changes of the surface buoyancy fluxes. Hereafter, we describe the processes that affect the surface buoyancy for the various types of perturbations.

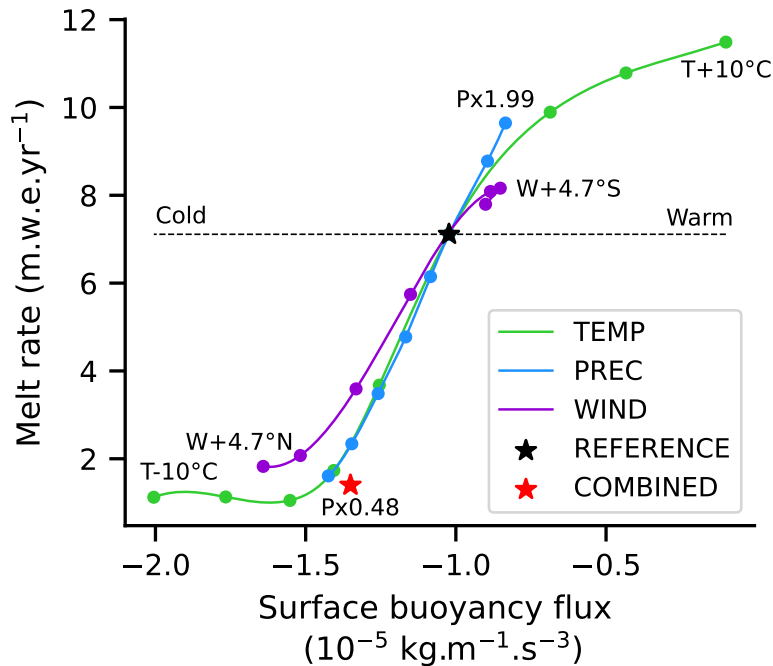


FIGURE II.8 – Mean ice-shelf melt rate in the Amundsen Sea as a function of the mean surface buoyancy flux over the Amundsen Sea continental shelf over the period 1988-2018. The green, blue and purple curves correspond to perturbations of heat, freshwater and momentum fluxes, respectively. The black star represents the reference case. The red star represents a more realistic case. It corresponds to the current climate - 0.5°C by combining the perturbation of all the fluxes (TEMP -0.5°C, PREC x0.96 and WIND +0.24°N).

The freshwater flux perturbations (“PREC” in Fig. II.8) are the easiest to understand as precipitation directly affects the surface buoyancy. Lowering precipitation reduces the vertical density gradient and thereby favors convective mixing when sea ice is produced (Fig. II.9c), which extracts the heat of the deep spreading CDW. A much colder water below the thermocline (Fig. II.9a) explains the lower melt rates in the experiments with reduced precipitation. The opposite mechanism explains higher melt rates in the presence of enhanced precipitation. A small part of the freshwater flux modification is also related to minor changes in net sea-ice production (Fig. II.10a) due to the additional snow cover, which both increases winter sea-ice production as more snow can be transformed into ice and limits the summer melting as snow plays an insulating role on sea ice (not shown).

The heat flux perturbations (“TEMP” in Fig. II.8) have a less direct effect on surface buoyancy than just thermal expansion. Modified heat fluxes indeed explain less than 25% of the changes in surface buoyancy fluxes, while changes in freshwater fluxes related to net sea-ice production (i.e., growth minus melt) have a dominant effect on the surface buoyancy fluxes. In the presence of colder air, the net sea-ice production increases considerably over the continental shelf (Fig. II.10a), mostly due to a drastic decrease in summer melting (not shown). The case is very similar to decreased precipitation, albeit with a larger amplitude : increased convective mixing and related cooling below the thermocline (Fig. II.9d,e,f) leads to reduced ice-shelf melting (Fig. II.8). Its minimum is reached when the entire water column is close to the surface freezing temperature and the ice-shelf cavities

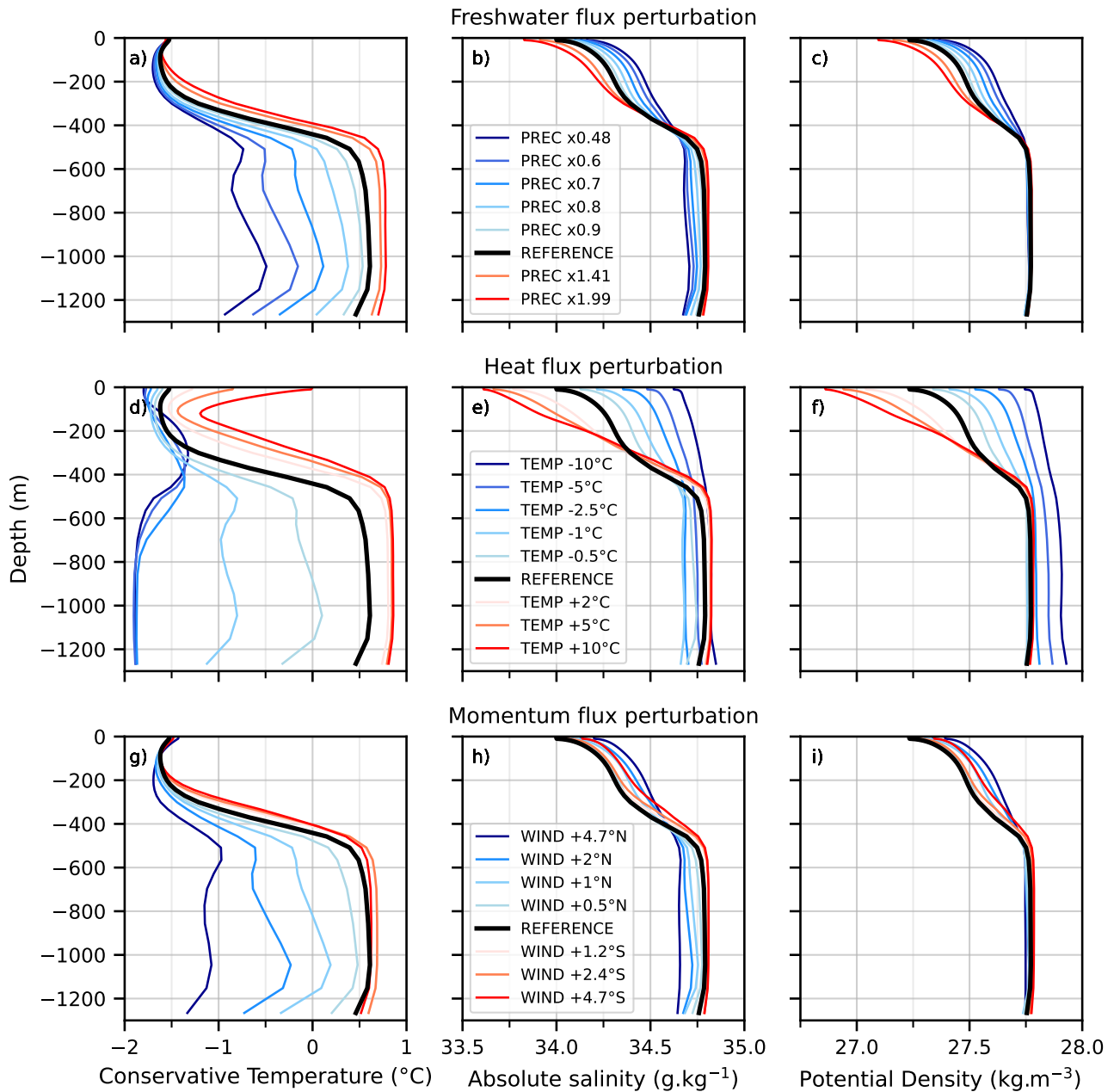


FIGURE II.9 – Shelf-averaged vertical profiles of conservative temperature (left), absolute salinity (middle) and potential density (right) over the period 1988-2018 for the various atmospheric perturbations : freshwater flux (top), heat flux (middle), and momentum flux (bottom) perturbations.

are cold, i.e., melt rates are low and only controlled by the pressure dependency of the freezing point. For the warm perturbations, the opposite effect exists until there is too little net sea-ice production (Fig. II.10a) to induce convective mixing. Beyond that, the CDW layer remains mostly unchanged and ice-shelf melt rates keep increasing only because warmer surface water gets in contact with the ice-shelf base (Fig. II.9d,e,f). This is consistent with the aforementioned increased seasonality of the Pine Island and Thwaites melt rates (Fig. II.4).

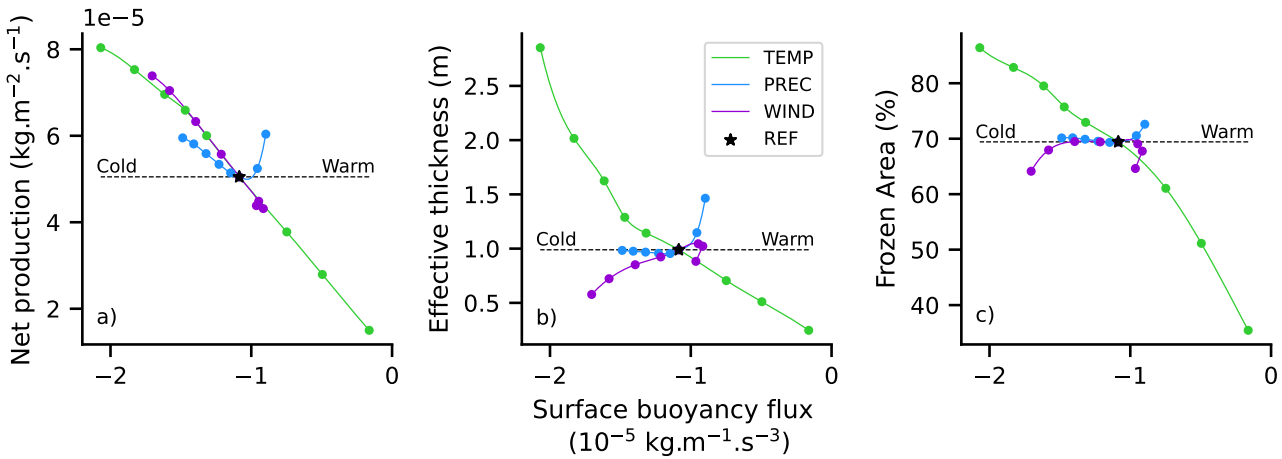


FIGURE II.10 – Sea-ice characteristics on the Amundsen Sea continental shelf related to surface buoyancy flux : (a) net production (i.e., growth minus melt), (b) effective thickness (mean thickness over the whole continental shelf including ice-free areas), and (c) frozen area. The star represents the reference case. The perturbed flux configurations are colored in green for heat, blue for freshwater, and purple for momentum.

The results of the momentum flux perturbations are probably the most surprising as they affect the surface buoyancy fluxes (see “WIND” in Fig. II.8), although we have been cautious not to modify the wind field in the calculation of the turbulent heat and evaporation fluxes. The impact of winds on sea-ice drift actually explains the variation in buoyancy flux. In the experiments with a northward wind shift, the net production increases (Fig. II.10a) as winter sea-ice growth increases and summer melting decreases (not shown), but the sea-ice volume decreases (frozen area and thickness decrease in Fig. II.10b,c). This is explained by enhanced advection of thinner sea ice towards the deep ocean (Fig. II.11), which leaves space for more air-sea exchange on the continental shelf, i.e., more sea-ice production. Therefore, it is a similar perturbation of the vertical ocean stratification as in the case of the freshwater and heat perturbations. In the case of a southward wind shift, the annual sea-ice characteristics are little changed (Fig. II.10) and so is the mean ice-shelf melt rate (Fig. II.8).

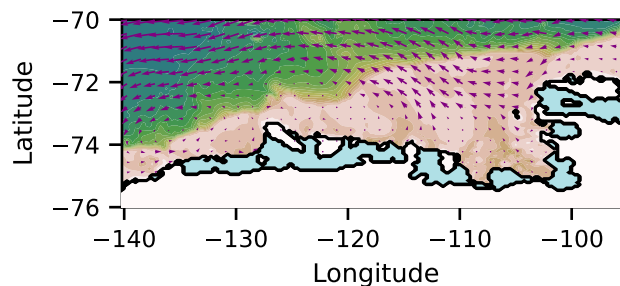


FIGURE II.11 – Sea-ice velocity anomaly relative to the reference case for a northward wind shift of 4.7°N. The background map is identical to the one shown in Fig. II.1.

Our results for the three types of perturbation strongly suggest that buoyancy fluxes are the major driver of ice-shelf basal melt changes. Indeed, the perturbed precipitation experiments, by design, can only be explained by modified surface buoyancy fluxes. The fact that the wind perturbation produces a very similar melt vs. buoyancy flux curve strongly suggests that surface buoyancy fluxes explain a large part of the melt response to our wind perturbations. It should also be noted that we have verified that the stress received by the ocean surface at the shelf break is not significantly influenced by modified sea ice properties in the heat and freshwater perturbations (not shown).

So far, we have explained the ocean response to buoyancy fluxes through differences in sea-ice induced convective mixing over the Amundsen Sea continental shelf. We are now going to examine possible connection with the undercurrent flowing eastward, near the sea floor, at the top of the shelf break, and associated with the density gradient of the Antarctic Slope Front [THOMPSON et al., 2018]. This undercurrent has been suggested to bring CDW onto the Amundsen continental shelf [WALKER et al., 2013; ASSMANN et al., 2013; NAKAYAMA et al., 2014] and therefore to modulate ice-shelf melting in response to zonal wind stress variations at the shelf break [KIMURA et al., 2017; DOTTO et al., 2020].

Our reference simulation contains an Antarctic Slope Front, as can be seen with the isopycnals above the shelf break in Fig. II.12, and an eastward undercurrent that typically reaches 6 cm s^{-1} (Fig. II.12). The undercurrent becomes stronger for higher buoyancy fluxes (warm-climate perturbations) and vanishes or reverts for lower buoyancy fluxes (cold-climate perturbations) (Fig. II.12). A very similar sensitivity is also found at other locations across the shelf break in the Amundsen Sea (not shown). This result is consistent with the vertically-integrated effect of stratification on the geostrophic balance at depth (i.e., the so-called thermal wind). A positive buoyancy flux perturbation on the Amundsen continental shelf (warmer climate) tends to increase the horizontal pressure gradient across the shelf break, which reinforces the eastward undercurrent for any type of perturbation (Fig. II.12). This mechanism favors CDW inflow and therefore higher ice-shelf melt rates for warm-climate perturbations, while preventing CDW inflow when the undercurrent vanishes or turns westward for cold-climate perturbations.

Ice-shelf melt rates are highly correlated to the undercurrent velocity when the undercurrent flows eastward, and the three types of perturbations follow very similar melt vs. undercurrent curves (Fig. II.13b). The overlap is not as good for melt vs. buoyancy fluxes (Fig. II.8) and for undercurrent velocity vs. buoyancy fluxes (Fig. II.13a) : the momentum perturbation has a slightly shifted curve compared to freshwater and heat perturbations. As previously suggested by KIMURA et al. [2017] and DOTTO et al. [2020], a westward wind anomaly at the shelf break (cold-climate perturbation in Fig. II.2c) may induce a southward anomaly of Ekman transport near the surface, leading to a southward sea surface height gradient and to a westward anomaly of the barotropic current at the shelf break. Such a barotropic response would further weaken the undercurrent compared to the heat and freshwater perturbations, which is opposite to what we see in Fig. II.13a. In contrast, the baroclinic mechanism proposed by SILVANO et al. [2022] may explain the specificity of the wind perturbation in Fig. II.13a. A westward wind anomaly at the shelf break would tend to push more surface water towards the continental shelf, which would raise the sea surface and deepen the pycnoclines at depth, thereby reinforcing the undercurrent compared to the heat and freshwater perturbations. The part of the sea surface height and undercurrent modification that is related to wind stress changes is

nonetheless difficult to quantify as changes in the distribution of sea ice and surface freshwater fluxes also change sea surface height and isopycnal gradients.

We also investigated whether changes in Ekman pumping could explain the differences between the momentum perturbation and the two other ones. A downward anomaly of the Ekman velocity (eq. II.3) is found on average over the Amundsen continental shelf (not shown), which would tend to decrease the thickness of the CDW layer and to lower ice shelf melt rates compared to similar buoyancy fluxes perturbations with unmodified winds. As the opposite is found, we conclude that changes in vertical Ekman velocity at the scale of the continental shelf do not play a key role in the melt response to our idealized perturbations. Similar results were obtained for Ekman pumping averaged in the box defined by HOLLAND et al. [2019], i.e., velocity vanishes or reverts at the shelf break (not shown). We also investigated local anomalies in Ekman vertical velocities following the suggestion by KIM et al. [2021] that it may be important along the Dotson–Getz trough. This did not provide conclusive results, mostly because their high spatial variability [e.g., Fig. 2a of DOTTO et al., 2019] made it difficult to extract robust diagnostics.

5. Discussion and Conclusion

In this study, we have shown that moderate changes in heat, freshwater or momentum fluxes can switch the Amundsen Sea to intermittently or permanently cold conditions, with no CDW on the continental shelf and very low ice shelf melt rates. The transitions are reversible, i.e., cancelling the atmospheric perturbation brings the ocean system back to its unperturbed state within a few decades. Hence, it is possible that the Amundsen Sea underwent a cold-to-warm transition in the past for moderate climate change, but this would not be a proper tipping point in the sense that it is a reversible transition.

Our work emphasizes the importance of surface buoyancy fluxes, which modify the vertical thermohaline stratification on the continental shelf through the modulation of sea-ice induced convection and affect the eastward undercurrent. In warm climate conditions, surface buoyancy fluxes are high, sea-ice convection is limited and the eastward undercurrent is strong, which gives high ice-shelf melt rates. In cold climate conditions, sea-ice induced convection cools the deep ocean on the continental shelf, while the vanished or reversed undercurrent prevents any intrusion of CDW onto the shelf, which gives very low ice shelf melt rates.

Hereafter, we discuss the robustness of our results and some implications for past and future climate.

Robustness of the thresholds with respect to our model biases

Our tuned regional model captures well the sea-ice seasonal cycle (Appendix 1, Section S3) and has reasonable biases in mean ocean temperature and salinity profiles (Appendix 1, Section S4). Melt rates exhibit significant biases for individual ice shelves (Appendix 1, Section S5), although of a similar order of magnitude to those found in other regional model studies [e.g., NAKAYAMA et al., 2014; KIMURA et al., 2017; NAUGHTEN et al., 2022]. For an unknown reason, there is almost no interannual variability for Pine Island Ice Shelf in our simulations (Appendix 1, Section S7). The

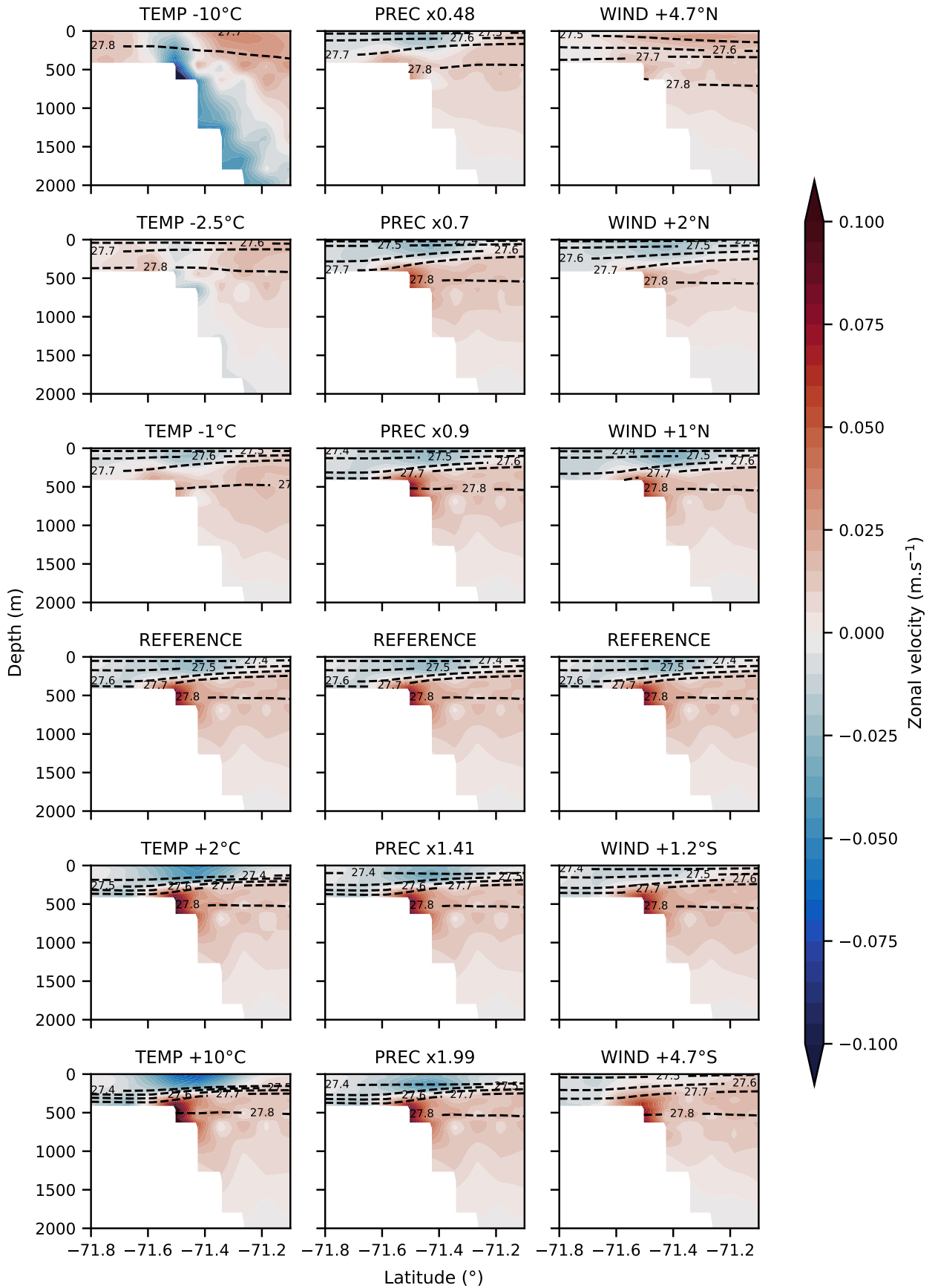


FIGURE II.12 – Zonal current velocity (positive eastward) at 115.5°W for several atmospheric perturbations of heat flux (left), freshwater flux (middle) and momentum flux (right). Isopycnals are plotted every 0.1 kg.m⁻³.

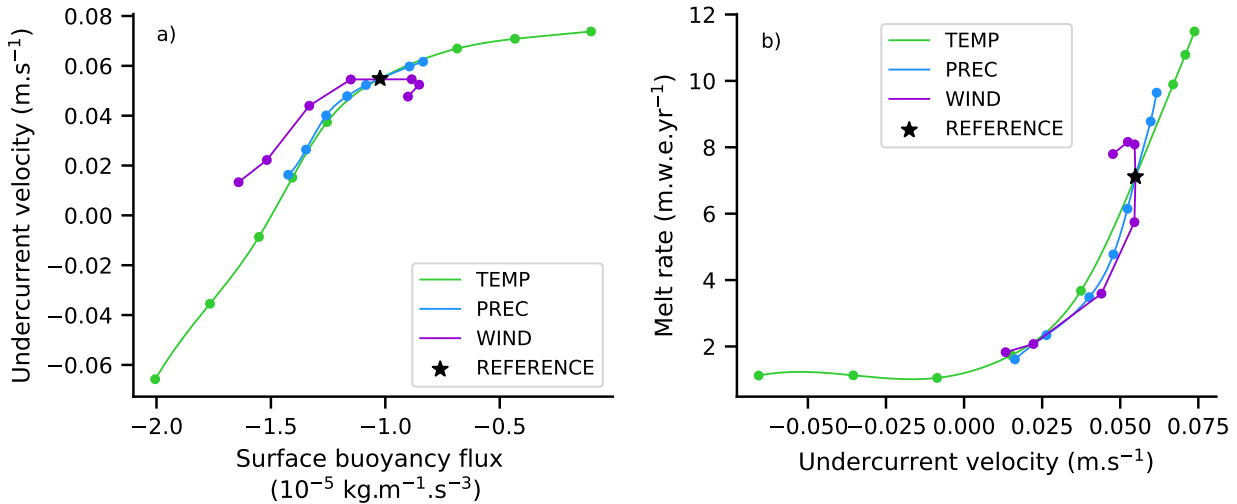


FIGURE II.13 – (a) Mean undercurrent velocity (positive eastward) at the shelf break (115°W, 71.43-71.5°S, 420-640 m) as a function of the mean surface buoyancy flux over the Amundsen Sea continental shelf over the period 1988-2018 and (b) mean ice-shelf melt rate in the Amundsen Sea as a function of the mean undercurrent velocity at the shelf break (115°W, 71.43-71.5°S, 420-640 m) over the period 1988-2018. The green, blue, and purple curves correspond to perturbations of heat, freshwater, and momentum fluxes, respectively. The black star represents the reference case.

variability observed near and underneath Dotson Ice Shelf is nonetheless well reproduced for relatively small atmospheric perturbations. It should be kept in mind that a small perturbation of 0.5°C of the air temperature is of the order of magnitude of the reanalysis biases estimated by JONES et al., 2016 for the Amundsen Sea region. Biases are also large for precipitation, which is not constrained by data assimilation [BROMWICH et al., 2011; PALERME et al., 2017]. This means that the 'real' Amundsen Sea might correspond to a slightly cooler and drier climate than our reference state. The melt rate vs. buoyancy-flux curve can nonetheless be considered realistic as long as the real state is somewhere on that curve. As the exact air temperature, precipitation and wind shift thresholds depend on the reference state, there is nonetheless an important uncertainty on the exact value of the thresholds leading to a transition towards a cold state.

Robustness of the reversibility of abrupt transitions

Our results show that abrupt and reversible warm-to-cold as well as cold-to-warm transitions could occur in the Amundsen Sea for relatively weak regional atmospheric perturbations. The reversibility found in our experiments contrasts with the irreversibility of similar cold-to-warm transitions found in simulations of the Weddell Sea and Filchner-Ronne Ice-Shelf cavity [HELLMER et al., 2017; HAZEL & STEWART, 2020; COMEAU et al., 2022]. The reason why the cold-to-warm transition is reversible in the Amundsen Sea but not in the Weddell Sea remains unclear. The melt-induced circulation was presented as the cause of the irreversibility in HELLMER et al., 2017, but the strong melt-induced circulation in the Amundsen Sea after a cold-to-warm transition [JOURDAIN et al., 2017; DONAT-MAGNIN et al., 2017] does not seem able to maintain the onshore flow of Circumpolar Deep Water when the forcing is reverted to cold climate conditions. For the coldest perturbations, the deep Amundsen Sea is approximately at a conservative temperature of -1.9°C and an absolute salinity of

34.7 g kg⁻¹ (Fig. II.9d,e), i.e., typical of the High Salinity Shelf Water (HSSW) produced in the Weddell Sea. [HAZEL & STEWART, 2020] explains the Weddell Sea tipping point by a feedback of ice-shelf meltwater to the salinity of newly formed HSSW. The tipping conditions and associated hysteresis may, therefore, be sensitive to the ratio between the HSSW formation rate and total ice-shelf basal mass loss, which could explain different regimes in the Weddell and Amundsen Seas.

These transitions and their reversibility may be complicated or facilitated by effects not taken into account in our simulations, such as the feedbacks with the large-scale atmospheric and oceanic circulations or the ice-sheet dynamics.

First of all, we do not change the ocean lateral boundary conditions in our sensitivity experiments, while the Amundsen Sea is also sensitive to changes of water properties advected from remote locations [NAKAYAMA et al., 2018]. It is known that large atmospheric changes over multiple decades will have global effects, and we, therefore, acknowledge that our regional point of view is somewhat limited. Furthermore, strong modifications of ice-shelf melting in the Amundsen Sea are expected to have significant consequences at circum-Antarctic [NAKAYAMA et al., 2020] and global scales, with some positive feedback in which more meltwater enhances the stratification and further exposes ice shelves to CDW [MERINO et al., 2018; BRONSELAER et al., 2018; GOLLEDGE et al., 2019]. Such feedback is not considered in our study and it is difficult to estimate how they would affect the thresholds and reversibility of our transitions.

Another limitation of our study is the missing evolution of ice-sheet dynamics and iceberg calving in response to changes in ice-shelf melting. In the presence of higher melt rates, ice shelves are expected to thin and their grounding line to retreat. Ice-shelf thinning may slow down melting, if the ice draft raises above the thermocline [DE RYDT et al., 2014]. Conversely, strong grounding line retreat may enhance melting by exposing a larger basal area to warm water and thus favoring a stronger melt-induced sub-ice shelf circulation [DONAT-MAGNIN et al., 2017]. For some geometrical configurations, the retreat of the calving front may also favor melting by facilitating the circulation into ice-shelf cavities [BRADLEY et al., 2022]. If ice-shelf basal melt rates increase sufficiently, the ice dynamics is likely to cross tipping points [ROSIER et al., 2021], which would irreversibly put the Amundsen Sea in a different state due to the aforementioned feedback. Nonetheless, it is difficult to quantify the exact thresholds for which irreversibility would be found without using a fully coupled ocean-ice-sheet model.

Robustness of the importance of buoyancy fluxes versus wind stress

The importance of surface buoyancy fluxes in our results may appear in contradiction with the direct role of wind stress emphasized in previous studies [THOMA et al., 2008; STEIG et al., 2012; HOLLAND et al., 2019; DOTTO et al., 2019; WEBBER et al., 2019; NAUGHTEN et al., 2022], although there was evidence for an impact of sea-ice formation in some specific years [ST-LAURENT et al., 2015; WEBBER et al., 2017] or in simple models [PETTY et al., 2013].

We remind that we do suggest a direct melt response to wind stress perturbations (Ekman dynamics), but it appears weaker than the melt response to the associated buoyancy flux perturbations (related to sea ice motions). Our wind perturbations are nonetheless highly idealized and may not capture the full complexity of wind changes at the continental shelf break. We therefore cannot ex-

clude that more realistic perturbations would lead to a stronger relative importance of wind stress and Ekman dynamics.

It may also be argued that the lack of variability in our reference simulation is an indication that the ocean model is not sensitive enough to wind variations. However, we have previously discussed that a more realistic interannual variability appears near Dotson when the multi-decadal mean buoyancy fluxes are adjusted (although not for Pine Island). We suggest that perturbations over multiple decades slowly modify the horizontal density gradients, which could overwhelm the relatively fast dynamics that directly responds to wind stress perturbations. In other words, interannual variability in ice shelf melting may well be driven by wind stress and Ekman dynamics, but this variability could be inhibited for too low or too high longer-term surface buoyancy fluxes.

Implications for past and future climates

Our results indicate cold Amundsen Sea cavities (close to surface freezing point) for conditions typical of the Last Glacial Maximum (Fig. II.8). This is consistent with grounding lines of paleo-ice streams near the continental shelf break during the last glacial period [LARTER et al., 2014]. Combined heat, freshwater and momentum perturbations maintained cold-cavities for climate conditions typical of -0.5°C compared to present day even in the presence of CDW at the continental shelf break (red star in Fig. II.8). This suggests that pre-industrial conditions [approximately 1°C colder than present day MASSON-DELMOTTE et al., 2021] were possibly associated with cold Amundsen Sea and low ice shelf melt rates, at least intermittently. In ocean–ice-shelf simulations driven by an ensemble of climate simulations following the observed surface variability in the inter-tropical Pacific, NAUGHTEN et al., 2022 found that some ensemble members gave similar cold to warm transitions, most notably from 1935-1955 to 1960-1965, and to a lower extent from 1975-1985 to 1990-1995. Further work will nonetheless be needed to investigate whether such cold conditions could co-exist with ice shelf edges that remained close to their present-day position for several millennia, as suggested by paleo proxies [BRADDOCK et al., 2022].

The transition from cold to warm cavities may have occurred or be occurring as multi-year oscillations between cold and warm periods (Figs. II.4-II.5). For conditions warmer than today, the decadal variability is relatively weak and cavities remain permanently warm. Our idealized experiments suggest a gradual but limited increase in ice-shelf basal melting in response to global warming beyond present levels, although some aspects like warming of offshore CDW [SALLÉE et al., 2013], increased iceberg discharge [SEROUSSI et al., 2020] or increased iceberg melt rates are not considered in our idealised perturbations.

6. Si vous n'avez pas le mal de mer, vous repartirez bien pour un tour ?

Depuis la publication de ces travaux, plusieurs des conclusions exposées dans ce chapitre ont été confortées par des travaux postérieurs. Concernant les mécanismes à l'œuvre dans la modulation de l'apport des eaux circumpolaires sur le plateau à l'échelle décennale, une nouvelle étude souligne l'importance des flux d'eau douce de la glace de mer et les rétroactions positives de la fonte basale vis

à vis de la dynamique d'Ekman [HAIGH & HOLLAND, 2024], et ce dans des conditions réalistes. Cette étude va plus loin en attribuant la variabilité du flux d'eau douce de la glace de mer aux anomalies atmosphériques locales induites par les téléconnexions avec le Pacifique tropical. En outre, des études similaires à celle conduite ici ont été menées en Mer de Ross et de Weddell quant aux transitions et à leur réversibilité [HAID et al., 2023]. Aucune transition vers un état chaud n'est observée en Mer de Ross. En revanche, des transitions vers un état chaud sont bien observées en Mer de Weddell et ces dernières sont réversibles. Un comportement d'hystérésis est cependant à noter (bistabilité des conditions dans la cavité selon les conditions initiales) en Mer de Weddell, contrairement à la Mer d'Amundsen, en raison de la formation d'eaux denses sur le plateau.

Les conclusions de cette étude pourraient être améliorées en appliquant des conditions atmosphériques réalistes et non plus idéalisées. Cependant, cette piste a déjà été explorée dans le cadre des travaux de HAIGH & HOLLAND [2024]. Les conclusions de notre étude pourraient être plus robustes si les cavités évoluaient au cours de la simulation, autrement dit en tenant compte du couplage océan-calotte. En effet, de nombreuses rétroactions entre la glace et l'océan sont à l'œuvre et susceptibles de modifier les flux d'eaux douces [HOLLAND et al., 2023]. D'un côté, l'affinement de la plateforme de glace pourrait limiter la fonte basale car la surface de la cavité exposée aux apports de CDW serait moindre (car située au-dessus de la thermocline). D'un autre côté, un retrait de la ligne d'échouage pourrait s'opérer et, en association avec la perte de points d'ancrage, mener à une instabilité de calotte marine et une fonte importante [ROSIER et al., 2021 ; WILD et al., 2022].

Synthèse

Question 1 : *Quelles conditions climatiques favorisent l'apport des eaux circumpolaires profondes sur le plateau continental en mer d'Amundsen ?*

La transition d'un état froid vers un état chaud en mer d'Amundsen se produit pour des conditions atmosphériques $0,5^{\circ}\text{C}$ inférieures aux conditions actuelles alors que le réchauffement présumé de l'air depuis 1850 est évalué à environ 1°C [MASSON-DELMOTTE et al., 2021]. Ainsi, les résultats de ce premier chapitre suggèrent que les conditions préindustrielles peuvent être associées, au moins de manière intermittente, avec des conditions froides en mer d'Amundsen et de faibles taux de fonte.

Impact de la variabilité naturelle interne sur la contribution de l'Antarctique à la hausse du niveau des mers au 21^{ème} siècle

Ce chapitre correspond à l'article (en révision) :

Caillet, J., Jourdain, N. C., Mathiot, P., Gillet-Chaulet, F., Urruty, B., Burgard, C., Amory, C., Kittel, C., & Chekki, M. (2024). Uncertainty in the projected Antarctic contribution to sea level due to internal climate variability. *EGUsphere*, 2024, 1-27.

Ce chapitre présente l'influence de la variabilité interne d'origine atmosphérique et océanique sur la contribution de l'Antarctique à la hausse du niveau des mers au 21^{ème} siècle. Cette étude repose sur la configuration Antarctique du modèle de dynamique glaciaire Elmer/Ice forcée par plusieurs membres de modèles climatiques.

1. Abstract

Identifying and quantifying irreducible and reducible uncertainties in the Antarctic Ice Sheet response to future climate change is essential for guiding mitigation and adaptation policy decision. However, the impact of the irreducible internal climate variability, resulting from processes intrinsic to the climate system, remains poorly understood and quantified. Here, we characterise both the atmospheric and oceanic internal climate variability in a selection of three CMIP6 models (UKESM1-0-LL, IPSL-CM6A-LR and MPI-ESM1.2-HR) and estimate their impact on the Antarctic contribution to sea level over the 21st century under the SSP2-4.5 scenario. To achieve this, we use a standalone ice-sheet model driven by the ocean through parameterised basal melting and by the atmosphere through emulated surface mass balance estimates. Internal climate variability affects the Antarctic contribution to changes in sea level until 2100 by 45% to 93% depending on the CMIP6 model. This may be a low estimate as the internal climate variability in the CMIP models is likely underestimated. For all the three climate models and for most Antarctic regions, the effect of atmospheric internal climate variability on the surface mass balance overwhelms the effect of oceanic internal climate variability on the dynamical ice-sheet mass loss by more than a factor of 3. The atmospheric internal climate variability is similar in the three CMIP6 models analysed in this study. Conversely, the amplitude of oceanic internal climate variability around Antarctica strongly depends on the climate model as underestimated convection, due to either biases in the sea-ice behaviour or in the ocean stratification, leads to weak mid-depth ocean variability. We then issue recommendations for future ice-sheet projections : use several members in the run and in its initialisation, favor 50-year averages to correct or weight simulations over the present-day period, and couple ice-sheet and climate models.

2. Introduction

The Antarctic Ice Sheet (AIS) is losing mass at an increasing rate [RIGNOT et al., 2019 ; SHEPHERD et al., 2019], particularly in the Amundsen and Totten/Moscow sectors, where ocean-induced melting under floating ice shelves is relatively high [JENKINS et al., 2018 ; HIRANO et al., 2023]. The AIS response to future climate change, including its potential instability [GARBE et al., 2020 ; ARMSTRONG MCKAY et al., 2022], is one of the major sources of uncertainty in projections of global sea level rise [FOX-KEMPER et al., 2021], with an estimated contribution over 2015–2100 ranging from -5 to 43 cm under a high-end anthropogenic emission scenario [ISMIP6, EDWARDS et al., 2021].

The AIS contribution to future sea level rise is currently mostly based on standalone ice-sheet models, forced by atmospheric and oceanic data from the Climate Model Intercomparison Project [CMIP, EYRING et al., 2016]. The diversity of climate conditions across the CMIP models explains an important part of the uncertainty in some of the drainage basins [SEROUSSI et al., 2023], despite the use of an anomaly method to reduce known biases in the CMIP models [JOURDAIN et al., 2020b ; PURICH & ENGLAND, 2021]. Internal climate variability is usually not accounted for in the uncertainty on AIS projections. A single study, so far, has estimated that this uncertainty could be 18-21% higher due to internal climate variability [TSAI et al., 2020]. This was estimated using a single ice-sheet model and two versions of the same climate model.

Climate variability is the combination of two components, the variability resulting on the one hand from external forcing of both natural (e.g., volcanoes or solar activity) and anthropogenic (e.g., CO₂ emissions) sources, and internal variability on the other hand. The latter results from processes intrinsic to the climate system, due to the chaotic nature of fluid dynamics and to non-linearities in the coupled interactions between the ocean, atmosphere, land and cryosphere [e.g., KRAVTSOV et al., 2007; PENDUFF et al., 2018; GWYTHYER et al., 2018; HOGG et al., 2022]. For a given climate model, the impact of internal climate variability can be isolated by considering several forced simulations with identical external forcing but slightly different initial conditions. For this reason, an increasing number of CMIP models include several members which differ only in their initial state.

A part of the internal climate variability can be characterised as modes such as the El Niño/Southern Oscillation (ENSO) and Interdecadal Pacific Oscillation (IPO), which have remote connections with the Amundsen Sea Low [ASL, HOLLAND et al., 2022; DALAIDEN et al., 2023]. The ASL is a low-pressure system located over the South Pacific sector of the Southern Ocean, which generates decadal wind anomalies that affect the oceanic undercurrent along the continental slope, thereby modulating the amount of warm water flowing towards the ice shelves of the Amundsen Sea Embayment [SILVANO et al., 2022]. The regional influence of these modes makes internal climate variability particularly strong in the Amundsen sector : internal climate variability is thought to be responsible for the retreat of Pine Island’s grounding line in the 1940s [HOLLAND et al., 2022], and mid-depth ocean warming trends over the 21st century can vary by a factor of two depending on the phasing of internal climate variability [NAUGHTEN et al., 2023].

In this paper, we first investigate atmospheric and oceanic internal climate variability of several CMIP6 models. Then, using a standalone ice-sheet model forced by CMIP6 model outputs, we quantify the impact of internal climate variability on Sea Level Contribution (SLC) over the 21st century under the medium SSP2-4.5 scenario for both the whole ice sheet and the main basins, especially the Amundsen basin which is expected to be particularly affected by internal climate variability.

3. Methods

3.1. CMIP6 model selection

We choose to analyse three CMIP6 models to get a more general picture of the internal climate variability than using a single model. These three models were selected both for the size of their ensemble and for their representation of the present-day Southern Ocean and Antarctic seas, as basal melting is one of the main drivers of the Antarctic contribution to sea level rise. The selection was done based on a review of three studies :

- the evaluation of the properties of Antarctic Shelf Bottom Water (ASBW) on the continental shelf and of Circumpolar Deep Water (CDW), located further offshore in the Antarctic circumpolar region and expected to intrude more on the continental shelf in a warmer climate, conducted by PURICH & ENGLAND [2021],

- the evaluation of dynamical features known to be important for the Southern Ocean, including the transport of the Antarctic Circumpolar Current (ACC), zonal wind stress properties, and meridional gradients of ocean properties, conducted by BEADLING et al. [2020],
- the evaluation of the bottom properties of the Southern Ocean, conducted by HEUZÉ [2021].

A summary of this assessment is provided in Fig. III.1. The selected models are : UKESM1-0-LL [19 members, SELLAR et al., 2020], which is among the best models in the three studies ; IPSL-CM6A-LR [33 members, BOUCHER et al., 2020], which represents reasonably well the deep ocean properties and to a lesser extent the main Southern Ocean dynamics, but produces overly cold CDWs ; MPI-ESM1.2-HR [10 members, MÜLLER et al., 2018], which was evaluated in only one of the three aforementioned studies, but has a higher ocean resolution (0.4° vs 1°) and a lower Equilibrium Climate Sensitivity [3.0°C vs 5.3 and 4.6°C , MEEHL et al., 2020] than the two other models. It is also interesting to note that both UKESM1-0-LL and IPSL-CM6A-LR have some kind of prescribed ice-shelf melting at depth to ensure the conservation of the ice-sheet mass over the pre-industrial or the entire simulation, which is known to be important for coastal ocean properties around Antarctica [MATHIOT et al., 2017a; DONAT-MAGNIN et al., 2021a].

Moreover, the present-day properties of the atmosphere of the three selected CMIP6 models compare well to ERA5. According to the evaluation of the CMIP5/6 models conducted in AGOSTA et al. [2022], UKESM1-0-LL and MPI-ESM1.2-HR are among the best performing models in the Antarctic region, while the IPSL-CM6A-LR model is between the first and second quartile.

3.2. Ice-sheet model

We use the version v9.0 of the Elmer/Ice finite element model [GAGLIARDINI et al., 2013], in a configuration of the entire Antarctic Ice Sheet adapted from HILL et al. [2023]. The ice dynamics is computed by solving the Shallow Shelf Approximation (SSA) of the Stokes equations [MACAYEAL, 1989], assuming an isotropic rheology following Glen's flow law [GLEN, 1955] and a linear friction law. The location of the grounding line is determined using a flotation criterion and a sub-grid scheme is applied for the friction in partially floating elements [SEP3 in SEROUSSI et al., 2014].

The mesh is preferentially refined both close to the grounding line and in areas where observed surface velocities and thickness show high curvatures, with a maximum size of 50 km in the very interior of the ice sheet and a minimum size of 1 km in the refined areas. The model domain does not change over time, but the ice thickness is subject to a lower limit of 1 m and elements that reach this limit are considered deglaciated in the post-processing. For stability reasons, the domain boundary is slightly smoothed and isolated icebergs (ice-covered area disconnected from the ice sheet) with less than 7 elements, are removed if they appear during the simulation (i.e., their thickness is set to the critical thickness of 1 m). Apart from these corrections, we assume a steady calving front.

Inverse methods [GILLET-CHAULET et al., 2012; BRONDEX et al., 2019] provide viscosity and friction parameters by minimising the misfit between modelled and observed velocities from MOUGINOT et al. [2019] using the ice thickness from BedMachine-Antarctica-v2 [MORLIGHEM et al., 2020]. Details of the inversion are available in HILL et al. [2023]. Our model configuration does not represent a prognostic evolution of ice temperature and damage that may affect viscosity in transient simulations. From the inversion step, we run a 20-year "relaxation" under the present-day forcing described

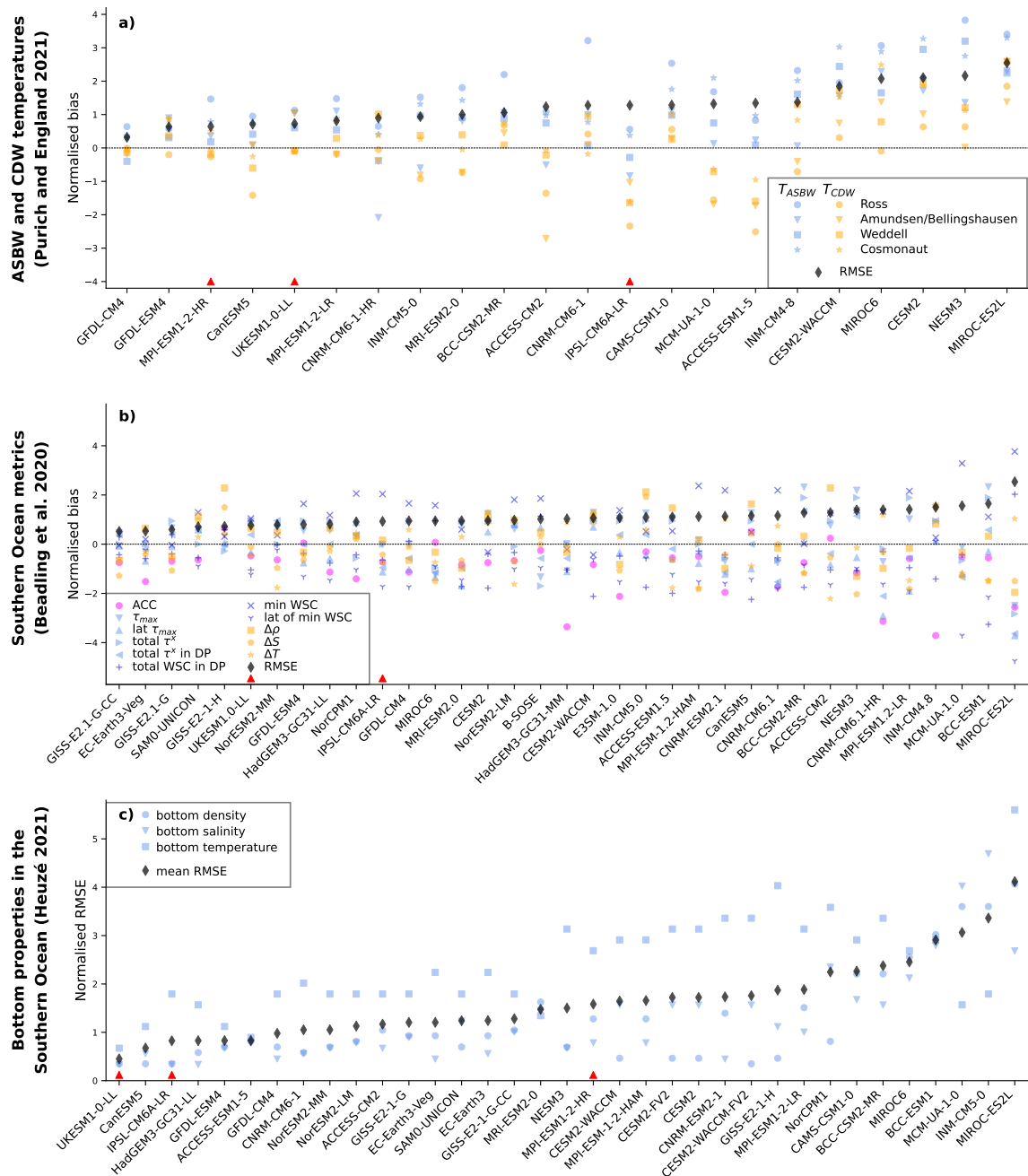


FIGURE III.1 – Assessment of Southern Ocean and Antarctic seas properties in the CMIP6 models. In each panel, CMIP models are ranked by increasing RMSE. (a) Antarctic Shelf Bottom Water (ASBW) and Circumpolar Deep Water (CDW) temperature biases in the Ross, Amundsen/Bellingshausen, Weddell and Cosmonauts seas [their Fig. S16, PURICH & ENGLAND, 2021]. (b) Biases in the Southern Ocean metrics defined in Tab. 1 of BEADLING et al. [2020] and describing several characteristics of the Antarctic Circumpolar Current, zonal wind stress strength, location and curl, as well as meridional gradients of water mass properties. (c) RMSE of bottom ocean properties (density, salinity and temperature) in the Southern Ocean [their Figs. 1, A1, A2, HEUZÉ, 2021]. For each panel, the metric is normalised by the CMIP6 multi-model standard deviation. A red triangle indicates the selected models.

hereafter. This attenuates the artificial high surface elevation rate of change that occurs when we switch from a diagnostic to a prognostic simulation [GILLET-CHAULET et al., 2012].

The PICO box model [REESE et al., 2018] is used to parameterise ice-shelf basal melting, with a distinct calibration from HILL et al. [2023]. Here, the parameters are those detailed in REESE et al. [2023], i.e., $C = 2 \text{ Sv m}^3 \text{ kg}^{-1}$ and $\gamma_T = 5.5 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$. The present-day sea floor temperature and salinity for each of the 19 regions defined in REESE et al. [2018] are extracted from the ISMIP6 ocean climatology [JOURDAIN et al., 2020b] and averaged within 50 km of the ice-shelf front as described in BURGARD et al. [2022]. A correction of temperature, ranging from -1.8°C to 0.6°C with respect to the ocean climatology, is added to match the 1994-2018 melt rates estimates from ADUSUMILLI et al. [2020] (see Fig. III.2).

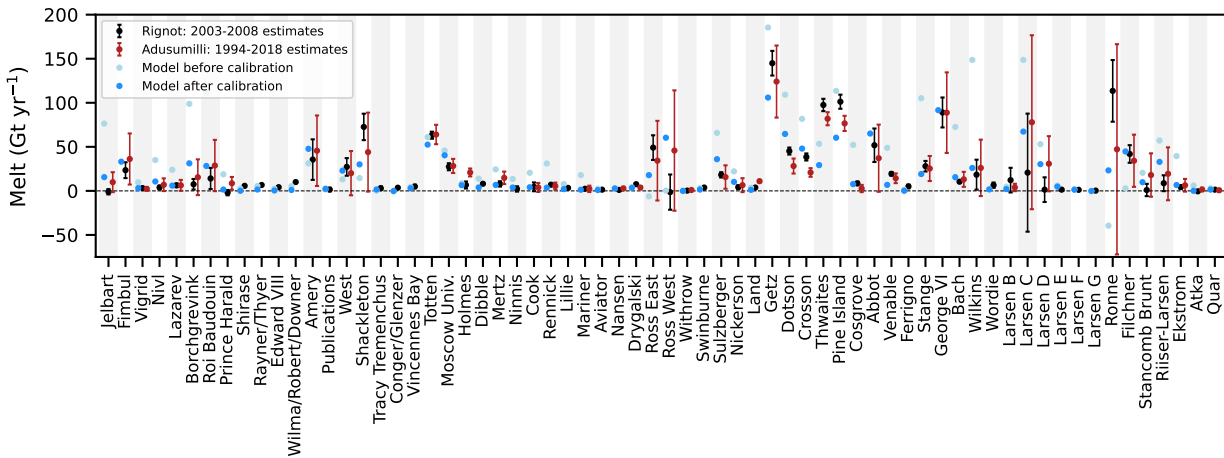


FIGURE III.2 – Basal melt rate of main ice shelves over the period 1994-2014 before (lightblue) and after (blue) calibration compared to the melting estimates over the period 1994-2018 from ADUSUMILLI et al. [2020] (in red). Observed data uncertainties correspond to one standard deviation. Note that the data from ADUSUMILLI et al. [2020] only cover the area northward of 81.5°S , which excludes part of the Filchner-Ronne and Ross ice shelves. Melting estimates over the period 2003-2008 from RIGNOT et al. [2013](in black) are shown for comparison.

The present-day Surface Mass Balance (SMB) is based on the 1995-2014 climatology (a period of relatively stable SMB) of the RACMO-2.3.p2 regional climate model [VAN WESSEM et al., 2018a]. In contrast to HILL et al. [2023], we do not correct the surface mass balance, but we apply a 10% reduction of the inverted friction coefficients to be closer to the observed ice-sheet mass change [THE IMBIE TEAM, 2018] for both West and East Antarctica. Our configuration correctly estimates the mass loss trend in the West Antarctica but still overestimates mass gain trend in East Antarctica and in the Peninsula (Tab. III.1). This mass change trend bias is quite common in ice-sheet models [SEROUSSI et al., 2020; ASCHWANDEN et al., 2021]. This is why our results are primarily analysed in relative terms.

3.3. Ice-sheet projections to 2100

Antarctic future mass change results from combined effects of surface mass balance and dynamics changes. Given that variations in surface mass balance have little impact on the dynamical contribution over a century [SEROUSSI et al., 2014; SEROUSSI et al., 2023], these two contributions can be analysed separately, then summed to reconstruct the combined effect [BINDSCHADLER et al., 2013].

TABLEAU III.1 – Rates of ice-sheet mass change ($Gt\ yr^{-1}$) for the entire Antarctica (AIS) and the main areas of East Antarctica (EAIS), West Antarctica (WAIS) and Peninsula (APIS).

| | IMBIE estimates (1992-2017) | Elmer/Ice (1995-2014) |
|------|-----------------------------|-----------------------|
| AIS | -109 ± 56 | +36 |
| EAIS | $+5\pm 46$ | +107 |
| WAIS | -94 ± 27 | -127 |
| APIS | -20 ± 15 | +35 |

To investigate the impact of oceanic internal climate variability on the Antarctic Ice Sheet projections, we run Elmer/Ice simulations constrained by the ocean of several members of the selected CMIP models from 2015 to 2100. We use the medium SSP2-4.5 scenario, which corresponds to a global warming of 1.4 to 3.0°C from 1995-2014 to 2081-2100 [90% confidence interval, LEE et al., 2021a]. Because of the numerical cost of our simulations, we select a limited number of members. The selection is made over the current period (1995-2014 means) to cover the widest range of values for both the ocean temperature on the continental shelf in the Amundsen Sea and the SMB over the whole of Antarctica (see next section). In total, we run 11 simulations, five with the IPSL-CM6A-LR model (r1i1p1f1, r3i1p1f1, r6i1p1f1, r11i1p1f1, r25i1p1f1), four with the UKESM1-0-LL model (r1i1p1f2, r2i1p1f2, r4i1p1f2, r8i1p1f2) and two with the MPI-ESM1.2-HR model (r1i1p1f2, r2i1p1f2).

All the Elmer/Ice simulations start from the same state, corresponding to 2014, and yearly anomalies are added to the present-day forcing to drive future projections as previously done in ISMIP6 [NOWICKI et al., 2020]. All the anomalies are calculated with respect to the 1995-2014 period of a given member.

The annual ocean potential temperature and practical salinity from CMIP model outputs were interpolated to a stereographic ($8\ km \times 8\ km \times 60\ m$) grid, then extrapolated to fill unrepresented areas as in JOURDAIN et al. [2020b]. The corresponding ocean anomalies were then added to the present-day temperature and salinity to feed the ice-shelf basal melt parameterisation.

Regional climate projections were not used to calculate the future SMB of ISMIP6-Antarctica [NOWICKI et al., 2020; SEROUSSI et al., 2020], mostly because they were not available early enough in the intercomparison process. Since then, this kind of simulations have been used to refine SMB projections [KITTEL et al., 2021; KITTEL et al., 2022b]. Using a dedicated regional climate model is particularly important for the IPSL-CM6A-LR model given that its snow physics over ice sheets is too simple to simulate firn saturation and runoff in a warmer climate. However, running the regional climate model driven by many members of the CMIP ensemble would be computationally too expensive and practically not feasible due to the non-availability of 6-hourly output for most members, which are needed to constrain the regional model.

In this paper, we therefore use the approach developed by JOURDAIN et al. [subm] to emulate the behaviour of the *Modèle Atmosphérique Régional* [MAR, KITTEL et al., 2021]. This method uses exponential fits of accumulation and melting perturbations due to changes in surface air temperature, as well as simple physical relationships to derive runoff and SMB. The fit parameters are calculated from 1980-2100 MAR simulations forced by the corresponding CMIP model (either IPSL-CM6A-LR, UKESM1-0-LL or MPI-ESM1.2-HR). The SMB of a given member is estimated from the relevant

MAR simulation of the first member, perturbed as a function of the annual temperature difference between the two CMIP model members. This method is thoroughly evaluated in JOURDAIN et al. [subm] for the emulation of other CMIP models and scenarios, and here we apply it to emulate other members. Similarly to the ocean forcing, we calculate annual anomalies (with respect to 1995-2014 mean SMB) and add them to the present-day SMB.

4. Results

We first characterize internal climate variability of the oceanic (subsect. 4.1) and atmospheric (subsect. 4.2) components in the selected CMIP6 models. For this, we use all available members and we describe the effect of internal climate variability on the present-day mean state, i.e., 1995-2014, which is used as a reference for the calculation of anomalies in ISMIP6 and in our Elmer/Ice simulations. Then, we estimate the importance of internal climate variability for sea level projections by examining transient Elmer/Ice simulations from 2015 to 2100, driven by a subset of the CMIP6 ensemble used in the two first subsections (subsec. 4.3).

4.1. Oceanic internal climate variability

Oceanic internal climate variability at mid-depth is much weaker in MPI-ESM1.2-HR than in IPSL-CM6A-LR and UKESM1-0-LL (Fig. III.3). MPI-ESM1.2-HR shows a relatively low and homogeneous internal climate variability on the continental shelf, with typical standard deviations of 0.017 g kg^{-1} and 0.06°C across the members (Fig. III.3a,d). The mean salinity of this model is too low over the whole continental shelf (34.2 g kg^{-1}) compared to the World Ocean Atlas dataset [WOA 2018, BOYER et al., 2018], particularly in front of the Ross and Filchner ice shelves (Fig. III.4a,b). This suggests that the weak internal climate variability is related to an underestimation of dense water formation (Fig. III.4b).

For IPSL-CM6A-LR and UKESM1-0-LL, salinity exhibits higher variability over the whole shelf (around 0.030 g kg^{-1} in Fig. III.3b,c) but this does not systematically lead to a high variability in temperature (Fig. III.3e,f). The part that undergoes the largest variability in mid-depth temperatures in both IPSL-CM6A-LR and UKESM1-0-LL is the region extending westward from the Bellingshausen Sea to the western Ross Sea. There are nonetheless noticeable differences between the two models.

For IPSL-CM6A-LR, the largest variability in mid-depth salinity is found in the western part of the Ross Sea, where High Salinity Shelf Water (HSSW) is formed (Fig. III.3b). As described by MATHIOT & JOURDAIN [2023] and SIAHAAN et al. [2022], lower rates of HSSW formation in the eastern Ross Sea can favor the intrusion of Circumpolar Deep Water (CDW) in the western part, which may explain why mid-depth temperature variability is highest there (Fig. III.3e). In contrast, the high variability in salinity at the HSSW formation site of the eastern Weddell Sea (Fig. III.3b) is probably too weak to be associated with any CDW intrusion (Fig. III.3e). For UKESM1-0-LL, the highest variability in mid-depth salinity is located around Prydz Bay in East Antarctica (Fig. III.3c), which is an area of important dense shelf water formation [WILLIAMS et al., 2016]. It nonetheless does not induce a strong temperature variability near the ice shelves (Fig. III.3f). An interesting feature of UKESM1-0-LL (and IPSL-CM6A-LR to a lower extent) is the high salinity variability in the deep

ocean, northward of the Amundsen Sea (Fig. III.3c), which coincides with a region of high variability of sea-ice concentration (not shown) and air temperature (Fig. III.5f).

We now examine the Amundsen Sea more closely as the region is particularly important for the ice-sheet mass loss. In MPI-ESM1.2-HR, the first 100 m are much fresher than observed and than in the two other models (Fig. III.3g), and the entire water column is too warm with an overly strong and shallow thermocline (Fig. III.3j). Sea-ice concentration is considerably lower than for the other two models and observations (Fig. III.4i-l), which results in a lack of deep convection on the shelf. The low oceanic internal climate variability in MPI-ESM1.2-HR may result from this lack of convection as internal climate variability in the atmosphere does not easily propagate into the deep ocean.

Both IPSL-CM6A-LR and UKESM1-0-LL seem to be prone to convection, with more realistic temperature profiles than MPI-ESM1.2-HR in the Amundsen Sea. All the IPSL-CM6A-LR members are nonetheless cold biased at depth (weakest bias of -0.75°C at 900 m depth in Fig. III.3k), while all the UKESM1-0-LL members are warm biased (weakest bias of $+0.54^{\circ}\text{C}$ at 900 m depth in Fig. III.3l). The spread across the ensemble is large for both models, with 0.79°C (IPSL-CM6A-LR) and 0.39°C (UKESM1-0-LL) difference in the 1995-2014 mean temperature at 900 m between the extreme members.

These conclusions remain valid for 60-year averages instead of 20-year averages, albeit with attenuated internal climate variability. For example, there is still 0.43°C (IPSL-CM6A-LR) and 0.34°C (UKESM1-0-LL) difference in the 1955-2014 mean temperature at 900 m between the extreme members (not shown). This finding is consistent with a strong internal climate variability at multi-decadal time scales in the Amundsen Sea, as previously pointed out by PURICH & ENGLAND, 2021 who identified typical periodicity of approximately 30 years for MPI-ESM1.2-HR, 70 years for IPSL-CM6A-LR and 120 years for UKESM1-0-LL (their Fig. S6). In comparison, paleoclimate reconstructions indicate a ~ 50 -year period for the wind variability at the Amundsen Sea shelf break [HOLLAND et al., 2022].

4.2. Atmospheric internal climate variability

The SMB is defined as the difference between precipitation (liquid and solid, positive contribution) and evaporation, sublimation and run-off (negative contribution). The present-day Antarctic SMB mostly consists of snowfall, a small part of which ($<10\%$) is sublimated at the surface and in blowing snow [VAN WESSEM et al., 2018a; AGOSTA et al., 2019; MOTTRAM et al., 2021]. Run-off is currently negligible as most of the meltwater refreezes due to cold temperatures. By 2100 and for the SSP2-4.5 medium scenario, run-off is supposed to remain limited [KITTEL et al., 2021], so the SMB is projected to increase largely due to the increased water vapour saturation in warmer air [e.g., KRINNER et al., 2008; AGOSTA et al., 2013]. Here, we therefore focus on SMB, precipitations and air temperatures.

In contrast to the ocean, the atmospheric internal climate variability is relatively similar in the three selected CMIP6 models (Fig. III.5). This is partly due to similar present-day SMB : the integrated value over the whole ice sheet ranges between 2641 and 2892 Gt yr⁻¹ for all members of the three models. The present-day SMB internal climate variability is stronger in coastal regions (Fig. III.5a-c) where the average SMB is higher (not shown), consistently with the precipitation variability in the CMIP simulations (Fig. III.5g-i). The largest SMB internal climate variability is simulated along the

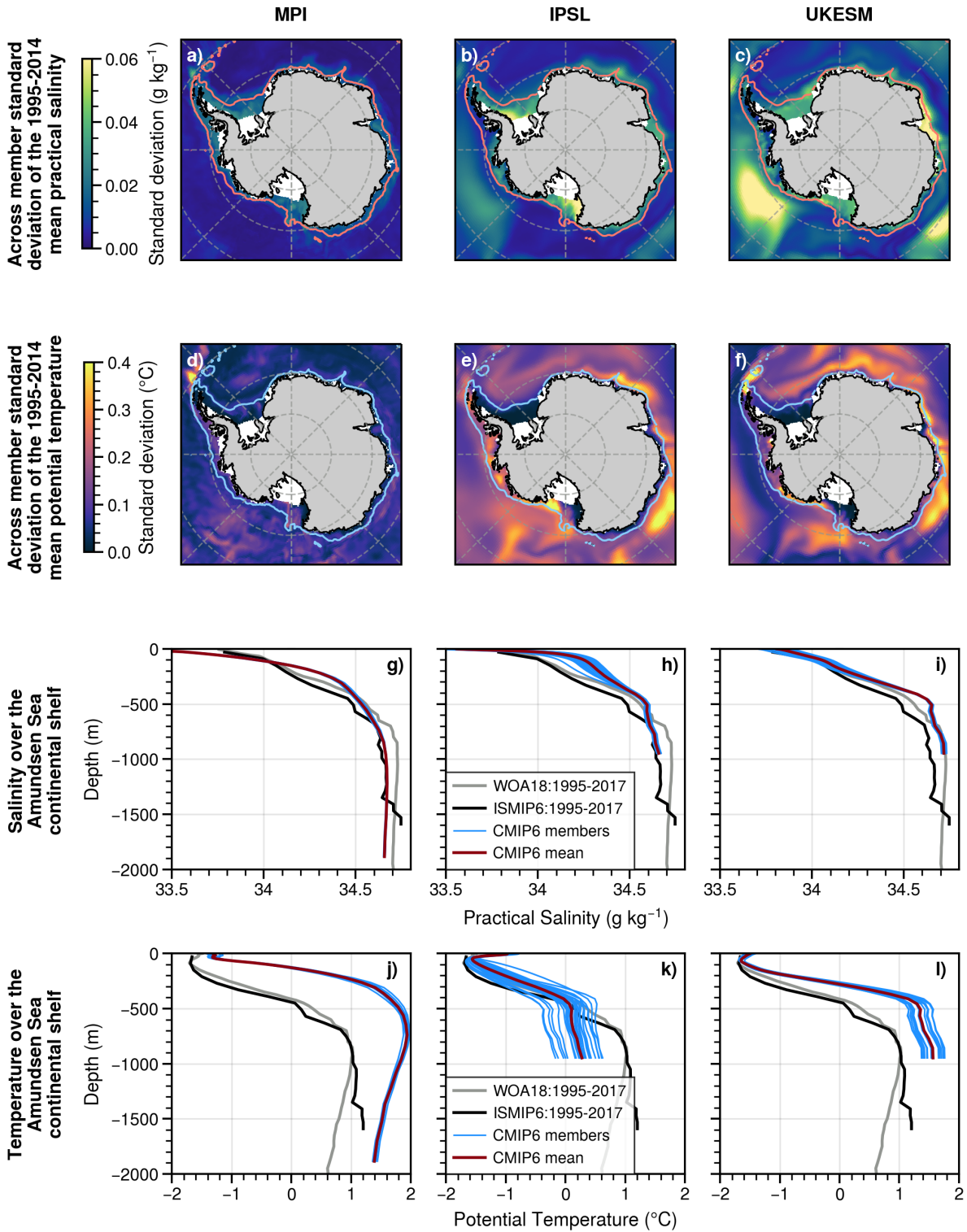


FIGURE III.3 – Comparison of the saline and thermal properties of the CMIP6 models MPI-ESM1.2-HR (left), IPSL-CM6A-LR (middle) and UKESM1-0-LL (right). (a-c) standard deviation of the 1995-2014 mean practical salinity across the ensemble relative to the multi-member mean, considering the salinity averaged from 200 m to 700 m depth. The 1500 m isobath (pink) delimits the continental shelf. (d-f) same as (a-c) but for potential temperature and with the 1500 m isobath in blue. (g-i) mean vertical profiles of practical salinity on the Amundsen Sea continental shelf [as defined in CAILLET et al., 2023]. For each model, the blue curves represent the individual members (1995-2014 mean), and the red line the multi-member mean. The grey curve corresponds to the 2018 World Ocean Atlas data [WOA 2018, BOYER et al., 2018] over the period 1995-2017 and the black curve to observational climatology based on the WOA, EN4 and MEOP datasets and built for ISMIP6 [JOURDAIN et al., 2020b]. (j-l) same as (g-i) but for potential temperature.

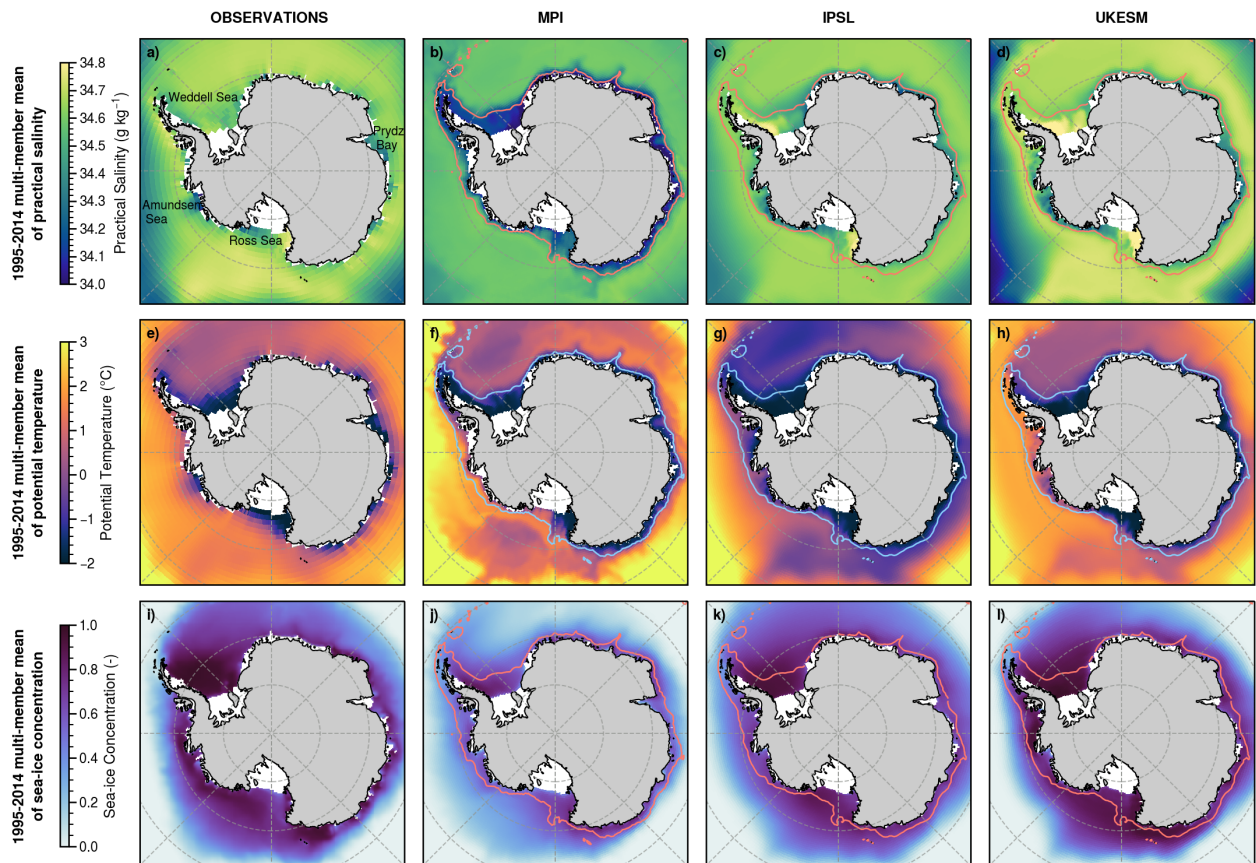


FIGURE III.4 – Comparison of the saline, thermal and sea-ice properties of observations (left) and CMIP6 models MPI-ESM1.2-HR (middle left), IPSL-CM6A-LR (middle right) and UKESM1-0-LL (right). (a) 1995-2017 mean practical salinity from the 2018 World Ocean Atlas datasets [WOA 2018, BOYER et al., 2018], considering the salinity averaged from 200 m to 700 m depth. (b-d) 1995-2014 mean practical salinity across the climate model ensemble, considering the salinity averaged from 200 m to 700 m depth. The 1500 m isobath (pink) delimits the continental shelf. (e) same as (a) but for potential temperature. (f-h) same as (b-d) but for potential temperature and with the 1500 m isobath in blue. (f) 1995-2014 mean sea-ice concentration from NSIDC dataset (version 4.0) [COMISO, 2023]. (j-l) same as (b-d) but for sea-ice concentration.

coast of the Amundsen and Bellingshausen seas, which is due both to the particularly high present-day mean SMB and to the high internal climate variability of atmospheric circulation and air temperature in these regions (Fig. III.5d-i). As previously reported by MARSHALL & THOMPSON, 2016, the internal climate variability of sea level pressure and air temperature have the typical characteristics of the two Pacific-South American modes (usually referred to as PSA1 and PSA2), which are associated with wave trains originating in the tropical Pacific and possibly modulated by feedbacks with clouds and sea-ice [WANG et al., 2022].

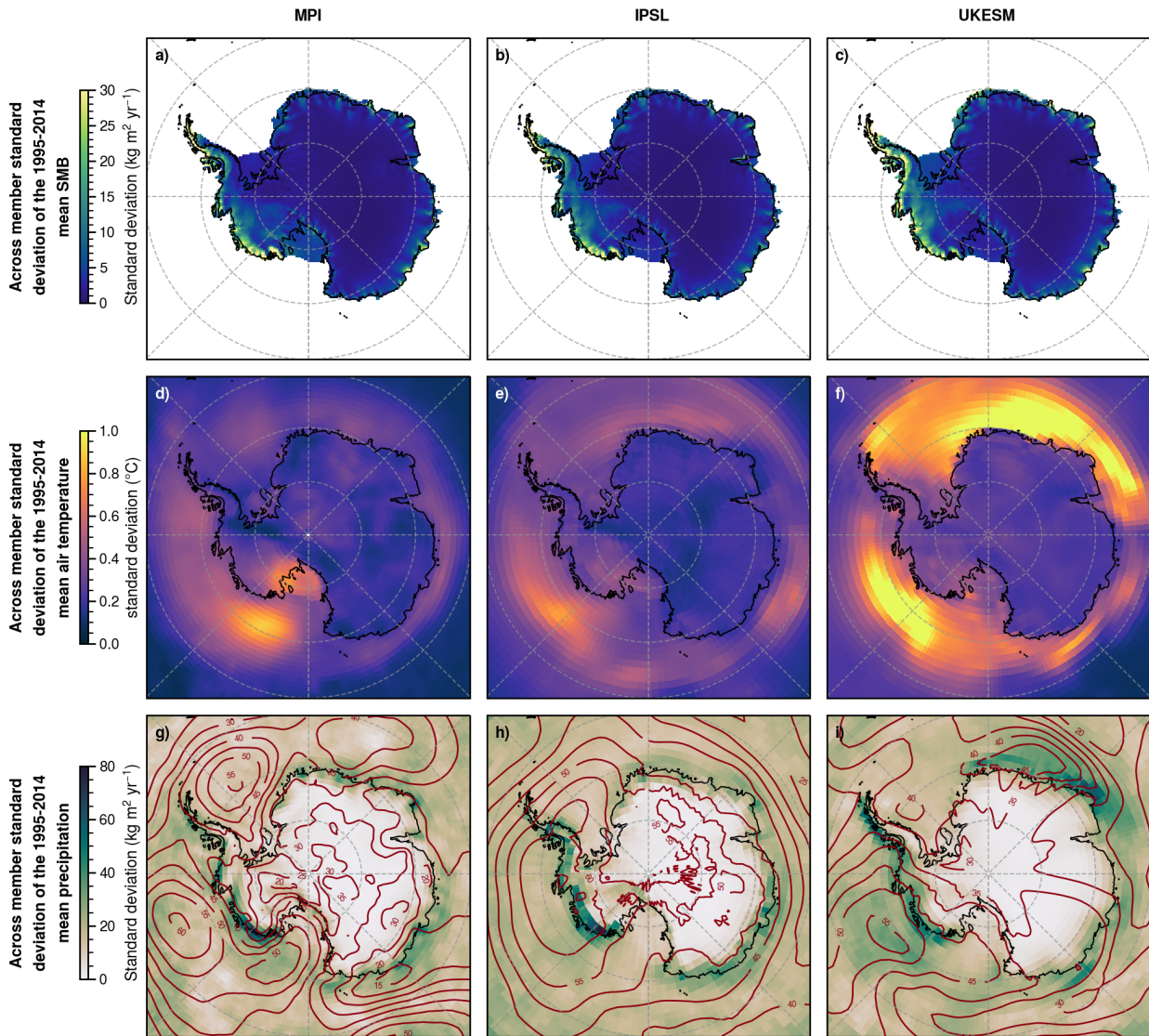


FIGURE III.5 – Comparison of the internal climate variability in surface mass balance, air temperature, precipitation and sea level pressure in MPI-ESM1.2-HR (left), IPSL-CM6A-LR (middle) and UKESM1-0-LL (right). (a-c) standard deviation of the 1995-2014 mean SMB across the ensemble relative to the multi-member mean, from the MAR-based reconstructions. (d-f) same as (a-c) but for air temperature at 2 m (directly from the CMIP6 outputs). (g-i) same as (a-c) but for total precipitation (shaded) and sea level pressure (contours every 5 hPa) from the CMIP6 outputs.

4.3. Impact of internal climate variability on the Antarctic contribution to sea level

In our ice-sheet projections, Antarctica gains mass over the century for all members of the three CMIP models, with an estimated SLC in 2100 ranging from -1.34 to -8.46 cm (Fig. III.6a). This contribution results from a compensation between (i) increased ice mass flux through the grounding line forced by the ocean (Fig. III.6b), mainly occurring in West Antarctica (Fig. III.6h) and (ii) increasing SMB (Fig. III.6c), occurring in each region (Fig. III.6f,i,l). Regions behave in different ways. While the East Antarctica and the Peninsula gain mass (SLC in 2100 ranging respectively from -3.80 to -6.32 cm in Fig. III.6d and from -0.96 to -2.24 cm in Fig. III.6j), West Antarctica loses mass (SLC in 2100 ranging from +0.11 to +3.78 cm in Fig. III.6g). The West Antarctic positive SLC is mostly explained by Pine Island and Thwaites ice shelves (~ 3 cm in Fig. III.7c, basin 11) as well as Getz ice shelf (~ 1 cm, basin 10). The absolute trends in East Antarctica and the Peninsula regions are largely contaminated by the unforced drift in Elmer/Ice (see section 3.2), but the simulations can still inform on the sensitivity to internal climate variability.

Internal climate variability affects the estimated SLC of Antarctica in 2100 by more than 45%, 79% and 93% for the IPSL, UKESM and MPI models respectively (considering the difference between the lowest and highest member divided by the multi-member mean). Thus, the estimated SLC can vary by 1.64 cm, 4.35 cm and 2.33 cm, respectively (Fig. III.6a) (considering the difference between the lowest and highest member). For the three climate models and in most Antarctic regions, the effects of atmospheric internal climate variability overwhelm the effects of oceanic internal climate variability (Figs. III.6-III.7). This is also true for West Antarctica where the SLC trend mostly results from the ocean-induced dynamics of the ice sheet but internal climate variability results from the atmosphere. On average, the amplitude of SLC variability relative to the atmosphere is 3.4 times higher than that relative to the ocean.

5. Discussion

5.1. Robustness of internal climate variability in climate models

Since all the diagnoses we have done are based on CMIP models, the realism of their internal climate variability needs to be addressed.

PARSONS et al. [2020] compared the global mean surface air temperature of CMIP piControl simulations to paleoclimate proxies representative of the 1450-1849 period. While some of the CMIP6 models had a high-biased temperature variability, the three models used in this study are within the observational plausible range, with standard deviation (for variability beyond 25-year timescales) of 0.12°C in IPSL-CM6A-LR, 0.09°C in UKESM1-0-LL and 0.08°C in MPI-ESM1.2-HR.

However, based on ice core reconstructions of temperatures at the surface of Antarctica over the past 1,000 years, CASADO et al. [2023] estimated that the internal climate variability was underestimated over Antarctica in the CMIP5 and CMIP6 models, although the three models used here were

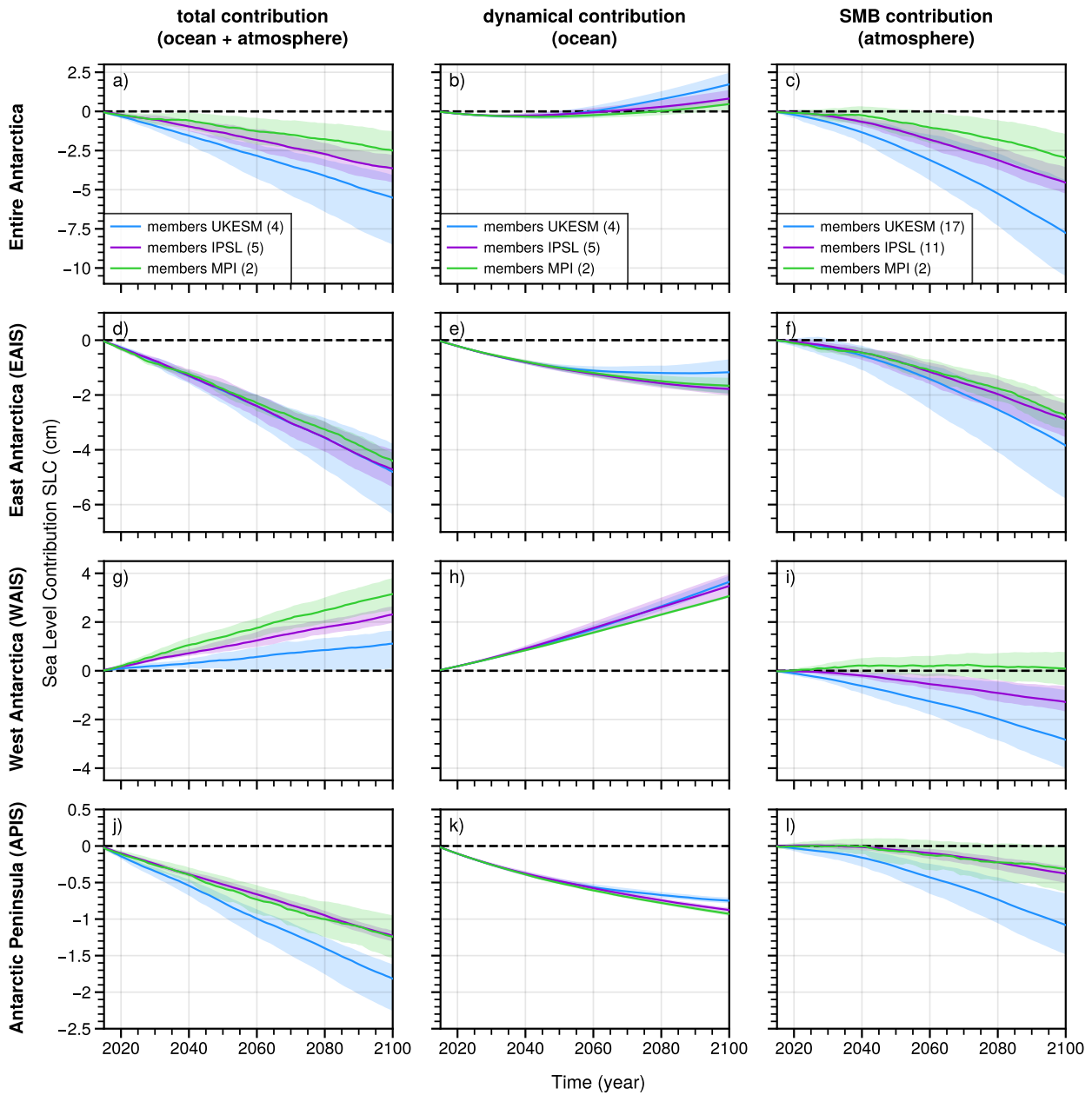


FIGURE III.6 – Antarctic Sea Level Contribution (SLC) over the 21st century relative to year 2015 under the SSP2-4.5 scenario, for MPI-ESM1.2-HR (green), IPSL-CM6A-LR (purple) and UKESM1-0-LL (blue). Results are displayed for the whole ice sheet (upper row) and for the main sub-regions [as defined in THE IMBIE TEAM, 2018]. The left rows show the combination of the dynamical ice-sheet contribution (modulated by the oceanic internal climate variability, middle row) and the surface mass balance contribution (modulated by the atmospheric internal climate variability, right row). The dynamical contribution is calculated from the change in volume above flotation minus the accumulated SMB changes, using the method described in GOELZER et al., 2020 to convert to sea level variations. The SMB contribution is calculated over the grounded ice area of BedMachine-Antarctica-v2, which is very close to Elmer/Ice’s initial state (difference of less than 0.1% in grounded area). The use of the grounded ice area from BedMachine-Antarctica-v2 instead of the one from Elmer/Ice (which takes into account the grounding line retreat), impacts the SLC due to the SMB by less than 1 mm.

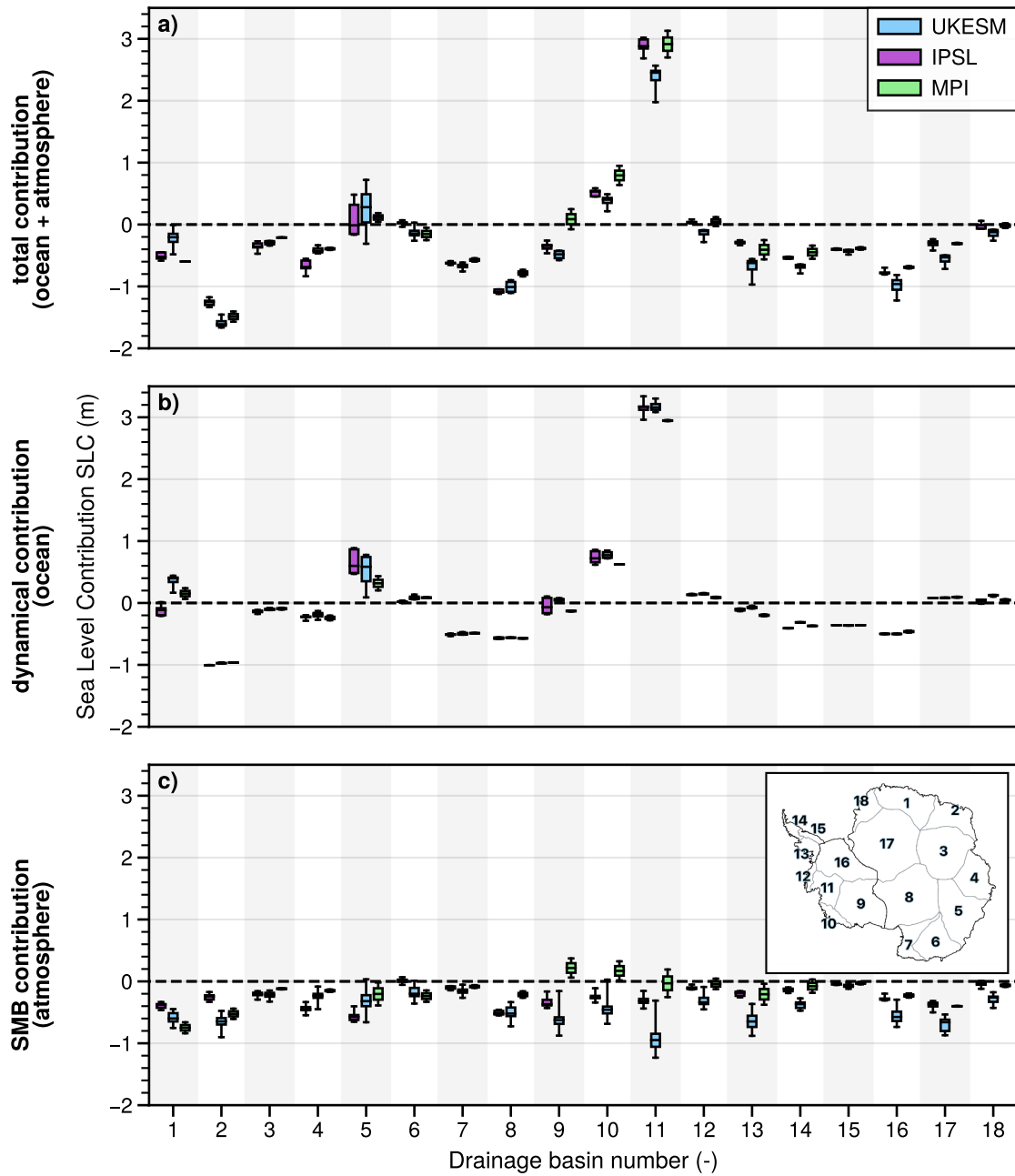


FIGURE III.7 – Regional Antarctic Sea Level Contribution (SLC) in 2100 relative to year 2015 for MPI-ESM1.2-HR (green), IPSL-CM6A-LR (purple) and UKESM1-0-LL (blue), integrated over the IMBIE drainage basins shown in (c) THE IMBIE TEAM [2018]. a) all contributions, b) dynamical ice-sheet contribution modulated by the ocean internal climate variability and d) the SMB contribution modulated by the atmospheric internal climate variability (see methods and definitions in the caption of Fig. III.6). The box plots correspond to the ensemble median (line), interquartile range (box) and total range (whiskers) of each model.

not part of the assessment. PREVIDI & POLVANI, 2016 suggested that the SMB interannual internal climate variability is well captured by the CMIP5 models, but this is only based on the reanalysis period and is therefore more relevant for the interannual variability than for the multi-decadal variability that is emphasized in our work. The higher fidelity of the internal climate variability in CMIP models at the interannual frequency than at multi-decadal frequencies was also reported by CHEUNG et al. [2017] for the main modes of variability in the Atlantic and Pacific oceans.

Our results also show that the amplitude of oceanic internal climate variability around Antarctica strongly depends on the climate model. The low variability of the MPI model is inconsistent with observations. This may result from a poor representation of some processes, in particular an underestimation of dense water formation and freshwater fluxes from basal melting, as well as underestimated sea ice production, which results in a lack of deep convection on the continental shelf and prevents any exchange between the mid-depth ocean and the atmosphere (see subsect. 4.1). Based on an eddy resolving $1/4^\circ$ ocean model, SÉRAZIN et al. [2017] have estimated that chaotic low-frequency oceanic internal climate variability overwhelms the atmospheric forced oceanic variability in the Southern Ocean. This suggests that the multi-decadal oceanic internal climate variability of coarser resolution models, like those considered here, could be underestimated.

Furthermore, climate models do not explicitly include the ice sheet, although the non-linearities due to ice-sheet–ocean and ice-sheet–atmosphere interaction have the potential to generate internal climate variability [KRAVTSOV et al., 2007; GWYTHYER et al., 2018].

Therefore, the low-frequency internal climate variability that affects the ice-sheet mass through oceanic and atmospheric pathways is probably underestimated in current climate models and its impact on the Antarctic SLC as well.

5.2. Internal climate variability as a source of uncertainty in sea level projections

Our simulations, involving three climate models, suggest that the choice of climate model and internal climate variability both have a similar impact on Antarctic SLC, although there are disparities on a finer scale. The relative importance of internal climate variability in our simulations (45-93%) is higher than the 18-21% reported by TSAI et al. [2020]. However, its absolute importance is lower in our simulations, with a 2015-2100 SLC modulated by 1.6 to 4.4 cm, versus 8 cm in TSAI et al. [2020]. This is likely due to the fact that the SLC projections of TSAI et al. (30 to 48 cm) are at the very high end of the ensemble of other ice-sheet projections [SEROUSSI et al., 2020; PAYNE et al., 2021; COULON et al., 2023], which is partly due to the parameterised ice-shelf hydrofracturing and ice cliff failure in TSAI et al. [2020] as opposed to the aforementioned other models. In contrast, our simulations are towards the low end of the spectrum (-8.5 to -1.3 cm) due to the moderate scenario (SSP2-4.5), although the scenario has only a limited impact on Antarctic projections to 2100 [SEROUSSI et al., 2020; FOX-KEMPER et al., 2021], and to the present-day drift in East Antarctica and Peninsula that we did not remove from our projected trends.

The anomaly method used to build the ocean and atmospheric forcing in both our experiments and in ISMIP6 [NOWICKI et al., 2020] was designed to correct biases in SMB and ocean melting

over the 1995-2014 period. However, given the high variability of 20-year means, correcting a random phase of the historical CMIP simulations towards the actual 1995-2014 period may significantly shift the projections. For example, members with colder forcing over the present-day period become warmer throughout the 21st century due to the correction. CASADO et al. [2023] recommend averaging over 50-years to be long enough to weaken internal climate variability and short enough not to dilute forced trends. This corresponds to the typical period of internal climate variability in the paleoclimate reconstructions [HOLLAND et al., 2022]. As discussed in subsect. 4.1, some models like UKESM1-0-LL nonetheless have internal climate variability over longer periods, so that 50-year averages do not attenuate internal climate variability to a significant extent. Another issue with extending the period over which the correction is applied is that not so many observations were available 50 years ago in Antarctica.

Given the difficulties of correcting biases, it is tempting to select the members that are most in phase with observations and not applying any bias correction, which is investigated in the next subsection. It is nonetheless important to consider that the anomaly method is only responsible for a part of the uncertainty associated with internal climate variability. Indeed, TSAI et al. [2020] highlighted important internal climate variability despite correcting the 1920–2012 period. As ice-sheet modelers sometimes run large ensemble simulations to select or weight the members that best fit observational records [e.g., COULON et al., 2023], it seems important that they either consider multiple climate model members or select the more realistic ones.

5.3. Identifying the best member

Given the importance of internal climate variability, it is tempting to select the member that is most in phase with the observational record. We here investigate this possibility with the example of the IPSL-CM6A-LR model and its 33 members. The first challenge is to define metrics that can be used to quantify the phasing of individual members. Among the observations that are available over several decades, it is somehow an expert judgement to decide which metrics are most relevant for the Antarctic mass variations.

Here we propose to calculate the following metrics for individual members, in order to assess the complexity of identifying a best member :

- Root mean squared difference between the multi-year mean ocean temperature profiles measured and modelled in front of Pine Island [years 1994, 2000, 2007, 2009, 2010, 2012, as given in DUTRIEUX et al., 2014] and Dotson [years 2000, 2006, 2007, 2009, 2011, 2012, 2014, as given in JENKINS et al., 2018] ice shelves. This is a proxy for the phase of multi-decadal variability in the region where the ocean has triggered the largest ice-sheet mass loss.
- Root mean squared difference between the standard deviation of multi-year ocean temperature profiles measured and modelled in front of Pine Island and Dotson ice shelves. This is a proxy for the amplitude of multi-decadal variability in the region where the ocean has triggered the largest ice-sheet mass loss.
- Difference between observed and modelled trend in the Southern Annular Mode (SAM), estimated over 1965-2014 based on the index defined by MARSHALL [2003]. SAM affects both the Antarctic SMB [MEDLEY & THOMAS, 2019] and ice-shelf basal melting [VERFAILLIE et

- al., 2022]. Here we evaluate the phase of multi-decadal variability in individual members by quantifying the modulation of the SAM 60-year trend by internal climate variability.
- Pearson correlation coefficient, root mean squared difference between and standard deviation of the observed and modelled Southern Annular Mode index [SAM, MARSHALL, 2003] with a 5-year running window on detrend data over 1965-2014. SAM index is based on the zonal pressure difference between the latitudes of 40°S and 65°S and is a proxy for the phase and amplitude of interannual variability over all Antarctica as SAM has a large impact on atmospheric and oceanic circulations. Taylor diagram combines these 3 metrics to quantify the degree of correspondence between modelled and observed SAM.
 - Pearson correlation coefficient, root mean squared difference between and standard deviation for the observed and modelled Tripole Index for the Interdecadal Pacific Oscillation [TPI, HENLEY et al., 2015] with a 5-year running window over 1854-2014. The TPI is based on the difference between the Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) averaged over the central equatorial Pacific and the average of the SSTA in the Northwest and Southwest Pacific. The TPI describes decadal to interdecadal changes in the strength of the El Niño–Southern Oscillation (ENSO) and its teleconnections. ENSO affects the West Antarctic SMB [GENTHON & COSME, 2003; SCOTT et al., 2019] and ice-shelf basal melting in the Amundsen Sea [STEIG et al., 2012; HOLLAND et al., 2019] through the south-eastward propagation of atmospheric Rossby waves from the inter-tropical Pacific. Taylor diagram combines these 3 metrics to quantify the degree of correspondence between modelled and observed TPI.
 - Comparison of the mean ocean temperature at 750 m depth on the continental shelf in the Amundsen Sea between identified warm periods and the preceding cold periods. Three warm periods have been identified in observations : 1945 ± 12 (1933-1957), 1970 ± 4 (1966-1974) [based on sediment records, SMITH et al., 2017] and 2006-2012 [based on Dotson and Pine Island melt rates estimates, DUTRIEUX et al., 2014; JENKINS et al., 2018]. These periods are compared respectively to 1850-1932, 1958-1965 and 1975-2005, supposed to be colder periods. For each member, we assume that the warm period exists if a 5-year mean, at least, within years that define the warm period is higher than the mean of the preceding cold period. This is a proxy for the phase of multi-decadal variability in the region where the ocean has triggered the largest ice-sheet mass loss.
 - Root mean squared difference between observed and modelled sea-ice concentration trend around Antarctica over 1979-2014 [[version 4, MEIER et al., 2022]. Here, we evaluate the phase of multi-decadal variability in individual members by quantifying the modulation of sea-ice concentration trend by internal climate variability [ZHANG et al., 2019].
 - Root mean squared difference between the 1995-2014 average SMB output of the MAR simulations forced by ERA5 described in KITTEL et al. [2021] and the reconstructed SMB of each member of the IPSL-CM6A-LR model on the same period as described in JOURDAIN et al. [subm].

We then rank the performance of all the members by assigning them a rank, with lower rank for the member that best matches the observations) :

- for root mean squared difference (RMSE) metric, the member with the lowest (respectively highest) RMSE value is assigned rank 1 (respectively rank 33).

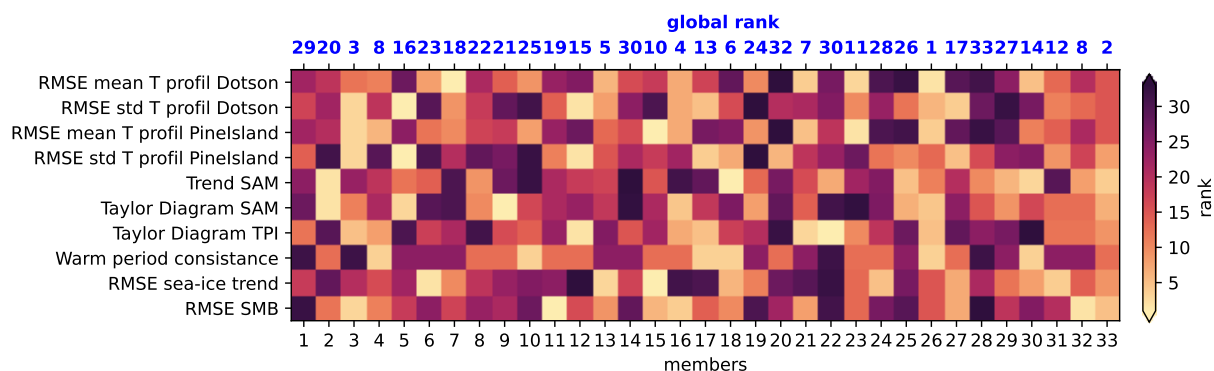


FIGURE III.8 – Combination of relevant metrics for evaluating members of the IPSL-CM6A-LR model compared to various observations/index data. The y-axis represents the selected metrics while the x-axis represents individual members. A rank of 1 (respectively 33) refers to the member with the value closest to (respectively furthest from) the assessed observational value. The blue numbers at the top indicate the member’s overall ranking, with equal weight for all metrics.

- for metrics relative to Taylor Diagram (Pearson correlation coefficient and standard deviation), we first calculate a rank for each individual metric by assigning the lowest rank value to the lowest Pearson correlation coefficient and to the lowest difference between observed and modeled standard deviation. We then average all calculated ranks and finally assign the best (worst) final rank to the lowest (highest) average.
- for metric relative to warm and cold period alternation, we assume that the warm period exists if a 5-year mean, at least, within years that define the warm period is higher than the mean of the preceding cold period. If the condition is met, the member is assigned the value 1, and 0 otherwise. This process is applied to each of the three warm periods and the values are then summed. Members with a value of 3 (of 0) are assigned the best (the worst) rankings.

The ranks of all members for all metrics are presented in Fig. III.8. Overall, ranks are not very consistent across the chosen metrics, and no member is best for all metrics. Although the perfect member does not exist, some members nevertheless seem more in phase with the observed climate variability than the other members. We have ranked the members according to the weighted average rank of each metric (weight of 1) (see top blue value on Fig. III.8). Member 26 seems to be the most consistent with the observed variability despite a lack of variability in front of Pine Island and a sea-ice trend that is mostly negative as opposed to the positive observed trend.

However, the member selection appears very sensitive to the list of chosen metrics, and the phasing of the best member may be only marginally better than for the other members. Given the number of degrees of freedom of climate models, it would probably be unrealistic to expect finding a member perfectly in phase with the observed variability among ensembles of a few tens of members, even if models were not biased. For these reasons, it appears judicious to consider several climate model members in ice-sheet projections, to account for the substantial uncertainty related to internal climate variability.

6. Conclusion

In this study, we show that internal climate variability affects the Antarctic contribution to changes in sea level until 2100 by 45%-93%, i.e., a variation between 1.6 and 4.4 cm under the SSP2-4.5 scenario. This may be a low estimate as the internal climate variability of the CMIP models is likely underestimated. In our case, the uncertainty in Antarctic sea-level contribution due to internal climate variability is of comparable magnitude as the uncertainty related to the choice of the climate model. The internal climate variability has a strong multi-decadal component, so that (i) it is not completely diluted over a century, and (ii) it strongly affects the 20-year averages used to build the forcing anomaly.

For all three climate models and for most Antarctic regions, the effect of atmospheric internal climate variability on the surface mass balance overwhelms the effect of oceanic internal climate variability on the dynamical ice-sheet mass loss by more than a factor of 3. The atmospheric internal climate variability is similar in the three CMIP6 models analysed in this study. Conversely, the amplitude of oceanic internal climate variability around Antarctica strongly depends on the climate model. The oceanic internal climate variability of the MPI-ESM1.2-HR model is very low, which may be explained by underestimated convection, due to either biases in the sea-ice behaviour or in the ocean stratification.

From these results, we recommend changing a number of practices in ice-sheet projections :

- Several members within each climate model should be considered as forcing : given the number of degrees of freedom of climate models, it would probably be unrealistic to expect finding a member perfectly in phase with the observed variability among ensembles of a few tens of members, even if models were not biased, so it is important to account for this uncertainty.
- The reference period for the calculation of anomalies or weights should be longer than the 20 years used here and in ISMIP6 [NOWICKI et al., 2020]. CASADO et al. [2023] recommend averaging over 50 years to be long enough to weaken internal climate variability and short enough not to dilute forced trends. An issue with extending the period over which the correction is applied is that only few observations were available 50 years ago in Antarctica, so it is possible that this approach will reduce the expression of internal climate variability in the model but not in the observations. This nonetheless likely remains a preferable approach than using the last 20 years.
- The initialisation of ice-sheet models should account for internal climate variability, either by starting from various members and/or by including internal climate variability in the long initialisation of some ice-sheet models, as previously suggested by ROBEL et al. [2023].
- Ice-sheet models should be fully coupled to climate models and be run for multiple members. Although still challenging [SMITH et al., 2021], this would enable a consistent representation of internal climate variability, including the effects of ice-sheet–ocean and ice-sheet–atmosphere feedbacks.

7. Si vous n'avez pas le mal de mer, vous repartirez bien pour un tour ?

Les conclusions de cette étude sont similaires à celles de TSAI et al. [2020]. L'utilisation de modèles de calotte et de modèles climatiques différents rend les conclusions plus robustes. Ces deux études soulignent la nécessité de prendre en compte la variabilité interne du climat dans l'évaluation de l'incertitude associée aux projections de contribution de la calotte antarctique à l'élévation du niveau des mers.

Dans une perspective d'amélioration, il pourrait être intéressant de comparer la variabilité interne atmosphérique des modèles CMIP6 utilisés dans la présente étude à la variabilité interne atmosphérique estimée à partir des carottes de glace [CASADO et al., 2023]. Les conclusions du chapitre 3 pourraient être plus robustes si un modèle couplé était utilisé. En effet, une configuration couplée permettrait de prendre en compte les interactions de la calotte avec l'océan et l'atmosphère qui génèrent de la variabilité interne. Idéalement une résolution de $1/4^\circ$ pour la composante océanique devra être utilisée afin de permettre la résolution des tourbillons les plus gros (générateurs de variabilité interne).

Synthèse

Question 2 : *Est-ce que la variabilité interne joue un rôle considérable sur la perte de masse de la calotte antarctique au 21^{ème} siècle ?*

Les résultats du chapitre 3 suggèrent que la variabilité interne affecte la contribution de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers d'ici la fin du siècle de plus de 45% à 93% (quelques centimètres) selon le modèle climatique, soit une amplitude équivalente à celle du choix du modèle climatique. Cette estimation est certainement sous-évaluée en raison d'une sous-estimation de la variabilité interne au sein des modèles climatiques, en partie liée à l'absence d'interaction de la calotte avec l'océan et l'atmosphère.

Détection d'une tendance forcée émergeant de la variabilité naturelle interne

Ce chapitre présente les résultats préliminaires et les pistes d'amélioration d'une étude dont l'objectif est l'identification de l'émergence éventuelle d'une tendance forcée (d'origine naturelle et/ou anthropique) de la variabilité naturelle interne basse fréquence.

Cette étude repose sur la configuration antarctique du modèle de dynamique glaciaire Elmer/Ice forcée par plusieurs membres d'un modèle climatique selon deux scénarios, un tenant compte de l'ensemble des forçages climatiques (historique), l'autre tenant compte uniquement de la variabilité interne (piControl).

1. Introduction

The Antarctic Ice Sheet has contributed to global sea level rise over the last few decades, at an increasing rate [multiplied by 4 between 1900-2018 and 1993-2018, FREDERIKSE et al., 2020], and is now responsible for more than 10% of global sea level rise [FREDERIKSE et al., 2020; OTOSAKA et al., 2022]. Satellites indicate that the ice sheet has been losing mass since the 1990s primarily through changes in the ice dynamics [RIGNOT et al., 2013; DEPOORTER et al., 2013; GREENE et al., 2022; OTOSAKA et al., 2022; DAVISON et al., 2023] while the surface mass balance has remained relatively stable over the same period [PALERME et al., 2017; MEDLEY & THOMAS, 2019; MOTTRAM et al., 2020].

The most significant loss of mass has occurred in the Amundsen Sea sector, where ocean-induced melting beneath floating ice shelves [PRITCHARD et al., 2012; JENKINS et al., 2016] has led to (i) a retreat of both grounding lines [KONRAD et al., 2018] and fronts [GREENE et al., 2022], (ii) a thinning of ice shelves [HOGG et al., 2021] and (iii) an acceleration of upstream tributary glaciers as the buttressing effect of ice shelves decreases [MOUGINOT et al., 2014; DE RYDT et al., 2021]. Changes in ice-shelf basal melting are related to changes in the amount of relatively warm Circumpolar Deep Water (CDW) flowing onto the continental shelf. Such changes are driven by changes in the surface buoyancy fluxes [CAILLET et al., 2023] and by eastward wind anomalies at the shelf break. Eastward wind anomalies are associated with weakening of the Amundsen Sea Low, part of a global response to anomalies in the tropical Pacific that propagate to the Amundsen Sea as a standing Rossby wave train [STEIG et al., 2012].

Although observations are scarce before the 90s, the observed disappearance of ice rises above some pinning points suggests that ice shelves in the Amundsen and Aurora basins were already thinning over the period 1970-1989 while other Antarctic regions were relatively stable [MILES & BINGHAM, 2024]. In the Amundsen basin, the grounding line flux increased by 15% between 1973 and 1989 [MOUGINOT et al., 2014] and sediments records show that several glaciers have experienced a retreat of their grounding line since the 40s, like Pine Island [SMITH et al., 2017] and Thwaites [CLARK et al., 2024], whereas the region had remained relatively stable for around 7,500 years prior to the current major retreat [HILLENBRAND et al., 2017].

However, it is not clear why the imbalance of the Antarctic ice sheet, especially in the Amundsen sector, has persisted over such a long period. In particular, the role of anthropogenic forcing remains largely unclear due to the strong natural internal climate variability in the region. In West Antarctica, internal climate variability is strongly linked to tropical Pacific variability [SCHNEIDER & STEIG, 2008; STEIG et al., 2012; JENKINS et al., 2018]. The increase in CDW inflow onto the Amundsen Sea continental shelf in the 40s, [HILLENBRAND et al., 2017] co-occurs with large westerly wind anomalies arising in 1938-1942, partly resulting from the very large El Niño event of 1940-1942 [SCHNEIDER & STEIG, 2008; STEIG et al., 2012; O'CONNOR et al., 2023]. However, O'CONNOR et al. [2023] suggest that the 40s westerly wind event alone is unlikely to have been sufficiently exceptional to explain the current stage of glacier retreat in the Amundsen Sea. Without any other factors, the ice sheet would have probably returned to its prior position by the 60s when the phase of natural internal variability

reversed [50-year frequency, HOLLAND et al., 2022], although the changes in forcing may have been amplified for a few years by positive feedbacks related to the dynamics of the ice sheet or the ocean.

Among the other contributing factors, a leading hypothesis is that ice loss may have been triggered by natural internal variability in the 40s but failed to recover entirely due to both the increase in wind changes forced by anthropogenic greenhouse gases (GHG) since the 60s and ozone depletion since the 80s [HOLLAND et al., 2022]. Nevertheless, evidence does not rule out scenarios based on the impact of long-term natural variability on ice-sheet dynamics. CHRISTIAN et al. [2022] show that even modest forcing trends (natural or anthropogenic) could have a large effect on grounding line retreat, particularly on century and longer timescales and recommends exploring century-scale responses of ice-sheet even if retreats do appear to coincide with short-term climate variability.

The impact of long-term natural internal variability in climate forcing on ice-sheet mass loss can be assessed by forcing an ice-sheet model with CMIP climate forcings from pre-industrial control simulations. Indeed, the pre-industrial control simulation [piControl, EYRING et al., 2021] from the CMIP framework was designed to model a stable quasi-equilibrium climate state under the conditions of the mid-19th century, i.e., prior to large human influence. piControl simulations therefore only include the unforced natural internal variability of the climate system. External forcing of both natural (volcanoes, orbital or solar change) and anthropogenic origin are excluded. Studying the ice sheet evolution in this framework raises the question of the initialisation of the ice sheet in pre-industrial conditions since almost no observations were made in Antarctica in the 19th century. This is a concern given that the initial extent of the ice shelves has been identified as one of the main sources of uncertainty in simulations of the Antarctic ice sheet mass loss [SEROUSSI et al., 2019].

In this study, we first develop a hybrid initialisation method to reconstruct plausible ice-sheet initial state in pre-industrial conditions. Then, we perform a set of ice-sheet changes from 1850 to 2059, with (historical run) and without (piControl run) external forcing, for several members of a CMIP climate model to (i) identify whether long-term internal climate variability alone can explain the observed changes and (ii) examine whether changes in the external forcing have induced a detectable ice-sheet mass loss.

2. Materials and methods

2.1. Approach

Ice flow simulations driven by historical CMIP climate model outputs between 1850 and 2059 are used to investigate the role of external forcings (anthropogenic or natural) on the ice-sheet mass loss since the pre-industrial era. By comparing these simulations with those driven by the “pre-industrial control” (piControl) CMIP climate model outputs, which do not include any external forcings, we are able to estimate whether the trends are possibly due to internal climate variability or externally forced (anthropogenic or natural). For robustness, several members of climate model are used. Thus, our conclusions rely on an ensemble of differences between historical and piControl simulations. To determine whether historical trends are forced (i.e., not resulting from internal variability), we perform a one-sample t-test considering the ensemble of differences between piControl and historical

ensembles to test the null hypothesis that the ensemble has not a zero mean. We consider the answer as significant if that hypothesis is rejected at the 95% confidence level.

To conduct such a study, we require an initialised ice-sheet model from 1850, despite a lack of data during the 19th century. We successively use an inversion method to initialise the ice sheet in 2000 (section 2.2.2) and then apply suitable cold perturbations to enable the ice sheet to regrow until 1850 (section 2.2.3).

2.2. Reconstruction of a pre-industrial ice sheet

2.2.1. Overview

In general, the initial state of ice-sheet models is estimated using either an inversion method or a spin-up method. Inversion methods have the advantage to start from realistic ice sheet geometry and ice velocities, which is important because centennial projections highly depend on the initial state [MORLIGHEM et al., 2013; SEROUSSI et al., 2019]. But these methods cannot be used before the 1990s as too few observations were available. The spin-up methods have the advantage to give ice sheet thickness and velocity that are in balance with the ocean-atmosphere forcing, but they often lead to a substantial deviation in grounding line position and ice thickness [REESE et al., 2023].

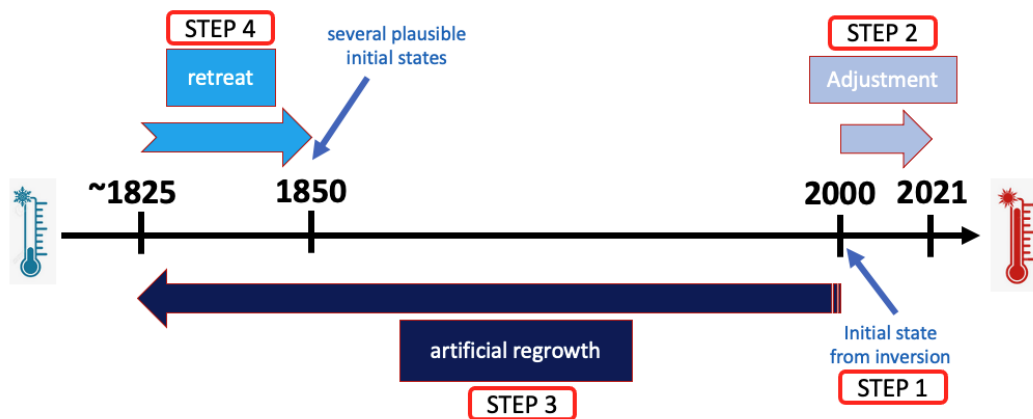


FIGURE IV.1 – Main steps in constructing plausible initial states for the pre-industrial period. STEP 1 : Creation of a 2000 initial state from the inversion method. The 2000 geometry is derived from the BedMachine Antarctica V3 present-day geometry [MORLIGHEM et al., 2020] by applying 2003-2019 observed ice thickness change rate over 15 years [SMITH et al., 2020] and then corrected based on floatation criteria. STEP 2 : Adjustment of oceanic temperature, friction parameters and surface mass balance to match the current basal melt rate and mass change rate over the 2000-2021 period. STEP 3 : Artificial regrowth of the ice sheet since 2000 with ideal conditions, i.e., multi-member mean Surface Mass Balance (SMB) imposed in the reverse temporal direction, oceanic temperature equal to the surface freezing temperature (-1.9°C), smooth transition in the friction coefficients when the grounding line advances. STEP 4 : Relaxation phase to switch the dynamic behaviour of the ice sheet back to retreat mode.

As the initial geometry is expected to have a non-negligible influence on the evolution of the ice sheet [SEROUSSI et al., 2019], we have developed a hybrid initialisation method that takes advantage of the two methods described above. This method involves two main steps. First, we create an initial state in 2000 from the standard inversion method (STEP 1, Fig. IV.1) and then make a few

adjustments to ensure a consistent evolution of the ice sheet over the period 2000-2021 (STEP 2, Fig. IV.1).

We then apply cold perturbations to enable the ice sheet to gradually regrow to plausible states in 1825 (STEP 3, Fig. IV.1), and perform a relaxation step with typical 1850 climate conditions to enable the ice sheet to retreat (STEP 4, Fig. IV.1). Each step is detailed below. The same initial state is then used for ice-sheet simulations forced by individual members of IPSL-CM6A-LR.

2.2.2. 2000 initial state reconstruction and adjustment (STEP 1 and STEP 2)

First, the model is initialised in 2000. The geometry of year 2000 is derived from the BedMachine Antarctica V3 present-day ice thickness [MORLIGHEM et al., 2020] to which we subtract the observed 2003-2019 mean ice thickness change rate from SMITH et al. [2020] combining NASA’s Ice, Cloud and land Elevation Satellite (ICESat-1) and ICESat-2 satellite laser altimeters data. The surface elevation is then corrected, accounting for floatation. As expected, this process generates the migration of the grounding line, especially in the Amundsen sector. The reconstructed grounding line position for 2000 is very similar to the observed data [RIGNOT et al., 2014].

Constant basal friction coefficient and ice viscosity are inferred from inverse methods by minimising the misfit between modelled and observed surface velocities [RIGNOT & SCHEUCHL., 2017] and ice thickness [MORLIGHEM et al., 2020]. We do two inversions, for observations in either 2000 or 2015, and we keep the basal friction coefficients obtained for 2000 (larger spatial coverage than in 2015), and the viscosity obtained for 2015, which captures the increased damage since 2000. This set of inversed parameters ensures a better ice-sheet dynamics over the recent decades [MOSBEUX et al., prep]. More details on the inversion are available in MOSBEUX et al. [prep]. Then, a 20-year “relaxation” is run under the present-day forcing (1995-2014) to attenuate the artificial high surface elevation rate of change that occurs when we switch from a diagnostic to a prognostic simulation [GILLET-CHAULET et al., 2012].

Next, we make a few adjustments to ensure that the ice sheet evolves consistently over the 2000-2021 period. We decide to perform these adjustments using the multi-member mean climate forcing. Despite its lack of variability, this multi-member mean forcing enables us to make present-day adjustments only once and to perform only one mean regrowth. Then, we expect that the use of various members for historical simulations would lead to more mass loss for some members, and less for the others.

Like JOURDAIN et al. [2020a], we correct the ocean temperature, but we do it for individual ice shelves rather than larger drainage basins, to match the 1997-2021 melt rate estimates from DAVISON et al. [2023] by allowing corrections between -2°C and 2°C . Since melt rates strongly depend on the cavity shape [SEROUSSI et al., 2019; HOLLAND et al., 2023], we calculated the temperature correction both for the 2000 and 2015 geometries and retained the average correction (median correction of -0.075°C). Over the 2000-2021 period, the integrated melt rate (949 Gt yr^{-1}) is close to the estimates from DAVISON et al. [2023] ($1027 \pm 227 \text{ Gt yr}^{-1}$). The quadratic parameterisation captures relatively well the high melt rates in areas prone to CDW intrusion (Aurora and Amundsen sector) and all melt rates are within the uncertainties range of observations (Fig. IV.2).

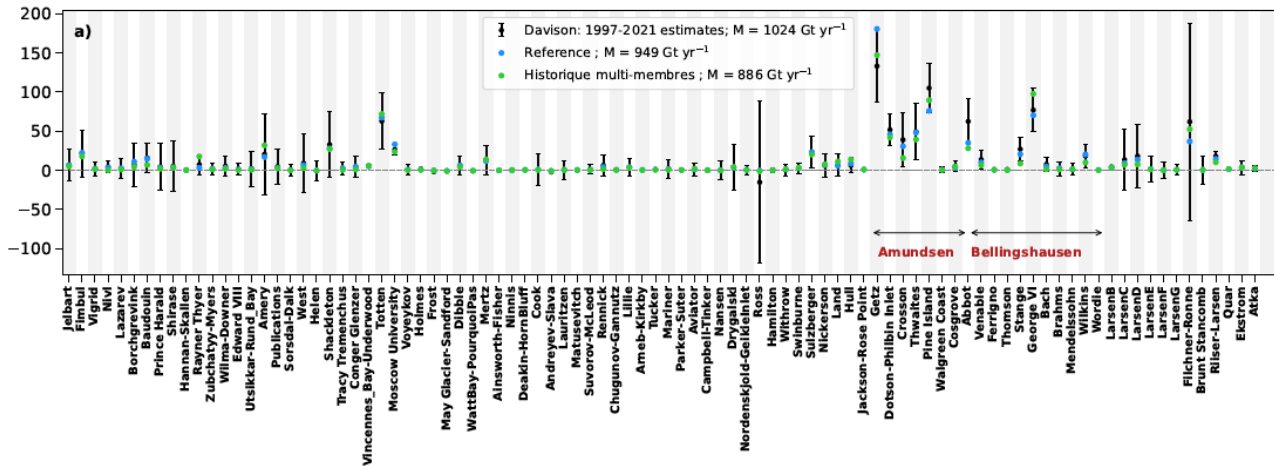


FIGURE IV.2 – Comparison of modelled and estimated ice-shelf melt rate from DAVISON et al. [2023] (1997-2021). Blue and green dots show basal melting for respectively the reference simulation (2000 initial state) and the historical simulation (1850 initial state) driven by multi-member mean IPSL-CM6A-LR climate forcing. The legend M indicates the integrated basal melting of entire Antarctica. The estimated melt rate beneath Thwaites is for the period 2015-2021, after the major calving event, to be consistent with the static extent used in Elmer/Ice.

A first assessment shows that the trends are biased after inversion and relaxation. We therefore apply a 5% reduction of the inverted friction coefficients to obtain a realistic mass loss for the entire grounded ice sheet [OTOSAKA et al., 2022]. Then, we further correct the SMB in East Antarctica (12% reduction) and in the Peninsula (25% reduction) to get the observed mass trend in each of these basins [OTOSAKA et al., 2022]. The mass loss in West Antarctica is realistic and does not require SMB correction.

2.2.3. Artificial regrowth from 2000 to 1850 (STEP 3 and STEP 4)

The 2000 initial state with adjusted parameters is used as the initial state for the ice-sheet regrowth. As the grounding line is expected to move forward when the ice sheet regrows, we need to determine the friction coefficients in newly grounded areas. This is achieved through the advection of friction coefficients of the grounded part (immediately upstream from the grounding line) to the presently floating part according to surface velocity (see Fig. IV.3). This method leads to preferential flow lines but neglects the bedrock roughness, assumed to be relatively unrestrictive for limited grounding-line advances.

The ice sheet is forced with a uniform oceanic forcing, assuming a temperature equal to the surface freezing temperature (i.e., -1.9°C) and a salinity rectified to keep the density equal to the present conditions. These conditions reduce basal melting (total divided by ~ 3) but do not completely cancel it, which help to preserve the concavity of the cavities.

For the atmospheric forcing, we apply the multi-member mean IPSL-CM6A-LR SMB in reverse chronology to favour accumulation at the beginning of the simulation, followed by slow regrowth and keep the current spatial distribution. To regrow further before 1850, we use the 1850-1900 mean forcing.

The regrowth simulation ends when the grounding lines from the Amundsen Sea sector have reached their presumed position in the 1940s [SMITH et al., 2017] and the total change in mass above

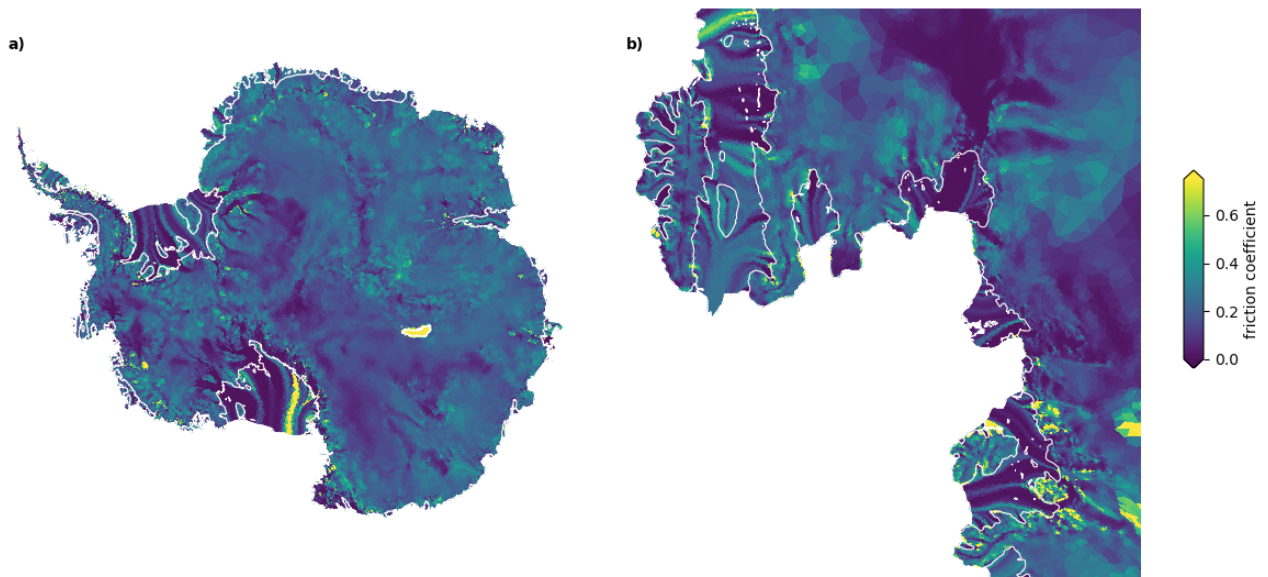


FIGURE IV.3 – Spatial distribution of the Weertman basal friction coefficient ($n=3$, $\text{MPa m}^{-1/3} \text{d}^{1/3}$) for (a) the entire Antarctica and for (b) the Amundsen sector. The white line corresponds to the grounding line splitting the grounded part for which the coefficient is deduced by inversion from the floating part for which the friction coefficient has been advected according to the surface velocity.

floatation in the West Antarctica is greater than the one estimated from global sea level budgets in [FREDERIKSE et al., 2020] (-1500 Gt [-5800 ; $+2800$] between 1900 and 2000, extrapolated until 1850 i.e., -2200 Gt).

We finally perform a 25-year relaxation simulation with typical 1850 climate conditions to enable the ice sheet to retreat again. The ice sheet is forced with the oceanic and atmospheric conditions from the multi-member mean IPSL-CM6A-LR climate model between 1850 and 1875.

2.3. Model and configuration

The Elmer/Ice finite element model [GAGLIARDINI et al., 2013], version 9.0, is used in a configuration of the entire Antarctic Ice Sheet. Our model parameters are similar to those of the *IGE_ElmerIce* configuration developed within the framework of Ice Sheet Model Intercomparison for CMIP6 (ISMIP6) [SEROUSSI et al., 2024] and also used in [CAILLET et al., subm].

The ice dynamics is computed by solving the Shallow Shelf Approximation (SSA) of the Stokes equations [MACAYEAL, 1989], assuming an isotropic rheology following Glen’s flow law [GLEN, 1955]. The location of the grounding line is determined using a floatation criterion and a sub-grid scheme is applied for the friction in partially floating elements [SEP3 in SEROUSSI et al., 2014]. The mesh resolution varies from 1 km both close to grounding line and in areas where observed surface velocities and thickness show high gradients, to 50 km in the very interior of the ice sheet. The model domain does not change over time as a fixed calving front is assumed. The ice thickness is subject to a lower limit of 1 m and elements that reach this limit are considered deglaciaded.

The initialisation phase, the friction law and the basal melt parameterisation are different from SEROUSSI et al. [2024]. The geometry is initialised in 1850 according to the procedure described in section 2.2. Instead of the linear friction law used in SEROUSSI et al. [2024], the non-linear Weertman

friction law (with $n = 3$) is used at the base of the ice sheet to improve grounding-line dynamics. The quadratic parameterisation with a dependency on the local slope [recommended by BURGARD et al., 2022] is used to parameterise ice-shelf basal melting under fully floating elements. Here, the parameters are those detailed in BURGARD et al. [prep], i.e., $K = 3.5 \times 10^{-5}$. Parameters from BURGARD et al. [prep] were preferred as they were calibrated based on multiple ocean simulations, including some under high warming scenarios. Like JOURDAIN et al. [2020a], we correct the ocean temperature, but we do it for individual ice shelves rather than larger drainage basins, following a method described in section 2.2.

2.4. Climate forcing

The ice-sheet model is driven by the ocean temperatures and salinities through parameterised basal melting and by the atmosphere through prescribed surface mass balance. We choose to use the IPSL-CM6A-LR climate forcing as it provides (i) realistic present-day oceanic and atmospheric mean state and (ii) relatively strong natural internal variability, as CASADO et al. [2023] suggest that CMIP6 models under-represent internal atmospheric variability.

We make use of the IPSL-CM6A-LR piControl, historical, and historical-ext simulations [BOUCHER et al., 2020]. The piControl experiment is a 1000-year stable climate simulation in pre-industrial conditions that includes neither external natural forcing (e.g., volcanoes) nor anthropogenic forcing. An ensemble of 32 historical simulations run until 2014 and were branched off at various dates of the piControl simulation which were then considered as 1850. The historical-ext simulations are extensions of these 32 members from 2015 to 2059. The extension is based on the radiative forcings of the SSP2-4.5 scenario, except for the ozone field which was kept constant to its 2014 climatology as this particular forcing was not available at the time of performing the extensions [BONNET et al., 2021]. The motivations for using an extension here are : (i) this allows a comparison to observations beyond 2014, and (ii) atmosphere and ocean projections in Antarctica do not significantly differ between the scenarios until ~ 2045 , so we can investigate the emergence of forced variability in the near future [JOURDAIN et al., 2020a; JOURDAIN et al., *subm*; NAUGHTEN et al., 2023]. In the following, for simplicity, we use “historical” to refer to both the historical simulations and their extension.

To detect the ice sheet response to external perturbations, we consider pairs of piControl and historical simulations that have a common initial state (branching time from piControl). The pairs correspond to the IPSL-CM6A-LR ensemble members, which have different initial states. Each pair undergoes a different bias correction, but both the pre-industrial and historical simulations of a given pair undergo the same correction.

The IPSL-CM6A-LR ocean properties are extrapolated into ice shelf cavities as in CAILLET et al., *subm*. The SMB is an emulation of MAR simulations [Modèle Atmosphérique Régional, KITTEL et al., 2022a] based on the IPSL-CM6A-LR air temperatures [JOURDAIN et al., *subm*]. The SMB and ocean properties are bias-corrected by removing the 1995-2014 mean and adding the observation-based climatology, which consists of RACMO-2.3.p2 [VAN WESSEM et al., 2018b] and the ISMIP6 climatology [JOURDAIN et al., 2020a], respectively.

3. Results

3.1. Evaluation of the simulations starting in 1850

Here, the objective is to check whether at least one of the historical simulations driven by individual members of IPSL-CM6A-LR climate model provides a trajectory that matches the present-day observations. The plausibility of the initial states and historical trajectories is assessed over the current period (1979-2021) where observational data are available [RIGNOT et al., 2019; OTOSAKA et al., 2022; DAVISON et al., 2023]. The assessment combines both (i) integrated data, such as flux integrated by catchment area and (ii) spatial data, such as ice thickness and grounding line position (see subsec. 4.1), since the evolution of the ice sheet is highly dependent on the initial geometry of the ice shelves and upstream glaciers [SEROUSSI et al., 2019].

In general, all the historical simulations are relatively close to the observations for the current period and no significant discrepancies are observed. However, none of the historical simulations matches the confidence interval of observations for all the metrics detailed in Fig. IV.4 for the main Antarctic regions. Member 20 is the only member that provides a mass change rate within the range of uncertainty of observations, for both the East and West Antarctica (but not for the Peninsula).

In West Antarctica, historical simulations leads mostly to an underestimation of the mass change rate (Fig. IV.4n) and of the fluxes at the grounding line (discharge, Fig. IV.4k) and at the front (calving, Fig. IV.4h), even for the Amundsen Sea sector (not shown). A spatial analysis shows that the mass loss rate over the 2003-2019 period is significantly underestimated in the Amundsen Sea and Bellingshausen Sea sector when compared with SMITH et al. [2020] (Fig. IV.5a,b). In these area, neither the SMB flux nor the BMB flux appears to be directly linked to this underestimation, since both remain within the confidence interval of observational estimates (see green dots for basal melting in Fig. IV.2). Therefore, the underestimated mass change rate is more likely to be related to the incorrect discharge or calving flux, due to geometric and/or dynamic issues.

The overall evolution of East Antarctica sector is relatively limited over the historical period which can explain that fluxes from the historical simulations are relatively close to the satellite estimates (Fig. IV.4a,d,j,m), except for the calving flux (Fig. IV.4g). Finer-scale analyses show that the calving flux is overestimated only in some particular sectors, whereas it is within the uncertainties range of the observations in others, particularly in the Aurora basin, which experiences the main mass losses (not shown).

Along the Peninsula, results are contrasted. Regarding the SMB flux (Fig. IV.4c), getting a mass change rate that matches the observations during the adjustment phase required artificially decreasing of the surface mass balance of 25% and may explain the large discrepancy between the observations and the historical simulations. Such corrections can be explained by the inability of the ice flow model to correctly represent the physics in mountainous areas which generate discontinuous flows (unglaciated areas). The SMB data may also contribute to the bias, as the emulated MAR simulations were obtained at 35 km, which is not sufficient to capture the foehn events that drive melting events

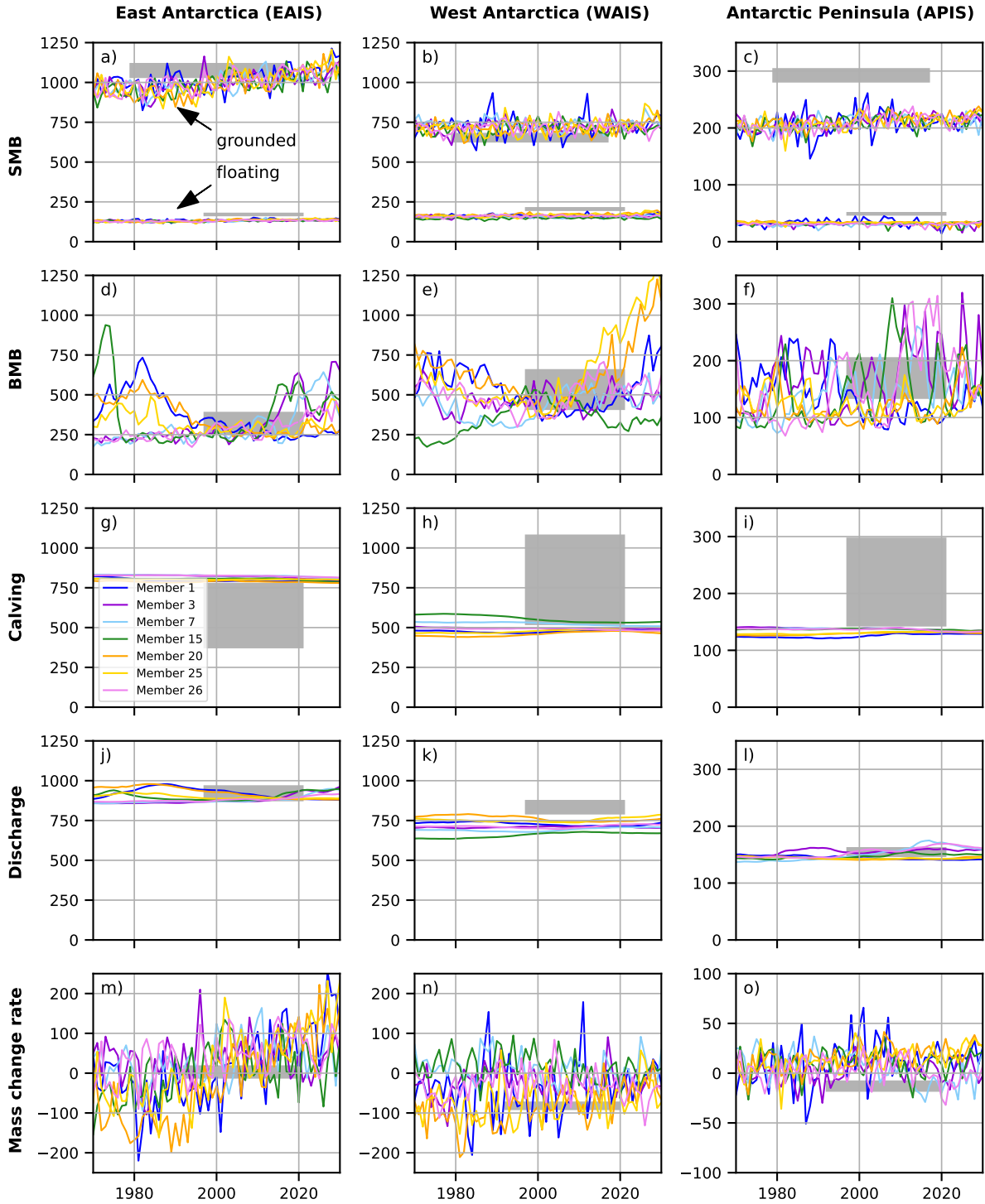


FIGURE IV.4 – Evolution of the main fluxes (in Gt yr^{-1}) between 1970 and 2030 for the historical simulations (initial state from 1850) driven by individual members of IPSL-CM6A-LR. Fluxes estimated from satellite data are shown in grey. Results are shown separately for the three main regions defined in RIGNOT & MOUGINOT [2016], i.e., East Antarctica (left), West Antarctica (center) and Peninsula (right). The first row shows the surface mass balance (SMB) flux, both on grounded and floating areas, in comparison to RIGNOT et al. [2019] for the grounded area and to DAVISON et al. [2023] for the floating area. The second, third and fourth rows respectively display the ice-shelf basal mass balance (BMB) flux, calving fluxes at the front, and discharge across the grounding line, compared to the observational estimates from DAVISON et al. [2023] over 1997-2021. The fifth row shows the annual rate of change in mass above floatation, which is compared with the latest IMBIE estimates [OTOSAKA et al., 2022] for 1992-2020.

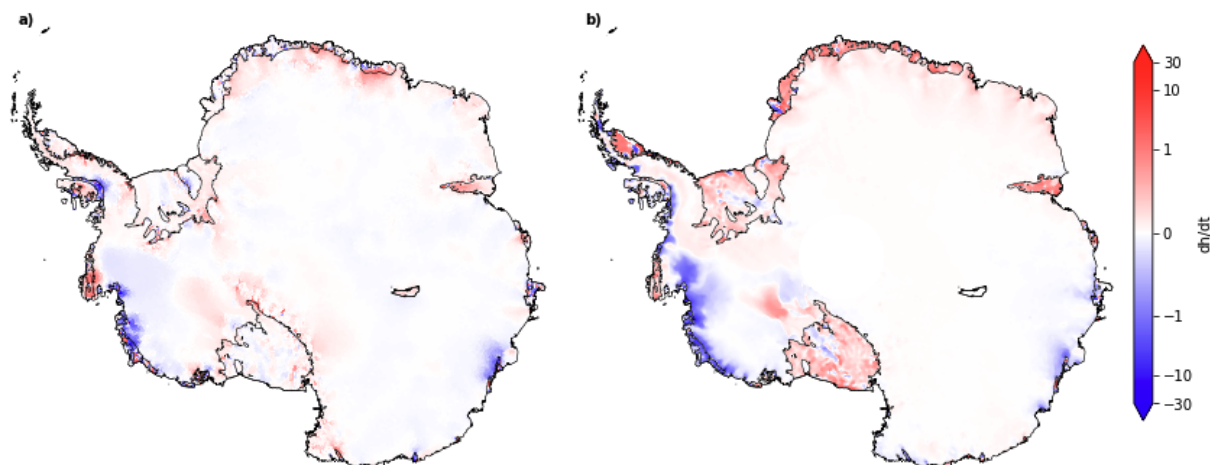


FIGURE IV.5 – Ice thickness change rate over the 2003-2019 period from (a) the historical simulation driven by the multi-member mean climate forcing and (b) satellites estimates [SMITH et al., 2020]. Blue and red colors represent respectively loss and gain of ice thickness.

in the Eastern Peninsula [VAN WESSEM et al., 2015]. Due to these shortcomings, the analysis of the Peninsula has been excluded from this study.

In summary, the simulation since 1850 gives a realistic evolution of East Antarctica over the recent decades, a reasonable evolution of West Antarctica, and a poor representation of the Peninsula. We therefore consider that we can pursue with our aim to detect a forced signal in East and West Antarctica (i.e., that we can rule out low-frequency natural variability).

3.2. Detection of the external forcing signal

When plotting the piControl and historical ensembles in two colours, it appears that the two ensembles of simulations tend to diverge in some aspects in the first half of the 21st century (Fig. IV.6). The piControl simulations are not perfectly stable : East Antarctica is losing mass above floatation over most of the 1859-2059 period for all members (Fig. IV.6i), which is due to the imperfect balance between ice dynamics and the ocean-atmosphere forcing.

As a given pair of piControl-historical simulations are not two independent simulations (same initial state and same bias correction), we evaluate the statistical significance of the difference between the piControl and historical simulations of a given member (Fig. IV.7). To do so, we use a one-sample t-test to test the null hypothesis that the ensemble of historical minus piControl differences is not zero.

The influence of the external forcing on the sea-level contribution in East Antarctica (i.e., change of rate of mass above floatation detailed as mass change rate in Tab. IV.1) clearly emerges from 2001 (Tab. IV.1). This emerging forced trend is likely due to the atmosphere forced trend that emerged from 1953 to 1982, then from 1987 onward, while the forced BMB trend emerged after 2005. These findings are still valid if we only consider the Aurora basin (where the Totten ice shelf is located), although the emergence of the forced SMB trend is slightly later, probably due to the high basal melting in the region (Tab. IV.1).

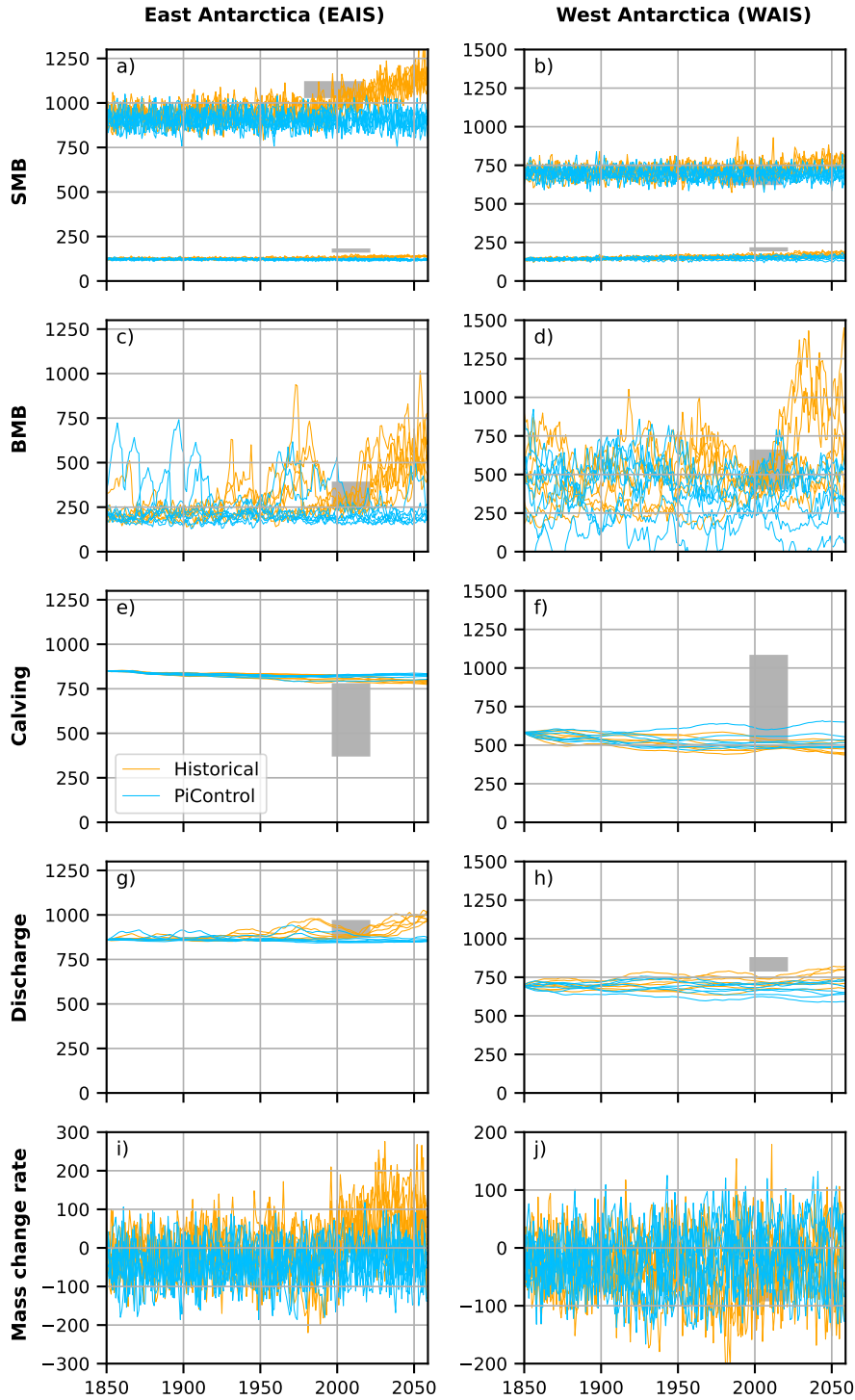


FIGURE IV.6 – Evolution of the main fluxes (in Gt yr^{-1}) between 1850 and 2059 for the historical ensemble (orange) and for pre-industrial control ensemble (blue). Fluxes estimated from satellite data are shown in grey over the time period they represent. Results are detailed for East Antarctica (left) and West Antarctica (right) following the basins defined by RIGNOT & MOUGINOT [2016]. The first row shows the surface mass balance (SMB), both on grounded areas in comparison to the observational estimates of RIGNOT et al. [2019], and on floating areas in comparison to the observational estimates of DAVISON et al. [2023]. The second, third and fourth rows respectively show the ice-shelf basal mass balance (BMB), calving fluxes at the front, and discharge across the grounding line, compared to the observational estimates from DAVISON et al. [2023]. The fifth row shows the annual rate of change in mass above floatation, which is compared with the IMBIE estimates from OTOSAKA et al. [2022]. All data are annual means.

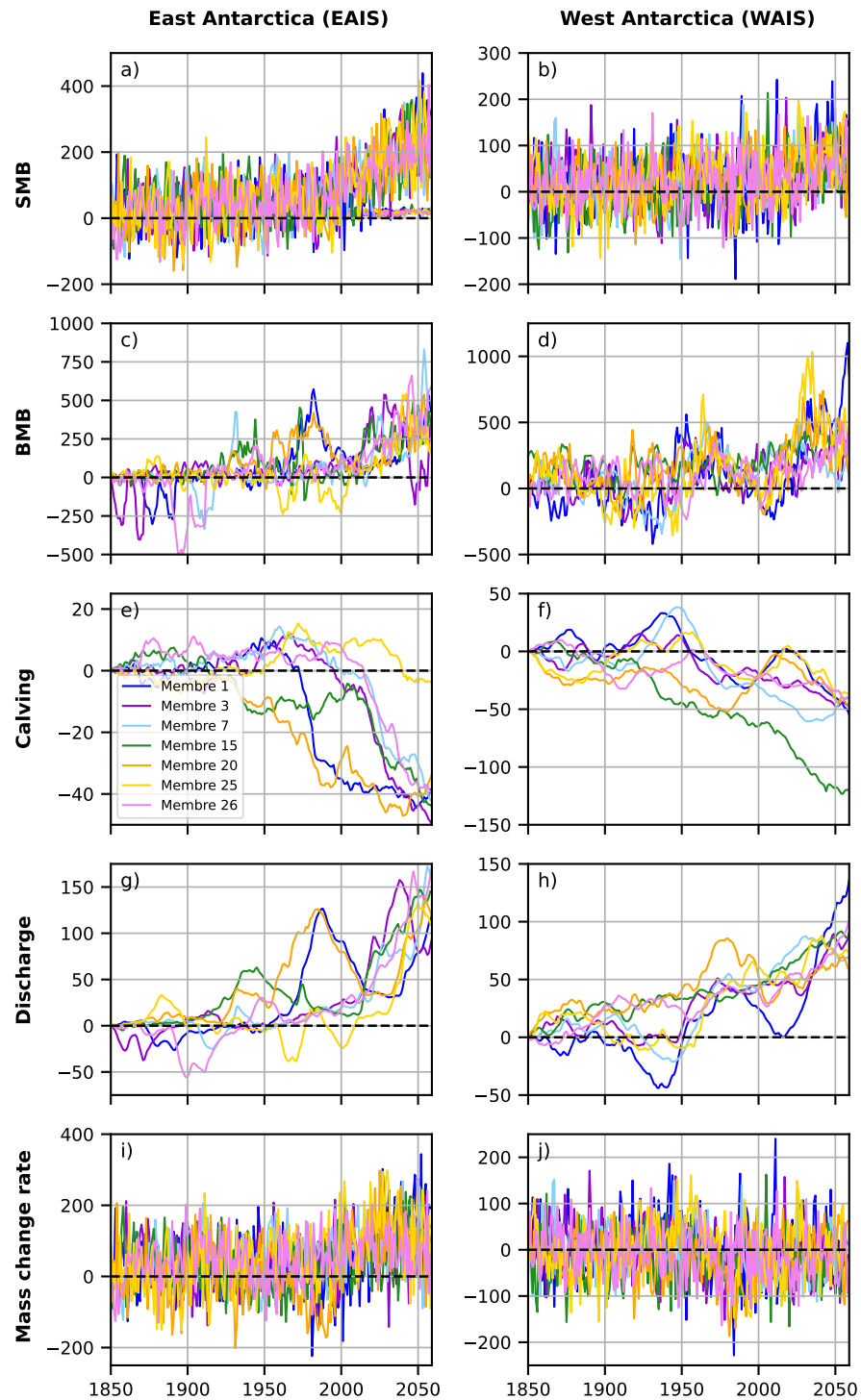


FIGURE IV.7 – Differences between historical and piControl simulations for main fluxes over the 1850-2059 period. Results are displayed for every ensemble member and for two main regions as defined in RIGNOT & MOUGINOT [2016], i.e., East Antarctica (left), West Antarctica (right). The first to fifth rows show the difference in surface mass balance (SMB), ice-shelf basal mass balance (BMB), calving flux at the front, discharge across the grounding line, and rate of change in mass above floatation. All data are annual means.

For West Antarctica, the t-test indicates no significant influence of external forcing on the contribution to sea level rise. Nevertheless, a significant forced trend in ice-shelf basal melting has been identified from the second half of the 20th century, suggesting that while SMB has modulated the contribution to sea level rise, basal melting is already influenced by external forcings, either natural or anthropogenic. The Amundsen basin alone shows similar forced trend in basal melting, but also shows a forced SMB trend over some decades after 1950 (Tab. IV.1). However, the compensation of these forced trends in the ocean and atmosphere drivers produces no significant sea level rise contribution from West Antarctica before 2059.

TABLEAU IV.1 – Time periods of at least 10 years over which the means of the two ensembles (historical and piControl) are significantly different for the flux of mass change rate, surface mass balance (SMB), basal mass balance (BMB), calving and discharge according to the one-sample t-test (result at the 95% confidence level). The calculation is done after a 3-year rolling average.

| | Mass change rate | SMB | BMB | Calving | Discharge |
|-----------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|
| EAIS | 2001-2059 | 1953-1982 1987-2059 | 2005-2059 | 2019-2059 | 1977-1991 2003-2059 |
| WAIS | x | 2017-2059 | 1955-1998 2012-2059 | 1890-1910 1965-2059 | 1874-1910 1954-2059 |
| Aurora basin | 2006-2024 2032-2059 | 1958-1986 2012-2059 | 2015-2059 | 1913-1926 1996-2059 | 1883-1914 1999-2059 |
| Amundsen basin | 2028-2044 | 1958-1986 2012-2035 | 1957-2000 2005-2059 | 1958-1986 2012-2059 | 1888-1899 1958-2059 |

When we consider member 20 specifically (the only member for which the mass change rate is within the uncertainty interval for WAIS and EAIS), the results are more significant than for the ensemble. In WAIS, the difference between the historical run and the piControl run in mass change rate is significantly different from zero over the periods 1860s-1880s, 1920s-1930s and 1960s-2000s (Fig. IV.8). These periods are anticorrelated with the periods where the difference between the historical run and the piControl run in SMB is significant, except for the 1960s, which suggests that there is a compensation between SMB and BMB trend (same magnitude, Fig. IV.6). In EAIS, the difference between the historical run and piControl run in mass change rate is significantly different from zero over the period 1905-1920 and after the 1950s (Fig. IV.8). These periods are correlated with the periods over which the difference between the historical run and the piControl run in SMB is significant, which suggests that the mass change rate trend is primarily modulated by the SMB trend.

4. Discussion and Conclusion

In this study, we have shown that the significance mass gain that appear in East Antarctica can be attributed to the external forcing (natural + anthropogenic) from 2001 due primarily to the SMB trend. In contrast, no significant mass change is simulated in West Antarctica due to a compensation between SMB and BMB trend that both appear to be forced after ~ 2015 .

Hereafter, we discuss the robustness of our results and suggest future improvements.

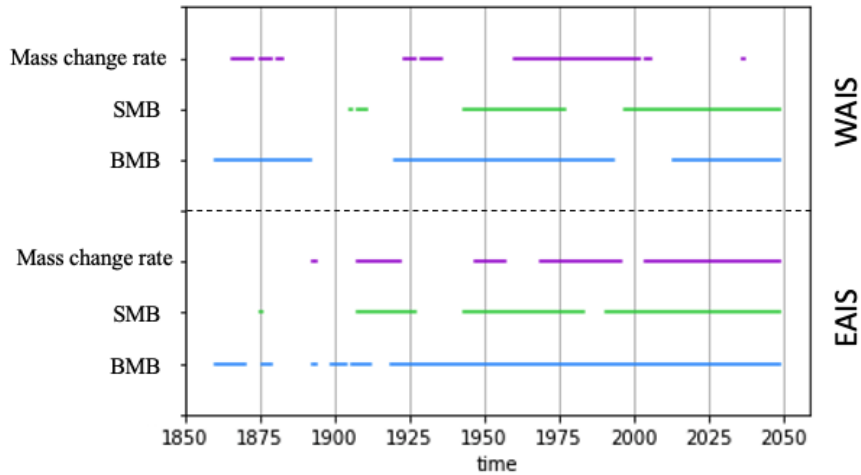


FIGURE IV.8 – Periods of 20 years over which the difference between historical and piControl runs driven by the member 20 are significantly different from 0 for the flux of mass change rate, surface mass balance (SMB) and basal mass balance (BMB), according to the one-sample t-test (result at the 95% confidence level). Results are display for West Antarctica and EAIS Antarctica.

4.1. Robustness of historical ice-sheet evolution

Our results suggest that the ice-sheet model with parameters adjusted to the present-day conditions and then initialised in 1850 leads to a plausible evolution of the ice sheet over the historical period since no major drift is observed on the present period. The model nevertheless requires some improvement since none of the historical simulations is in the confidence interval of all the metrics (Fig. IV.9).

| | | EAIS | | | | | | WAIS | | | | | | APIS | | | | | | | | |
|------------------|--------------|------|------|------|------|------|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | | M1 | M3 | M7 | M15 | M20 | M25 | M26 | M1 | M3 | M7 | M15 | M20 | M25 | M26 | M1 | M3 | M7 | M15 | M20 | M25 | M26 |
| SMB | Observations | 1246 | | | | | | 858 | | | | | | 342 | | | | | | | | |
| | Simulations | 1154 | 1152 | 1144 | 1142 | 1150 | 1161 | 1167 | 874 | 880 | 883 | 869 | 882 | 891 | 886 | 246 | 247 | 246 | 244 | 248 | 246 | 247 |
| BMB | Observations | 322 | | | | | | 68 | | | | | | 533 | | | | | | | | |
| | Simulations | 273 | 342 | 292 | 345 | 265 | 280 | 292 | 420 | 472 | 474 | 420 | 526 | 602 | 501 | 107 | 180 | 164 | 172 | 108 | 114 | 188 |
| Calving | Observations | 576 | | | | | | 202 | | | | | | 800 | | | | | | | | |
| | Simulations | 792 | 820 | 825 | 807 | 790 | 802 | 824 | 477 | 495 | 520 | 539 | 470 | 486 | 492 | 127 | 138 | 137 | 137 | 131 | 132 | 137 |
| Discharge | Observations | 922 | | | | | | 46 | | | | | | 834 | | | | | | | | |
| | Simulations | 912 | 883 | 877 | 892 | 906 | 890 | 882 | 719 | 710 | 694 | 673 | 749 | 749 | 708 | 142 | 156 | 159 | 149 | 142 | 143 | 160 |
| Mass change rate | Observations | 3 | | | | | | 15 | | | | | | -82 | | | | | | | | |
| | Simulations | 12 | 48 | 46 | 29 | 9 | 35 | 54 | -40 | -23 | 2 | 15 | -76 | -70 | -22 | 18 | 4 | 2 | 11 | 19 | 16 | 3 |
| RMSE | | 107 | 120 | 124 | 115 | 108 | 111 | 121 | 163 | 152 | 148 | 153 | 153 | 150 | 152 | 68 | 57 | 58 | 59 | 66 | 65 | 58 |

FIGURE IV.9 – Summary of 1997-2021 mean flux values (in Gt yr^{-1}) of surface mass balance (SMB), basal mass balance (BMB), calving and discharge across the grounding line. These values should be compared with the observed values from DAVISON et al. [2023] shown in blue (left : mean values, right : uncertainties). 1992-2020 mean mass change rate is also display and should be compared with the observed values from IMBIE [OTOSAKA et al., 2022]. Results are display by basin, i.e., East Antarctica (EAIS), West Antarctica (WAIS) and the Peninsula (APIS) and for each member (M1, M3, M7, M15, M20, M25, M26). The values are coloured green when they fall within the uncertainty range of the observations and red otherwise.

These deviations can either result from biases in (i) the initial geometry or (ii) the ice-sheet dynamics or (iii) climate forcing. The latter is addressed by using several members of the IPSL climate model and bias corrected SMB and BMB, thus, only the first two sources are addressed here.

All of the underestimated fluxes (discharge, calving and mass change rate in particular) are sensitive to ice thickness. Their underestimations may therefore result from an underestimation of the ice

thickness of the ice sheet in 1850. This hypothesis is supported by the comparison of the ice thickness in 2000 from observations with ice thickness from historical simulations. This comparison shows an underestimation of the ice thickness, especially in the Amundsen sector (not shown). Furthermore, the analysis of the grounding line migration in the Amundsen Sea sector indicates that the grounding lines reached the 1940 presumed position [SMITH et al., 2017] during the artificial regrowth, but then retreated too early, during the relaxation phase (see Fig. IV.10). This suggests that the ice thickness of the Amundsen sector in 1850 is not sufficient.

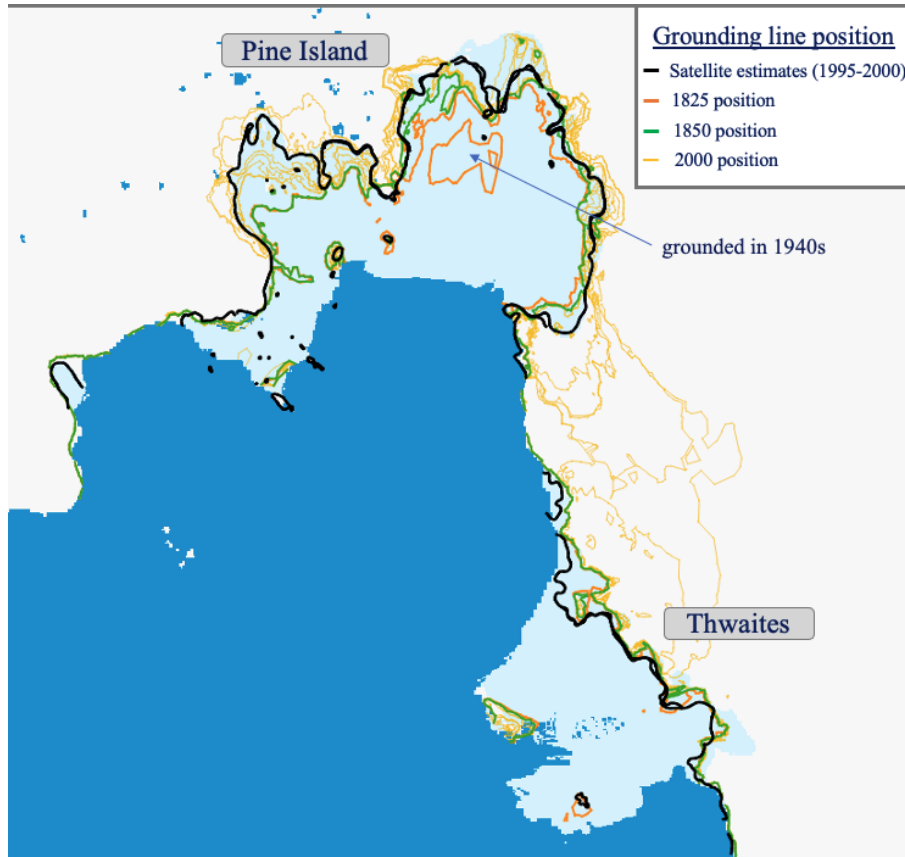


FIGURE IV.10 – Position of the grounding line in the Amundsen Sea sector. Satellites estimates of grounding line position in 1995-2000 period [RIGNOT et al., 2014] are display in black. Positions of the grounding line in 1825 and in 1850 respectively after the regrowth phase and after the relaxation phase are shown in orange and green. Positions of the grounding line in 2000 for the various historical simulations are display in yellow. The background colors correspond to the BedMachine geometry mask [MORLIGHEM et al., 2020] delimiting the grounded areas (white), the floating areas (light blue) and the ocean (dark blue).

Discharge across the grounding line and mass change rate can also be sensitive to the dynamics of the ice sheet. The comparison of ice thickness change rate pattern from observations [SMITH et al., 2020] with the one from historical simulations shows that the mass loss rate is largely underestimated in West Antarctica, especially in the Amundsen sector (Fig. IV.5) on the grounded area. BRONDEX et al. [2019] demonstrate that the choice of another friction law (e.g., Schoof or Budd law based on effective pressure) would be likely to increase the flux at the grounding line and the overall mass loss in the Amundsen Sea sector for a given initial geometry, with a greater impact within the grounded area. Finally, the early retreat of the grounding line in the Amundsen Sea sector could be partly linked to the extrapolation of friction coefficients in the newly grounded areas which would not be high enough to limit the retreat.

Based on this brief review, the first improvements should therefore consist of (i) artificially increasing the ice thickness of the initial state, particularly in the Amundsen Sea sector, to delay the grounding line retreat and increase the mass change rate, (ii) using another friction law (dependent on the effective pressure) to improve the mass change pattern and increase the discharge across the grounding line and (iii) extrapolating friction coefficients by another means to delay the grounding line retreat.

For more robust historical evolution, BRADLEY et al. [2024] suggest also to account for both uncertainties arising from poorly-constrained ice-sheet model parameters (e.g., friction parameters, melt rate parameterization parameters) and from variations in climate forcing as they interact.

4.2. Robustness of time of emergence of forced trend

At present, no study has assessed the impact of external forcing directly on total Antarctic mass loss. However, several attribution studies have investigated the influence of external forcing on atmospheric and oceanic variability.

We find that a forced SMB trend emerges in East Antarctica (and dominates at the continental scale) between the 1950s and the beginning of the 1980s and then from the end of the 1980s, while no significant forced SMB trend is detected in West Antarctica. PREVIDI & POLVANI [2016] shows that an SMB trend is detected in only $\sim 30\%$ of the CMIP5 models over the period 1953-1982 and in $\sim 90\%$ of the CMIP5 models over the 1987-2059 period (their Fig. 5). Thus, the SMB trend is largely dependent on the selected climate model and we should therefore use other climate models for more robust results. Based on ice-core analysis, several studies nevertheless show that a significant forced trend in air surface temperature (hence probably in snow accumulation and SMB) does exist over the entire continent from the 1950s [CASADO et al., 2023], including in West Antarctica [DALAIDEN et al., 2022; CASADO et al., 2023]. The forced SMB trend that we find in the IPSL-CM6A-LR climate model is therefore consistent in East Antarctica, but probably underestimated in West Antarctica, although a forced SMB trend exists in the Amundsen Sea sector.

Concerning basal melting, we find that a forced basal melt trend emerges in 1955 in West Antarctica (WAIS) and only in 2005 in East Antarctica (EAIS). The emergence of a trend in the 50s in the WAIS is consistent with the conclusions of DALAIDEN et al. [2022], who find that the deepening of the Amundsen Sea Low (i.e., change in wind over the shelf break, which modulate the inflow of warm Circumpolar Deep Waters into the continental shelf) is due to external forcing, and in particular to anthropogenic forcing. This trend is also consistent with the theory developed in HOLLAND et al. [2022], according to which the grounding lines in Amundsen Sea sector retreated naturally in the 1940s (i.e., this was not a forced trend) and that the increasing influence of anthropogenic forcing from the 1960s (mainly attributed to GHG emissions) may have prevented the glaciers from regaining their former state when natural internal climate variability reversed its phase, leading the glacier into a continuous retreat.

Several of the previously cited studies [HOLLAND et al., 2022; DALAIDEN et al., 2022] have attributed the forced trend in surface climate changes (i.e., SMB) and in melt rate changes (i.e., BMB) in WAIS since the 50s to an anthropogenic source rather than a natural external source, in particular

the greenhouse gas emissions and stratospheric ozone depletion. This study can only distinguish trend led by external forcing from trend led by natural internal variability, but cannot determine whether the forced trend is due to human activity or natural external causes that may have been important in the second half of the 20th century. For example, the second half of the 20th century was punctuated by major volcanic eruptions [Bezymianny (Russia,1956); Agung (Indonesia,1963); St Helens (USA,1980); El Chichon (Mexico,1982); Hudson (Chile,1991); Pinatubo (Philippines,1991)] and radiative forcing changes resulting from such eruptions may create anomalies in the Pacific, leading to strong El Niño event within two years [MANN et al., 2005; KHODRI et al., 2017]. Then, such anomalies propagate to the Amundsen Sea as a standing Rossby wave train [STEIG et al., 2012] and influence eastward wind anomalies which partly modulate the amount of relatively warm Circumpolar Deep Water (CDW) flowing onto the continental shelf and consequently the ice-shelf basal melting.

To properly differentiate natural and anthropogenic external forcing, we first need to consolidate our conclusions on the emergence of a forced trend by performing more simulations driven by many other members. Indeed, a brief analysis using one less member shows that the t-test conclusions about time of emergence are largely dependent on the number of members. Furthermore, Detection/Attribution studies using historical simulations driven by individual DAMIP forcing [GILLET et al., 2016] could lead to a clear distinction between natural external forcing (solar activity and volcanoes) and anthropogenic forcing (GHGs emission, ozone depletion, anthropogenic aerosols), and even to identify which specific forcing is responsible for the observed forced trend.

5. Si vous n'avez pas le mal de mer, vous repartirez bien pour un tour ?

Les résultats présentés au chapitre 4 sont encore préliminaires.

Plusieurs pistes d'améliorations sont envisagées dont celles de (i) réviser l'état initial de la calotte en 1850 en permettant une plus grande épaisseur en Amundsen de façon à maintenir une ligne d'échouage avancée plus longtemps et augmenter la perte de masse, (ii) retravailler la dynamique en modifiant la loi de frottement pour améliorer le schéma de changement de masse et augmenter le flux à travers la ligne d'échouage et (iii) extrapoler les coefficients de frottement par un autre moyen dans les zones nouvellement posées afin de retarder le recul de la ligne d'échouage.

Le recours à davantage de simulations forcées par davantage de membres devrait aussi permettre de rendre plus robustes les conclusions, et augmenterait la probabilité d'avoir un membre proche des observations de tendances de pertes de masse actuelles.

Synthèse

Question 3 : *Étant donné la variabilité interne marquée, est-on en mesure d'attribuer les pertes de masses observées au forçage anthropique ?*

L'ensemble de simulations suggère que le gain de masse significatif en Antarctique de l'Est à partir des années 2000 peut être attribué au forçage externe (naturel + anthropique), principalement en raison de la tendance forcée positive du bilan de masse de surface. En revanche, aucun changement de masse significatif n'est simulé en Antarctique de l'Ouest en raison d'une compensation entre les tendances du bilan de masse de surface et de la fonte basale qui semblent toutes deux forcées après 2015.

Cependant, ces conclusions doivent être encore consolidées. L'émergence du forçage externe est largement tributaire du nombre de simulations et aucun membre n'est dans la gamme d'incertitudes de l'ensemble des métriques évaluées.

V

Conclusion générale

1. Conclusion

Les travaux menés durant cette thèse explorent, via la modélisation et plusieurs approches, l'influence relative du forçage anthropique et de la variabilité interne naturelle sur la perte de masse croissante de la calotte antarctique. Les paragraphes suivants résument les éléments de réponse aux questions soulevées à la fin du Chapitre 1 et dont le cheminement est résumé sur le schéma ci-dessous.

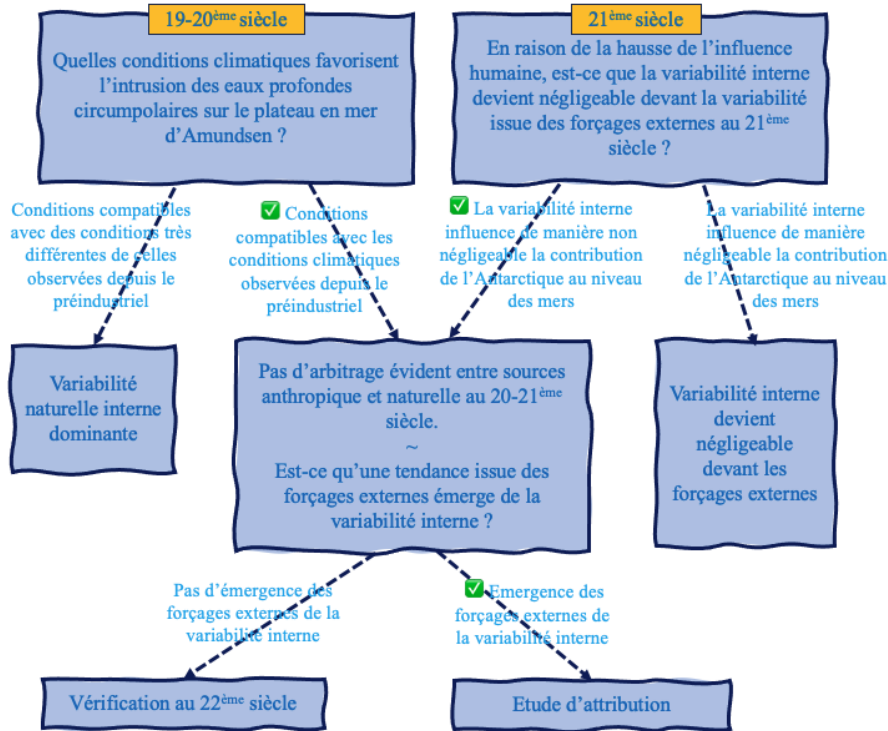


FIGURE V.1 – Schéma résumant les problématiques abordées lors de cette thèse.

Question 1 : *Quelles conditions climatiques favorisent l'apport des eaux circumpolaires profondes en mer d'Amundsen ?*

L'Antarctique de l'Ouest, et plus particulièrement la région d'Amundsen, sont les principaux contributeurs actuels de la calotte antarctique à la hausse du niveau des mers (10%). Dans cette région, la perte de masse résulte essentiellement de la fonte sous les plateformes glaciaires induite par l'océan en raison d'un apport d'eaux circumpolaires profondes (CDW) relativement chaudes sur le plateau continental aux abords de la calotte. Cette fonte entraîne à la fois un retrait de la ligne d'échouage et un affinement des plateformes glaciaires qui affaiblissent le rôle d'arc-boutant de ces dernières et laissent davantage les glaciers en amont s'écouler inexorablement vers l'océan. Ces régions, où persiste une forte fonte basale, semblent être les premières régions à avoir été déstabilisées, dès les années 40s dans la région d'Amundsen et au moins depuis les années 70s dans la région d'Aurora (abritant la plateforme de Totten) alors que les autres secteurs sont restés relativement stables entre les années 70s et 90s. Le retrait des lignes d'échouage en Amundsen dans les années 40s coïncide avec un apport croissant de CDW sur le plateau continental (analyse des sédiments) et avec un épisode El Niño particulièrement intense, mais non exceptionnel, entre 1939 et 1942 qui aurait

entraîné des anomalies de vent d'est au droit du talus continental en raison des fortes téléconnexions entre la région d'Amundsen et le Pacifique tropical. Néanmoins, ces données ne permettent pas d'arbitrer si les conditions préindustrielles sont compatibles avec des conditions océaniques relativement chaudes en mer d'Amundsen ou si cette dernière a basculé dans un état chaud tardivement indiquant possiblement l'impact de changements induits par le forçage anthropique.

Pour apporter des éléments de réponse à cette problématique, nous avons exploré, dans le chapitre 2, la réponse océanique du secteur d'Amundsen à diverses perturbations atmosphériques locales idéalisées (perturbations indépendantes des flux atmosphériques de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau douce) afin d'identifier (i) sous quelles conditions climatiques la mer d'Amundsen transite d'un état relativement froid à un état relativement chaud et inversement (ii) si les transitions opérées sont réversibles ou non. Un ensemble de simulations a été réalisé à l'aide d'une configuration régionale du secteur d'Amundsen du modèle NEMO pour des conditions atmosphériques s'étendant du Petit Âge Glaciaire (LGM) aux conditions supposées de l'année 2300 sous le scénario SSP5-8.5.

Les résultats suggèrent que les conditions préindustrielles peuvent être associées, au moins de manière intermittente, avec des conditions froides en mer d'Amundsen et de faibles taux de fonte. La transition d'un état froid vers un état chaud se produit pour des conditions atmosphériques $0,5^{\circ}\text{C}$ inférieures aux conditions actuelles alors que le réchauffement présumé de l'air depuis 1850 est évalué à environ 1°C [MASSON-DELMOTTE et al., 2021]. Ces résultats alimentent, sans trancher loin sans faut, le sempiternel débat qui anime la communauté quant aux conditions dans lesquelles se trouvait la région d'Amundsen au préindustriel. Si seulement J.Dumont d'Urville, C.Wilkes ou J.Ross avaient pu réaliser un relevé en Amundsen dans les années 1830s-1840s...

Cette étude a également été l'opportunité de remettre les flux de flottabilité sur le devant de la scène, du moins pour les changements à l'échelle multi-décennale. En effet, le rôle direct de la contrainte liée au vent, c'est à dire une modification de la colonne d'eau via la dynamique d'Ekman, était largement admise, notamment parce qu'elle joue un rôle majeur à l'échelle interannuelle. A contrario, nos résultats montrent qu'à l'échelle multi-décennale et quel que soit le flux atmosphérique perturbé, les flux de flottabilité de surface prédominent. Ces derniers modifient largement la stratification de la colonne d'eau en raison des perturbations induites par l'atmosphère sur le mouvement et la production de la glace de mer à proximité du talus continental. Ces conclusions ont été confirmées, par la suite, sur un cas avec des conditions atmosphériques plus réalistes dans l'étude de HAIGH & HOLLAND [2024].

Enfin cette étude a été l'opportunité d'aborder le sujet de la réversibilité des transitions chaud-froid ou froid-chaud. Toutes les transitions observées lors de cette étude sont réversibles (i.e., l'annulation de la perturbation atmosphérique permet à l'océan de revenir à son état avant la perturbation). Les conclusions sont cependant à considérer avec précaution car les rétroactions avec les circulations atmosphériques et océaniques à grande échelle ou la dynamique de la calotte glaciaire ne sont pas considérées. Des études similaires en Mer de Ross et de Weddell démontrent qu'aucune transition n'est observée en mer de Ross et que les transitions en mer de Weddell sont réversibles malgré un comportement d'hystérésis lié à la production d'eaux denses dans la région [HAID et al., 2023].

L'étude, quelque peu idéalisée, des conditions climatiques permettant une transition d'un état froid à un état chaud en mer d'Amundsen ne permet pas d'arbitrer de façon robuste sur la source

anthropique ou naturelle de la transition vers un état chaud au 20^{ème} siècle. Qu'en est-il au 21^{ème} siècle ?

Question 2 : *Est-ce que la variabilité interne joue un rôle considérable sur la perte de masse de la calotte Antarctique au 21^{ème} siècle ?*

L'influence anthropique croissante sur le climat, liée notamment aux émissions de gaz à effet de serre, pourrait suggérer que l'influence anthropique sur la perte de masse de la calotte domine au 21^{ème} siècle, reléguant alors la variabilité interne à un rôle secondaire. D'un autre côté, l'Antarctique est assez isolé, et certaines masses d'eau mettent plusieurs siècles avant d'atteindre le pourtour antarctique. Le chapitre 3 s'est donc attaché à caractériser l'effet de cette variabilité sur la perte de masse future de l'Antarctique.

Cette investigation est fondée sur un ensemble de simulations de contribution de la calotte au niveau des mers, d'ici 2100 sous le scénario médian SSP2-4.5. Une configuration globale de l'Antarctique du modèle d'écoulement glaciaire Elmer/Ice a été forcée avec les conditions océaniques et atmosphériques issues de plusieurs membres de trois modèles climatiques afin d'évaluer l'impact de la variabilité interne sur la perte de masse de la calotte Antarctique.

Nos expériences suggèrent que la variabilité interne affecte la contribution de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers d'ici la fin du siècle de plus de 45% à 93% (quelques centimètres) selon le modèle climatique, soit une amplitude équivalente à celle du choix du modèle climatique. Cette estimation est certainement sous-évaluée en raison d'une sous-estimation de la variabilité interne au sein des modèles climatiques, en partie liée à l'absence d'interaction de la calotte avec l'océan et l'atmosphère. Étant donné le nombre de degrés de liberté des modèles climatiques, il semble illusoire de trouver un membre parfaitement en phase avec la variabilité interne observée parmi un ensemble de membres relativement restreint. Ainsi, nous recommandons d'explorer l'impact de la variabilité interne sur les projections de contribution de la calotte antarctique au niveau des mers via l'utilisation de plusieurs membres climatiques, notamment dans le cadre des exercices d'intercomparaison ISMIP.

L'étude souligne également l'importance des effets de la variabilité interne atmosphérique sur le bilan de masse de surface par rapport aux effets de la variabilité interne océanique sur la perte de masse dynamique de la calotte en Antarctique de l'Est et au droit de la Péninsule, alors qu'ils peuvent être d'amplitude similaire en Antarctique de l'Ouest. Enfin les secteurs d'Amundsen et d'Aurora, sièges des principales pertes actuelles, apparaissent comme les secteurs les plus affectés par la variabilité interne, ce qui ne devrait pas faciliter la détection d'un signal anthropique dans ces régions stratégiques.

Cette étude insiste sur l'influence non négligeable de la variabilité interne au 21^{ème} siècle. Une nouvelle fois, ces travaux ne permettent pas de négliger les sources anthropiques ou naturelles dans la perte de masse de la calotte. Par conséquent, ces travaux se parachèvent avec la tentative de détection de l'influence des forçages externes par rapport à cette variabilité interne marquée dans les pertes de masses observées.

Question 3 : *Étant donné la variabilité interne marquée, est-on en mesure d'attribuer les pertes de masse observées au forçage anthropique ?*

La variabilité interne résultant de la variabilité du Pacifique tropical ne permet pas d'expliquer, à elle seule, la fonte persistante en Mer d'Amundsen depuis les années 40s. Parmi les autres facteurs envisageables, l'hypothèse qui prédomine dans la communauté est que la perte de masse en Amundsen a pu être déclenchée par la variabilité interne naturelle dans les années 40 (fort épisode El Niño), mais que les plateformes de glace n'ont pas pu retrouver leur état antérieur en raison de la perturbation des vents forcée par les gaz à effet de serre anthropiques depuis les années 60s et l'amincissement de la couche d'ozone depuis les années 80s. Pour autant, les données ne permettent pas d'exclure les scénarios basés sur l'impact de la variabilité naturelle à long-terme sur la perte de masse.

Dans le cadre du chapitre 4, l'impact de la variabilité interne naturelle à long-terme du forçage climatique sur la perte de masse de la calotte est déterminée en forçant la configuration globale de l'Antarctique du modèle d'écoulement glaciaire Elmer/Ice avec des forçages océaniques et atmosphériques issues des simulations de contrôle préindustrielles d'un modèle climatique CMIP sur la période 1850-2059. Ces dernières ont été conçues pour simuler un état climatique en quasi-équilibre typique des conditions du milieu du 19e siècle (i.e., avant l'influence notable anthropique) en intégrant uniquement la variabilité interne naturelle non forcée du système climatique et en excluant tout forçage externe (anthropique et naturel). Ces simulations sont comparées aux simulations historiques tenant compte de l'ensemble des forçages externes et de la variabilité interne afin de vérifier si une tendance forcée émerge de la variabilité interne.

L'ensemble de simulations avec divers membres climatiques suggère que le gain de masse significatif en Antarctique de l'Est peut être attribué au forçage externe (naturel + anthropique) à partir des années 2000, principalement en raison de la tendance positive du bilan de masse de surface. Ces conclusions sont cependant à relativiser car les observations suggèrent que l'Antarctique de l'Est est actuellement relativement stable [gain de masse de $+3 \pm 15$ Gt an^{-1} entre 1992 et 2020 OTOSAKA et al., 2022] et le bilan de masse de surface également [MEDLEY & THOMAS, 2019]. En revanche, aucun changement de masse significatif n'est simulé en Antarctique de l'Ouest en raison d'une compensation entre les tendances du bilan de masse de surface et de la fonte basale qui semblent toutes deux forcées après 2015. La dynamique au droit de la ligne d'échouage et les taux d'amincissement de nos simulations sous-estiment la perte de masse dynamique de la calotte laissant suggérer qu'un signal pourrait éventuellement émerger si cette dynamique était modifiée.

Ces conclusions doivent être encore consolidées. Plusieurs pistes d'améliorations sont envisagées dont celles de (i) réviser l'état initial de la calotte en 1850 en permettant une plus grande épaisseur en Amundsen de façon à maintenir une ligne d'échouage avancée plus longtemps, et (ii) retravailler la dynamique en modifiant la loi de frottement et l'extrapolation des coefficients de frottement dans les zones nouvellement posées. Le recours à davantage de simulations forcées par davantage de membres devrait aussi permettre de rendre plus robustes les conclusions, et augmenterait la probabilité d'avoir un membre proche des observations de tendances de pertes de masse actuelles.

2. Perspectives

Les travaux entamés lors de cette thèse présentent à la fois certaines limitations qui pourraient être en partie levées via l'utilisation d'un modèle couplé climat-calotte et des solutions qui devraient faciliter l'insertion du modèle de calotte au sein des modèles climatiques (Perspective 1).

Le chapitre 4, quant à lui, ouvre la voie à des simulations historiques de l'évolution de la calotte, susceptibles d'améliorer la représentation des tendances de pertes de masse actuelles de la calotte et d'entrouvrir la porte à l'attribution de l'évolution de la calotte aux différents forçages, anthropiques et naturels (Perspective 2), aujourd'hui pièce encore manquante du pourtant très fourni rapport du GIEC.

Perspective 1 : *Couplage modèle climatique - calotte*

Les conclusions du chapitre 2 quant à la réversibilité des transitions entre des états froids et des états chauds en Mer d'Amundsen et les conclusions des chapitre 3 et 4 sur l'impact de la variabilité interne sur la contribution de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers sont largement altérées par l'absence de prise en compte des rétroactions de la calotte avec son environnement direct et avec les circulations atmosphériques et océaniques à grande échelle alors que les interactions non-linéaires climat-calotte ont le potentiel de générer de la variabilité interne. Par exemple, plusieurs études soulignent l'importance des rétroactions entre la géométrie de la cavité sous la plateforme de glace et la fonte [DONAT-MAGNIN et al., 2017; HOLLAND et al., 2023; DE RYDT & NAUGHTEN, 2024], l'impact des flux d'eaux douces issus de la fonte basale sur la fonte elle-même [CAILLET et al., 2023; HAIGH & HOLLAND, 2024] ou encore la rétroaction fonte-élévation en surface [GARBE et al., 2020].

Plusieurs entraves ont limité le développement de tels modèles jusqu'à présent :

- **initialisation** : L'initialisation des modèles de calotte et celle des modèles couplés climat-calotte font l'objet de nombreuses recherches [LOFVERSTROM et al., 2020; SIAHAAN et al., 2022], mais il n'existe actuellement aucun consensus sur les bonnes pratiques à adopter. L'initialisation dépend donc avant tout de l'objectif de l'étude. Dans le cas présenté ici, une initialisation réaliste en 1850 est visée afin de permettre des évolutions historiques plausibles dans un objectif de détection/attribution. L'état initial de la calotte, notamment au 19^{ème} siècle, est encore problématique en raison du nombre très restreint de données d'observations alors qu'il a été démontré que la géométrie initiale de la calotte a un impact non négligeable sur son évolution. Les travaux du chapitre 4 ont permis de progresser sur l'initialisation de la calotte dans les conditions préindustrielles dans le cadre d'un modèle de calotte seul forcé par un modèle climatique, permettant ainsi de lever certains verrous et de proposer des états initiaux plausibles. Cependant, il est plus difficile de contrôler la recroissance puis l'évolution de la calotte en mode couplé du fait des nombreux degrés de libertés. Des méthodes de calage des paramètres plus élaborées (e.g., la calibration bayésienne est de plus en plus utilisée) doivent être développées pour mieux contraindre ces modèles avec de nombreux degrés de liberté. L'état initial de l'océan (salinité, température) est également important puisque plusieurs études montrent le comportement d'hystérésis susceptible d'influencer l'apport de CDW sur le plateau continental. L'interaction calotte-océan complique grandement la correction de température habituellement appliquée dans les paramétrisations de fonte basale car le forçage océanique n'est pas connu d'avance puisque largement

influencé par les flux d'eaux douces issus de la fonte. Une des pistes possibles serait éventuellement de considérer pour la calotte les états initiaux plausibles que nous avons établis dans le cadre du chapitre 4 et de réaliser des simulations en préindustriel avec le modèle climatique seul en incorporant les cavités sous les plateformes de glace et une fonte paramétrée pour les cavités les plus petites afin de faciliter l'obtention d'un état relativement stable en préindustriel et des conditions océaniques aux abords de la calotte plus réalistes.

- **biais et lacunes de représentation des modèles climatiques - atmosphère** : du point de vue atmosphérique, le dernier rapport du GIEC conclut qu'il existe seulement une confiance moyenne dans la capacité des modèles climatiques à simuler la climatologie de l'Antarctique et les changements de bilan de masse de surface (SMB). Pour cette raison, une émulation du modèle régional MAR forcé par les sorties de modèles climatiques a été utilisée pour estimer le SMB dans le cadre des chapitres 3 et 4 pour forcer le modèle de calotte. Ces modèles régionaux permettent une représentation plus fine de certains processus liés à la neige, comme la saturation des névés par les eaux de fonte de surface ou le ruissellement en surface. Il faudrait trouver un compromis entre l'amélioration de la représentation des processus physiques liés à la neige et le coût de calcul associé. Deux solutions peuvent être envisagées, soit améliorer la représentation des processus liés à la neige directement dans le modèle climatique, soit appliquer des corrections lors de l'échange d'informations entre atmosphère et calotte comme réalisé dans le cadre des chapitres 3 et 4 [JOURDAIN et al., *subm*] en prêtant attention à la conservation de la masse. Pour obtenir des pertes de masse plausibles de la calotte, il est nécessaire que le SMB estimé soit en adéquation avec les observations. Dans le cadre des simulations avec le modèle de calotte seul, la stratégie de calcul du SMB, considéré comme la somme d'un SMB de référence, dont la moyenne 1995-2014 est proche des observations, et d'une anomalie de SMB déduite d'un modèle climatique, permet de s'affranchir des biais du modèle climatique. Dans le cadre du modèle couplé, il faut choisir les modèles climatiques les plus en adéquation avec les observations car la correction précédemment réalisée n'est pas envisageable. Ce travail de sélection de modèle climatique a été réalisé partiellement par AGOSTA et al. [2022] et dans le cadre du chapitre 3 quant aux propriétés atmosphériques au droit de l'Antarctique et de l'océan austral. Il a été montré que certains modèles climatiques reproduisent relativement bien les conditions climatiques actuelles, présentent une variabilité interne plutôt marquée et disposent de plusieurs membres pour parer à la problématique de phasage de la variabilité interne. Enfin, un gain en résolution permettrait de mieux capturer la turbulence ainsi que les épisodes de foehn qui ont un effet non négligeable sur la fonte en surface et sur la déstabilisation des plateformes de glace.
- **biais et lacunes de représentation des modèles climatiques - océan** : D'un point de vue océanique, deux problématiques majeures persistent (i) la représentation de la turbulence et (ii) l'absence de prise en compte des flux d'eaux de fonte issus des plateformes de glace. Le déversement de grandes quantités d'eau douce dans l'Océan austral limite la densification des eaux de surface et affecte la circulation océanique grande échelle [LI et al., 2021], qui joue pourtant un rôle majeur dans la régulation du climat en contrôlant le stockage et le transport de chaleur et de carbone à travers le globe et modifie les conditions océaniques aux abords de la calotte et donc éventuellement sa fonte. La turbulence génère de la variabilité interne et influe sur l'intrusion des CDW sur le plateau continental, deux éléments qu'il serait nécessaire de prendre en compte dans l'identification de l'émergence d'une tendance forcée. Suite aux recommandations CMIP6,

certaines modèles climatiques utilisent désormais une résolution de $1/4^\circ$ pour leur composante océanique. Cette résolution plus fine permet d'introduire de la variabilité chaotique via la résolution des grands tourbillons, de mieux représenter l'intrusion des CDW sur le plateau continental et de résoudre la circulation sous certaines plateformes glaciaires. Les progrès calculatoires du modèle NEMO (vitesse d'exécution x2.5 entre NEMO 4.0 et NEMO 5.0.beta, communication personnelle avec Pierre Mathiot) devraient permettre d'utiliser une telle résolution. Néanmoins, si les simulations se révèlent trop coûteuses, le recours à AGRIF (grille plus fine uniquement dans une région donnée) permettrait malgré tout de résoudre la turbulence dans l'océan austral et aux abords de la calotte. La région doit être cependant suffisamment grande car le transfert d'icebergs entre les deux grilles de résolution différente n'est pas possible actuellement. Aux abords de la calotte, il serait également intéressant de prescrire la marée qui affecte le transport de CDW sur le plateau. Les cavités sous les plateformes de glace devront être ouvertes pour permettre la circulation océanique lorsque cela est possible. Lorsque les cavités sont trop petites, une paramétrisation de la fonte pourra être utilisée. Tout comme pour l'atmosphère, il faut choisir les modèles climatiques les plus en adéquation avec les observations car la correction de biais précédemment réalisée sur le modèle de calotte seul n'est pas envisageable. Ce travail de sélection de modèle climatique a été réalisé partiellement dans le cadre du chapitre 3 quant aux propriétés océaniques au droit de l'Antarctique et de l'océan austral.

- **biais et lacune de représentation du modèle de calotte** : L'étude menée au chapitre 4 montre que les écoulements dans les zones de montagnes (Péninsule et TransAntarctique) sont extrêmement difficiles à représenter, si bien que le bilan de masse de la Péninsule est largement faussé. Aucune solution immédiate n'est envisagée et explique le choix du chapitre 4 de se concentrer uniquement sur l'Antarctique de l'Est et de l'Ouest. L'exercice d'intercomparaison des modèles de calotte ISMIP6 montre que la physique du modèle est identifiée comme la principale source d'incertitudes. La configuration Antarctique utilisée dans cette thèse présente un gain de masse sur la période actuelle après inversion et sans correction supplémentaire qui peut résulter des forçages (pourtant calés pour que la moyenne 1995-2014 soit en adéquation avec les observations) ou de la représentation de la dynamique de la calotte. Nos expériences montrent que le choix de la loi de frottement est très important puisqu'elle affecte le retrait de la ligne d'échouage ainsi que les pertes de masses, y compris dans les zones posées. Les lois de frottement tenant compte de la pression effective semblent donner de meilleurs résultats et sont donc à privilégier. Les ajustements sur la période présente ont également montré que les pertes de masse étaient très sensibles aux choix des paramètres de viscosité et de coefficient de frottement. Il serait intéressant de procéder à des ajustements permettant de les faire varier au cours de la simulation pour tenir compte de la présence d'endommagement par exemple. La question du vêlage est également à poser car sa représentation est très simplifiée dans le modèle de calotte actuellement utilisé. Il faut définir des critères pour lesquels un iceberg est généré ainsi que sa géométrie afin de l'introduire correctement dans le modèle océanique. La conservation du bilan de masse n'est pas évidente dans de telles conditions.

Perspective 2 : Étude d'attribution

Le chapitre 4 suggère qu'un signal forcé semble émerger de la variabilité interne. Ainsi, ces résultats ouvrent la voie à l'étude d'attribution permettant d'identifier les principales causes anthropiques (e.g.,

ozone, aérosols, gaz à effet de serre) ou naturelles (e.g., volcans) de la perte de masse de la calotte, crucial pour orienter les décisions politiques en matière d'atténuation et d'adaptation.

Mener à bien une telle étude nécessite encore de nombreux développements. En plus du couplage climat-calotte, il est nécessaire de travailler sur l'interdépendance des forçages. Les études traditionnelles de détection/attribution se fondent sur des simulations historiques (1850-2014) forcées par des forçages climatiques dont l'une des composantes du forçage externe a été retirée ou seule une des composantes est retenue. Le climat est alors perçu comme la somme de l'ensemble des forçages pris indépendamment. Cette hypothèse d'additivité n'est pas vérifiée à l'échelle régionale dans les zones marquées par de fortes non-linéarités comme en Antarctique. Des méthodes alternatives basées sur des prédicteurs non-linéaires et des réseaux de neurones devraient permettre de s'affranchir de cette hypothèse d'additivité et de prendre en compte des interactions plus complexes entre les forçages. Cependant, ces méthodes sont en cours de développement et nécessitent des données suffisamment robustes pour entraîner le réseau de neurones.

Afin de progresser sur la détection/attribution et sur le couplage climat-calotte, il semble essentiel que l'ensemble des acteurs, ingénieurs et modélisateurs du climat (océan, atmosphère) et de la calotte soient impliqués afin de pouvoir arbitrer sur les meilleures stratégies à adopter. A noter également que le couplage climat-calotte ne doit pas se substituer systématiquement à la modélisation de la calotte forcée par les modèles climatiques. En effet, leur moindre coût permet de réaliser de plus grands ensembles, d'explorer plus facilement certaines incertitudes et de poursuivre le développement de la physique des modèles de calotte, principale source d'incertitudes identifiée.

Pour conclure, je complétera la citation d'A.Einstein qui ouvre ce manuscrit par : *plus je résous des problèmes, plus je réalise que de nouveaux apparaissent.*

ANNEXES

1. Évaluation de la configuration régionale du modèle NEMO

Cette Annexe décrit l'évaluation de la configuration régionale NEMO utilisée dans le cadre du chapitre 2. Le modèle permet de reproduire relativement bien le cycle de la glace de mer, la fonte basale (hormis sous la plateforme de Getz, non considérée dans l'étude) ainsi que les profils de température et de salinité au droit du plateau continental. Le modèle présente cependant une variabilité océanique trop peu marquée au droit de la plateforme de Pine Island. Il semble que la modification de la concentration maximale de la glace de mer [MATHIOT & JOURDAIN, 2023] et l'utilisation de la version 4.3 de NEMO [KITTEL et al., prep] améliore la représentation de cette variabilité.

Overview

This Annexe describes the calibration and evaluation of the reference simulation. It includes a description of both the observational data sets used to validate the configuration (see Section S1) and sensitivity experiments carried out in this study (see Section S2 and Table S1). The evaluation of these sensitivity experiments is made through the analysis of sea-ice extent (see Section S3 and Figure S1), temperature profiles (see Section S4 and Figure 2) and basal melt rates (see Section S5 and Figure S3). Interannual and decadal variability are evaluated in Section S7 (see Figure S4 and S5).

S1. Observational Data Sets

The model is evaluated over the period 2012-2018 (1994-2018 for the interannual variability) through a comparison with available observational datasets relative to sea-ice concentration, temperature and salinity profiles, and ice-shelves melt rates.

We used 1607 Conductivity-Temperature-Depth (CTD) profiles collected during summer campaigns from 1994 to 2018 [DUTRIEUX et al., 2014; HEYWOOD et al., 2016; JENKINS et al., 2018] to evaluate the simulated temperature field. Individual CTD profiles are interpolated vertically onto the 75 vertical levels of our model configuration. The comparison to CTD data is performed by sampling model outputs in space (nearest profile) and time (linear interpolation between monthly outputs) following the actual CTD station distribution.

To evaluate the simulated sea-ice cover, the model outputs are compared to the NOAA/NSIDC Climate Data Record (CDR) of the Passive Microwave Sea-Ice Concentration dataset, version 4 [MEIER et al., 2022], which provides daily and monthly estimates of sea-ice concentration in the polar regions for the period 1987-2020 on a 25×25 km stereographic grid. The observational data are interpolated onto the model grid and only concentration values above 0.15 are considered in both the model and observations due to observational uncertainties for lowest concentrations.

Finally, the simulated mean ice-shelf basal melt rates over the period 2012-2018 are compared to estimates based on satellite observations [ADUSUMILLI et al., 2020] and complete mass loss time series to both satellite [DEPOORTER et al., 2013; RIGNOT et al., 2013; SHEAN et al., 2019; ADUSUMILLI et al., 2020] and oceanographic estimates [DUTRIEUX et al., 2014; JENKINS et al., 2018].

S2. Description of the sensitivity experiments

Preliminary to our main study, several sensitivity experiments were carried out in order to improve the fidelity of the model, in particular its ability to correctly represent ice-shelf basal melting. Their main characteristics are detailed in Tab. S1. In view of the shortcomings of the initial simulation (INITIAL), we explored three distinct ways to improve the representativeness of the model : (i) vertical mixing parameterization, (ii) forcing, and (iii) parameterization of melting under ice shelves.

The diffusivity and vertical turbulent viscosity coefficients are derived from a turbulent closure model that does not allow the thermocline depth to be represented correctly, particularly in the Southern Ocean [RODGERS et al., 2014]. The thermocline is often too shallow in summer and when it is windy, as observed in INITIAL. To compensate for the lack of representation of some processes, an ad hoc parameterization exists in NEMO [see “TKE scheme” in MADEC & NEMO-TEAM, 2016] to inject an amount D of additional turbulent kinetic energy below the mixed layer, with D defined as :

$$D = (1 - f_i) f_r e_s e^{-\frac{z}{h_\tau}} \quad (.1)$$

where f_i is the sea-ice concentration, f_r the fraction of surface turbulent kinetic energy penetrating below the mixed layer, e_s the surface boundary condition of the turbulent kinetic energy (diagnosed by the TKE scheme), z the depth, and h_τ the vertical mixing length scale. To deepen the thermocline, we modify the f_r parameter in EFR by taking the maximum value suggested by MADEC [2008]; HEUZÉ et al. [2015]. In HTAU, we modify the vertical mixing length to $h_\tau = 60$ m, which is appropriate for high latitudes [RODGERS et al., 2014].

One of the main sources of divergence between our simulations and the observations is due to uncertainties in the forcing. We tested the model sensitivity to oceanic and atmospheric forcing. The BDY experiment includes the correction of oceanic lateral boundaries to match the World Ocean Atlas 2018 seasonal climatology [GARCIA et al., 2019], and BDY + HTAU + FORCING takes into account another atmospheric reanalysis product, DFS5.2 [DUSSIN et al., 2016]. The BDY + HTAU is a combination of the changes made both in BDY and HTAU.

Finally, in order to improve the basal melt rates, especially under Getz, Thwaites and Pine Island ice shelves, several corrections are explored. BDY + HTAU + GAMMA corrects basal melt rates through a modification of the heat and salt exchange coefficients (Γ_T and Γ_S , respectively). According to JOURDAIN et al. [2017], melt rates are proportional to $\Gamma^{1.25}$ where Γ is the heat/salinity exchange coefficient. Since melting under Getz was too high by about 1/3, the coefficients were multiplied by $\frac{2}{3}^{\frac{1}{1.25}}$ to reduce the melt rate by one third. The partial collapse of Thwaites Ice Shelf in 2015 altered the topography significantly. To assess the influence of topography on the melt rates under Thwaites Ice Shelf, the Rtopo2 topography [SCHAFFER et al., 2016] prior to the collapse of the ice shelf is used in BDY + HTAU + GAMMA + TOPO.

S3. Evaluation of the sensitivity experiments : Sea-ice extent

The sea-ice cover analysis gives an insight into the seasonal variability (CTD profiles are collected only in austral summer and basal melt rates are often estimated over several years). In all our simulations, the seasonal variability is well represented (Fig. .2) although the simulated summer and winter extrema differ from those in the NOAA/NSIDC climatology. Sea-ice extent is very sensitive

TABLEAU .1 – Characteristics of sensitivity experiments used for model calibration (different terms are defined in section 1)

| Simulation Name | f_r | h_τ | Boundaries | Γ_T | Γ_S | Topo | Forcing |
|---------------------------|-------|----------------|------------------|----------------------|----------------------|------------|---------|
| INITIAL | 0.05 | $h_\tau(\phi)$ | - | $2.21 \cdot 10^{-2}$ | $6.19 \cdot 10^{-4}$ | BedMachine | JRA55 |
| EFR | 0.10 | $h_\tau(\phi)$ | - | $2.21 \cdot 10^{-2}$ | $6.19 \cdot 10^{-4}$ | BedMachine | JRA55 |
| BDY | 0.05 | $h_\tau(\phi)$ | WOA18 Correction | $2.21 \cdot 10^{-2}$ | $6.19 \cdot 10^{-4}$ | BedMachine | JRA55 |
| HTAU | 0.05 | 60 m | - | $2.21 \cdot 10^{-2}$ | $6.19 \cdot 10^{-4}$ | BedMachine | JRA55 |
| BDY + HTAU | 0.05 | 60 m | WOA18 Correction | $2.21 \cdot 10^{-2}$ | $6.19 \cdot 10^{-4}$ | BedMachine | JRA55 |
| BDY + HTAU + GAMMA | 0.05 | 60 m | WOA18 Correction | $1.60 \cdot 10^{-2}$ | $4.48 \cdot 10^{-4}$ | BedMachine | JRA55 |
| BDY + HTAU + GAMMA + TOPO | 0.05 | 60 m | WOA18 Correction | $1.60 \cdot 10^{-2}$ | $4.48 \cdot 10^{-4}$ | RTopo2 | JRA55 |
| BDY + HTAU + FORCING | 0.05 | 60 m | WOA18 Correction | $2.21 \cdot 10^{-2}$ | $6.19 \cdot 10^{-4}$ | BedMachine | DFS5.2 |

to lateral boundary conditions. The correction of lateral boundaries to the World Ocean Atlas 2018 (BDY) results in an overestimation of the sea-ice extent (+35% in austral summer and +17% in winter), which hides an overestimation in the deep ocean and an underestimation in front of the ice shelves. The sea-ice extent is also sensitive to the stratification of the water column (HTAU). The change in vertical mixing leads to an underestimated sea-ice extent (-2% in austral summer -16% in winter). The choice of atmospheric forcing impacts mostly the summer sea-ice cover, while changes in the vertical mixing parameter f_r , topography, and heat and salt exchange coefficients do not affect the sea-ice extent.

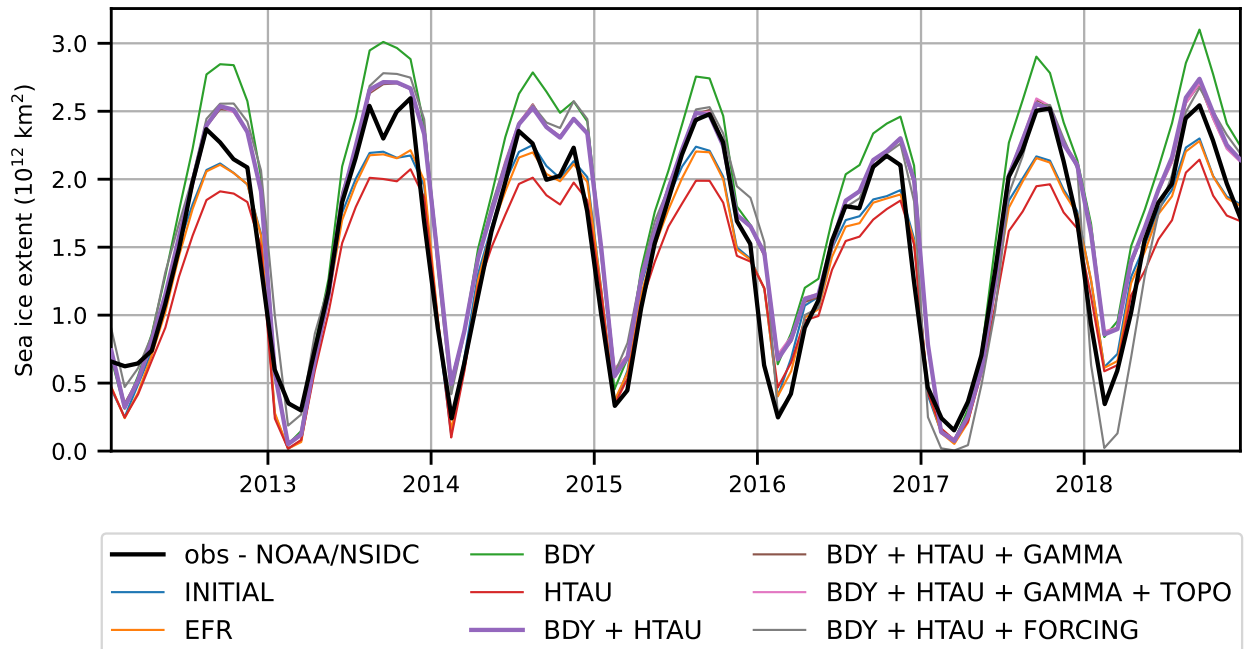


FIGURE .2 – Variability of the sea-ice extent over the period 2012-2018 for all the sensitivity experiments. As a reminder, only areas of sea-ice concentration greater than 0.15 were considered for the sea-ice extent estimation. The observations correspond to the NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea-Ice Concentration dataset.

S4. Evaluation of the sensitivity experiments : Temperature and salinity profiles

The CTD profiles measured in front of the Pine Island–Thwaites and Dotson–Getz ice shelves suggest a different flow pattern between the western and eastern continental shelf, consistent with WÄHLIN et al. [2012]; DOTTO et al. [2019]. The water below the thermocline is generally 0.5°C warmer in the Pine Island–Thwaites area where CDW onshore flow is stronger.

In front of the Pine Island–Thwaites ice shelves, INITIAL overestimates the subsurface temperature (0–400 m) by 1°C and the bottom temperature (800–1200 m) by 0.5°C, and the thermocline is too shallow by 200 m (Fig. .3). The correction of lateral ocean boundary conditions (BDY) results in a significant change in the water column of the deep ocean. As the near-bottom temperature is essentially determined by the oceanic conditions at the shelf break, this correction lowers the temperature by about 0.5°C and thus approaches the observations in the lower part of the water column (deviation from observations less than 0.2°C below 600 m), although the thermocline is still too shallow. The increased vertical mixing length scale (HTAU experiments) lowers the overestimated thermocline depth. Above 500 m, the temperature is lowered by an average of 0.5°C, but it is still higher than the CTD profiles (0.5°C on average). The other sensitivity tests have little impact on the temperature of the water column (0.2°C down to 300 m).

Concerning Dotson–Getz ice shelves, INITIAL overestimates the bottom temperature (800–1200 m) by 0.5°C, and the thermocline is again too shallow by 200 m (Fig. .3). The correction of lateral ocean boundary conditions (BDY experiments) lowers the temperature by about 0.5°C, resulting in a deviation from observations of less than 0.2°C. The increased vertical mixing length scale (HTAU) lowers the overestimated thermocline depth by 100 m, but has also an impact on near bottom temperature as does the change in the values of the heat and salt exchange coefficients.

The salinity profiles of the sensitivity experiments are generally close to the observational range (Fig. .3). The salinity in the upper 400 m is too low in the absence of lateral boundary corrections (see Dotson and Getz for the experiments that do not have “BDY” in their names), and generally too high for decreased ocean–ice exchange velocities (GAMMA experiments). The salinity is generally too high in the 400–700 m layer, explaining an under-estimated halocline and thermocline depth. This mid-depth salinity bias is slightly reduced in the HTAU experiments.

S5. Evaluation of the sensitivity experiments : Basal melt rates

We evaluate our basal melt rates by comparing them to satellite data estimates from ADUSUMILLI et al. [2020] despite large uncertainties. Simulated cavity melt rates are underestimated for Pine Island and Thwaites (-30% and -77%, respectively for BDY + HTAU), although the vertical temperature distribution is overestimated by 0.5°C in front of these ice shelves, and overestimated for Abbot, Cosgrove, Crosson, Dotson and Getz (74%, 145%, 41%, 301%, and 119%, respectively for BDY + HTAU) (see Fig. .4). Due to proportionality, a unique modification of the melt rates (BDY + HTAU + GAMMA) does not improve the overall results. Thus, we prefer to keep the original heat and salt exchange coefficients (Γ_T and Γ_S) in order to simulate correct melt rates for Pine Island rather than Getz ice shelf, which was already problematic when setting up NEMO’s cavity module [MATHIOT et al., 2017b]. The gain from the change in ice topography at Thwaites (BDY + HTAU + GAMMA + TOPO) is negligible.

S6. Conclusion on the sensitivity experiments

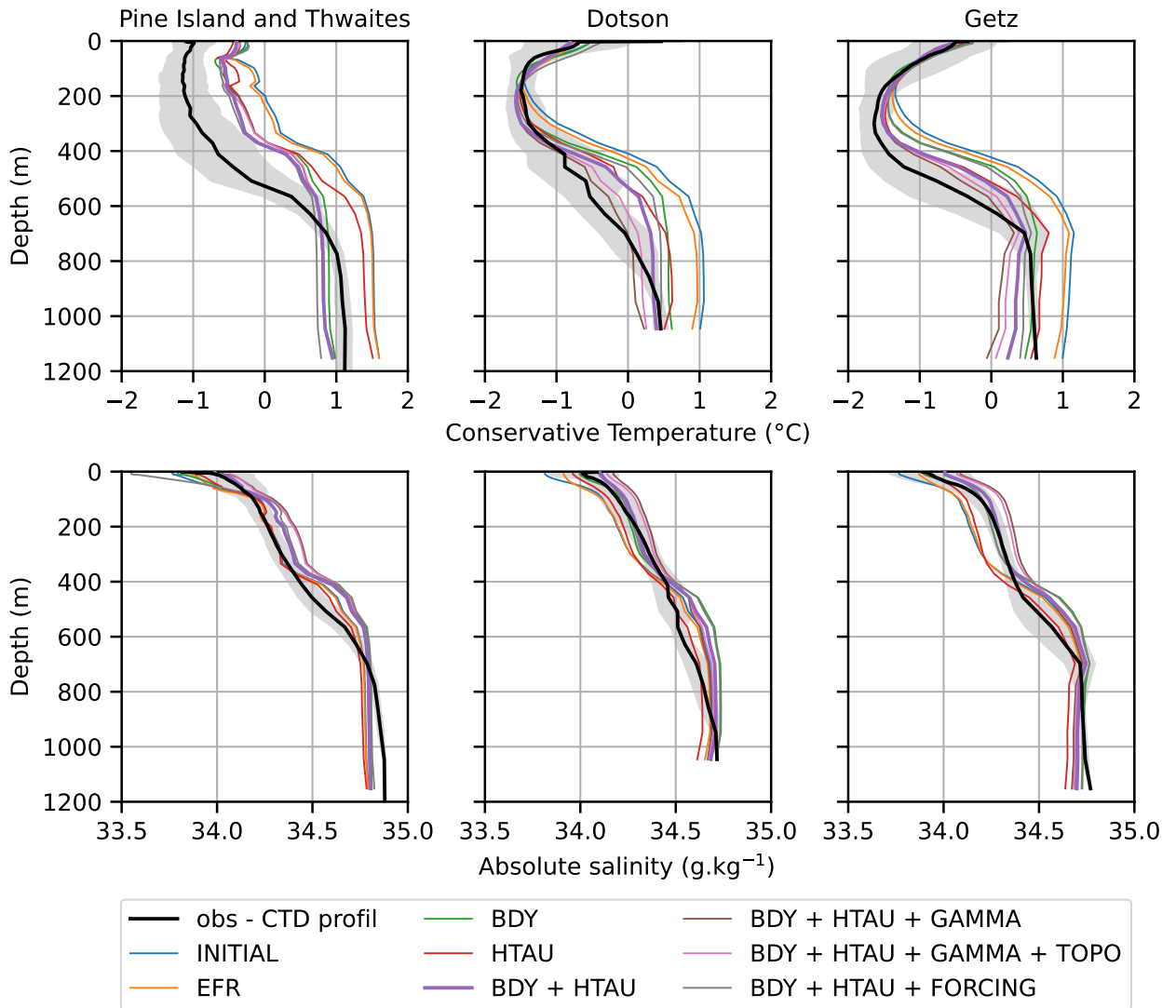


FIGURE .3 – Mean conservative temperature (upper panels) and absolute salinity (lower panels) profiles in front of Pine Island and Thwaites (left), Dotson (middle), and Getz (right) ice shelves for all the sensitivity experiments. The model profiles are co-located in space and time to the CTD profiles collected during austral summer campaigns from 2012 to 2018.

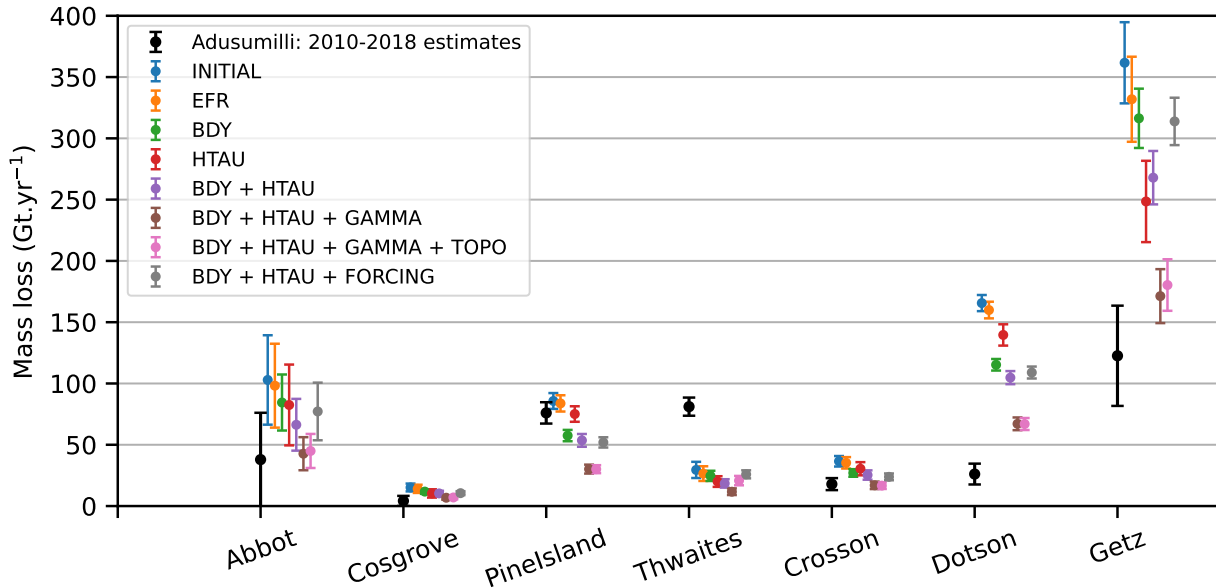


FIGURE .4 – 2012-2018 mean basal mass loss under various Amundsen Sea ice shelves for all the sensitivity experiments. Simulated basal mass losses are compared to the 2010-2018 estimates from ADUSUMILLI et al. [2020]

We selected the simulation (BDY + HTAU) as the reference simulation from which simulations with perturbations were built. The reference simulation captures well the seasonal variability with an average sea-ice extent error in austral summer and winter, of, respectively, 31% and 6%. The temperature and salinity between 700 and 1200 m depth are reasonably well represented on the shelf (deviation from observations of less than 0.2°C and 0.1 g kg^{-1} , respectively). The pycnocline is still too shallow, which corresponds to temperature and salinity biases between 300 m and 600 m of about $+0.5^{\circ}\text{C}$ and $+0.2\text{ g kg}^{-1}$, respectively. Simulated basal melt rates are underestimated for Pine Island and Thwaites (-30% and -77%, respectively), and overestimated for Abbot, Cosgrove, Crosson, Dotson and Getz but these melt rates are sensitive to chosen atmospheric forcing.

S7. Evaluation of the interannual and decadal variability

After the correction and tuning of our model based on the mean state, it seems important to evaluate the amplitude and timing of interannual to decadal variability in the reference simulation as it can inform on the way to interpret our perturbation experiments.

First of all, our reference reproduces relatively well the interannual variability of the yearly maximum sea-ice extent in austral winter with, for example, low maximum sea-ice extent in the austral winter of 2016 versus large maximum sea-ice extent in the austral winter of 2017 and 2018 (see purple line in Fig. .2). The amplitude of interannual variability in the yearly minimum sea-ice extent, at the end of the austral summer, is nonetheless larger than in the observations.

Our simulations are able to reproduce most of the interannual variability of temperature and salinity profiles that was reported by JENKINS et al. [2018] in front of the Dotson ice shelf (Fig. .5c,d). The interannual variability of Dotson ice shelf melt rates is also in good agreement with the estimates by JENKINS et al. [2018] if we consider the simulation with air colder than the reanalysis by 0.5°C [typical bias of reanalyses in this region according to JONES et al., 2016] or the precipitation reduced

by 30% (Fig. .6e). In contrast, our simulations are not able to reproduce the interannual variability of temperature and salinity (Fig. .5a,b) and melt rates (Fig. .6b) of Pine Island ice shelf, they have barely any interannual variability. The reason for this is currently unknown, but may involve local forcing according to WEBBER et al. [2017] and ZHENG et al. [2022] and probably a poor representation of the Pine Island Bay polynya. The comparison to the 5-year mooring data of [their Fig. 2c WEBBER et al., 2017] confirms this lack of interannual variability near Pine Island (not shown).

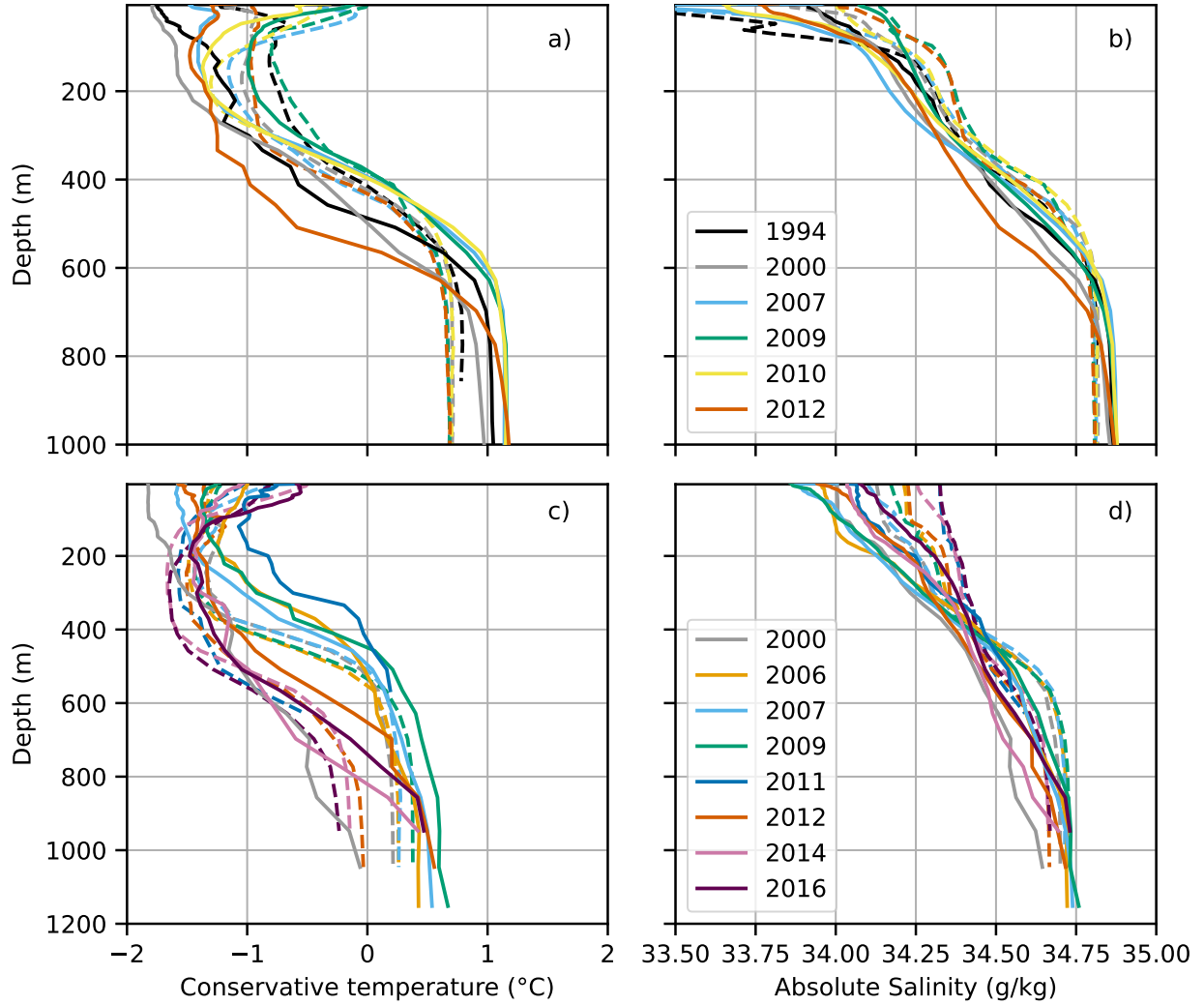


FIGURE .5 – (a-b) Conservative temperature and absolute salinity profiles at Pine Island ice front from the CTD measurements of DUTRIEUX et al. [2014] (solid) and from our REF simulation co-located with CTDs (dashed), (c-d) Conservative temperature and absolute salinity profiles at Dotson ice front from the CTD measurements of JENKINS et al. [2018] (solid) and from our REF simulation co-located with CTDs (dashed)

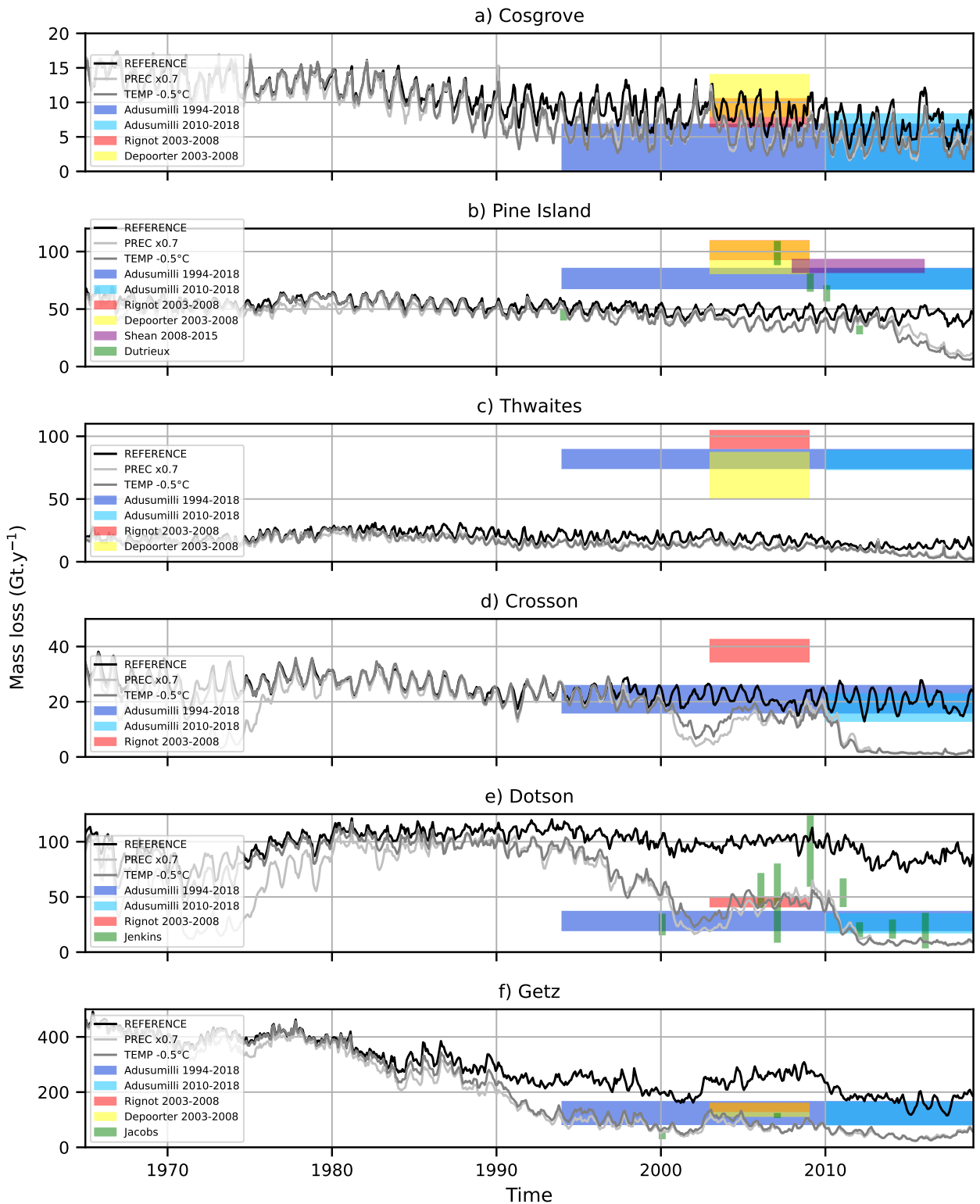


FIGURE .6 – Mass loss time series for Pine Island and Dotson Ice Shelves in our REF (black), TEMP-0.5°C (dark grey) and PREC \times 0.7 (light grey) simulations as well as in the satellite products from RIGNOT et al. [2013] (red), DEPOORTER et al. [2013] (yellow), SHEAN et al. [2019] (purple), ADUSUMILLI et al. [2020] (blue) and oceanographic estimates from DUTRIEUX et al. [2014] and JENKINS et al. [2018] in green.

2. Évaluation de la configuration Antarctique du modèle Elmer/Ice

Cette Annexe apporte des précisions sur le développement de la configuration Antarctique Elmer/Ice utilisée dans le cadre des chapitres 3 et 4.

La configuration Antarctique initiale a été développée dans le cadre du projet TiPACCs [HILL et al., 2023] puis retravaillée pour que je puisse l'utiliser dans le cadre de ma thèse. Les améliorations de la configuration ont coïncidé avec l'exercice d'inter-comparaison ISMIP6-2300 et a donc été l'opportunité de participer à cet exercice [SEROUSSI et al., 2024] très utile pour la communauté.

L'amélioration de la configuration a impliqué de nombreuses personnes, Fabien Gillet-Chaulet et Pierre Mathiot ayant particulièrement oeuvré à son développement et au succès de la participation à ISMIP6-2300. Les nombreux développements en parallèle ont nécessité l'utilisation de GitHub. La configuration est désormais disponible sur cette plateforme et ouverte à l'ensemble de la communauté.

En plus d'ISMIP6, une collaboration avec une autre équipe de chercheurs utilisant Elmer/Ice et ayant participé également à ISMIP6-2300, est en cours. Elle traite de l'impact de la pression de l'eau sous-glaciaire sur les projections de contribution de l'Antarctique au niveau des mers [ZHAO et al., prep].

La configuration Antarctique fait toujours l'objet de nouveaux développements au fil des études (loi de fonte, méthode de calage, initialisation, loi de frottement...). La figure .7 détaille les principales contributions (non exhaustif).

Ce travail de développement est difficilement valorisable mais au combien utile pour la communauté. Il a néanmoins été très enrichissant d'un point de vue technique et l'occasion de travailler en étroite collaboration avec de nombreuses personnes.

| | Benoit Urruty | Fabien Gillet-Chaulet | Pierre Mathiot | Justine Caillet | Cyrille Mosbeux |
|--------------------------------|---------------|-----------------------|----------------|-----------------|-----------------|
| Maillage | xx | x | | | |
| Initialisation | xx | x | | | xx |
| Framework | x | x | xx | | |
| XIOS | | xxx | | | |
| Traitement sorties | | | xx | x | |
| Traitement forçage | | x | | xx | |
| Lois de fonte | xx | x | | xx | |
| Lois de frottement | xx | x | | | |
| Documentation GitHub | | | xx | xx | |
| Choix lois et paramétrisations | | | | xx | xx |
| Correction icebergs | | xxx | | | |

FIGURE .7 – Contribution au développement de la configuration Antarctique Elmer/Ice. x : contribution modérée, xx : contribution moyenne, xxx : contribution importante.

Références Bibliographiques

- ADUSUMILLI, Susheel, FRICKER, Helen Amanda, MEDLEY, Brooke, PADMAN, Laurie & SIEGFRIED, Matthew R. (2020). “Interannual variations in meltwater input to the Southern Ocean from Antarctic ice shelves”. *Nature Geoscience*. Vol. 13. no. 9.
- AGOSTA, Cécile, AMORY, Charles, KITTEL, Christoph, ORSI, Anais, FAVIER, Vincent, GALLÉE, Hubert, BROEKE, Michiel R van den, LENAERTS, Jan, WESSEM, Jan Melchior van, BERG, Willem Jan van de et al. (2019). “Estimation of the Antarctic surface mass balance using the regional climate model MAR (1979–2015) and identification of dominant processes”. *The Cryosphere*. Vol. 13. no. 1, p. 281-296.
- AGOSTA, Cécile, FAVIER, Vincent, KRINNER, Gerhard, GALLÉE, Hubert, FETTWEIS, Xavier & GENTHON, Christophe (2013). “High-resolution modelling of the Antarctic surface mass balance, application for the twentieth, twenty first and twenty second centuries”. *Climate dynamics*. Vol. 41, p. 3247-3260.
- AGOSTA, Cécile, KITTEL, Christoph, AMORY, Charles, EDWARDS, Tamsin & DAVRINCHE, Cécile (2022). “Evaluation of CMIP5 and CMIP6 global climate models in the Arctic and Antarctic regions, atmosphere and surface ocean”. EGU General Assembly Conference Abstracts. EGU22-11363.
- ARMOUR, Kyle C, MARSHALL, John, SCOTT, Jeffery R, DONOHOE, Aaron & NEWSOM, Emily R (2016). “Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport”. *Nature Geoscience*. Vol. 9. no. 7, p. 549-554.
- ARMSTRONG MCKAY, David I, STAAL, Arie, ABRAMS, Jesse F, WINKELMANN, Ricarda, SAKSCHEWSKI, Boris, LORIANI, Sina, FETZER, Ingo, CORNELL, Sarah E, ROCKSTRÖM, Johan & LENTON, Timothy M (2022). “Exceeding 1.5 C global warming could trigger multiple climate tipping points”. *Science*. Vol. 377. no. 6611, eabn7950.
- ASCHWANDEN, Andy, BARTHOLOMAUS, Timothy C, BRINKERHOFF, Douglas J & TRUFFER, Martin (2021). “Brief communication : a roadmap towards credible projections of ice sheet contribution to sea-level”. *The Cryosphere Discussions*. Vol. 2021, p. 1-14.
- ASSMANN, K. M., JENKINS, A., SHOOSMITH, D. R., WALKER, D. P., JACOBS, S. S. & NICHOLLS, K. W. (2013). “Variability of circumpolar deep water transport onto the Amundsen Sea Continental shelf through a shelf break trough”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 118. no. 12.
- BAMBER, Jonathan L & DAWSON, Geoffrey J (2020). “Complex evolving patterns of mass loss from Antarctica’s largest glacier”. *Nature Geoscience*. Vol. 13. no. 2, p. 127-131.
- BAMBER, Jonathan L, WESTAWAY, Richard M, MARZEION, Ben & WOUTERS, Bert (2018). “The land ice contribution to sea level during the satellite era”. *Environmental Research Letters*. Vol. 13. no. 6, p. 063008.
- BASSIS, Jeremy N, CRAWFORD, Anna, KACHUCK, Samuel B, BENN, Douglas I, WALKER, Catherine, MILLSTEIN, Joanna, DUDDU, Ravindra, ÅSTRÖM, Jan, FRICKER, Helen & LUCKMAN, Adrian (2024). “Stability of Ice Shelves and Ice Cliffs in a Changing Climate”. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 52.

- BASSIS, JN, BERG, B, CRAWFORD, AJ & BENN, DI (2021). “Transition to marine ice cliff instability controlled by ice thickness gradients and velocity”. *Science*. Vol. 372. no. 6548, p. 1342-1344.
- BEADLING, Rebecca L, RUSSELL, JL, STOUFFER, RJ, MAZLOFF, M, TALLEY, LD, GOODMAN, PJ, SALLÉE, Jean-Baptiste, HEWITT, HT, HYDER, P & PANDDE, Amarjiit (2020). “Representation of Southern Ocean properties across coupled model intercomparison project generations : CMIP3 to CMIP6”. *Journal of Climate*. Vol. 33. no. 15, p. 6555-6581.
- BENN, Douglas I, WARREN, Charles R & MOTTRAM, Ruth H (2007). “Calving processes and the dynamics of calving glaciers”. *Earth-Science Reviews*. Vol. 82. no. 3-4, p. 143-179.
- BETT, David, BRADLEY, Alexander, HOLLAND, Paul, WILLIAMS, C Rosie, ARTHERN, Rob & GOLDBERG, Daniel (2024). “Coupled ice/ocean interactions during future retreat of West Antarctic ice streams in the Amundsen Sea sector”. *The Cryosphere (TC)*.
- BETT, David T, HOLLAND, Paul R, NAVEIRA GARABATO, Alberto C, JENKINS, Adrian, DUTRIEUX, Pierre, KIMURA, Satoshi & FLEMING, Andrew (2020). “The impact of the Amundsen Sea freshwater balance on ocean melting of the West Antarctic Ice Sheet”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 125. no. 9, e2020JC016305.
- BINDOFF, Nathaniel L, WILLEBRAND, Jürgen, ARTALE, Vincenzo, CAZENAVE, Anny, GREGORY, Jonathan M, GULEV, Sergey, HANAWA, Kimio, LE QUERE, Corinne, LEVITUS, Sydney, NOJIRI, Yukihiro et al. (2007). “Observations : oceanic climate change and sea level”.
- BINDSCHADLER, Robert A, NOWICKI, Sophie, ABE-OUCHI, Ayako, ASCHWANDEN, Andy, CHOI, Hyeungu, FASTOOK, Jim, GRANZOW, Glen, GREVE, Ralf, GUTOWSKI, Gail, HERZFELD, Ute et al. (2013). “Ice-sheet model sensitivities to environmental forcing and their use in projecting future sea level (the SeaRISE project)”. *Journal of Glaciology*. Vol. 59. no. 214, p. 195-224.
- BODART, JA & BINGHAM, RJ (2019). “The impact of the extreme 2015–2016 El Niño on the mass balance of the Antarctic ice sheet”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 46. no. 23, p. 13862-13871.
- BÔNE, Constantin, GASTINEAU, Guillaume, THIRIA, Sylvie, GALLINARI, Patrick & MEJIA, Carlos (2023). “Detection and attribution of climate change using a neural network”. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 15. no. 10, e2022MS003475.
- BONNET, Rémy, BOUCHER, Olivier, DESHAYES, Julie, GASTINEAU, Guillaume, HOURDIN, Frédéric, MIGNOT, Juliette, SERVONNAT, Jérôme & SWINGEDOUW, Didier (2021). “Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR ensemble of extended historical simulations”. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 13. no. 9, e2021MS002565.
- BOUCHER, O., SERVONNAT, J., ALBRIGHT, A. L., AUMONT, O., BALKANSKI, Y., BASTRIKOV, V., BEKKI, S., BONNET, R., BONY, S., BOPP, L. et al. (2020). “Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model”. *J. Adv. Model. Ea. Sys.*. Vol. 12. no. 7, e2019MS002010.
- BOYER, Tim P, GARCÍA, Hernán E, LOCARNINI, Ricardo A, ZWENG, Melissa M, MISHONOV, Alexey V, REAGAN, James R, WEATHERS, Katharine A, BARANOVA, Olga K, PAVER, Christopher R, SEIDOV, Dan et al. (2018). “World ocean atlas”.
- BRADDOCK, Scott, HALL, Brenda L, JOHNSON, Joanne S, BALCO, Greg, SPOTH, Meghan, WHITEHOUSE, Pippa L, CAMPBELL, Seth, GOEHRING, Brent M, ROOD, Dylan H & WOODWARD, John (2022). “Relative sea-level data preclude major late Holocene ice-mass change in Pine Island Bay”. *Nature Geoscience*. P. 1-5.
- BRADLEY, Alexander T, BETT, David T, HOLLAND, Paul R, WILLIAMS, C Rosie, ARTHERN, Robert J & RYDT, Jan De (2024). “A framework for estimating the anthropogenic part of Antarctica’s sea level contribution in a synthetic setting”. *Communications Earth & Environment*. Vol. 5. no. 1, p. 121.
- BRADLEY, Alexander Thomas, BETT, David Thomas, DUTRIEUX, Pierre, DE RYDT, Jan & HOLLAND, Paul (2022). “The Influence of Pine Island Ice Shelf Calving on Melting”.
- BROMWICH, David H, NICOLAS, Julien P & MONAGHAN, Andrew J (2011). “An Assessment of Precipitation Changes over Antarctica and the Southern Ocean since 1989 in Contemporary Global Reanalyses”. *Journal of Climate*. Vol. 24. no. 16, p. 4189.

- BRONDEX, Julien, GILLET-CHAULET, Fabien & GAGLIARDINI, Olivier (2019). “Sensitivity of centennial mass loss projections of the Amundsen basin to the friction law”. *The Cryosphere*. Vol. 13. no. 1, p. 177-195.
- BRONSELAER, Ben, WINTON, Michael, GRIFFIES, Stephen M., HURLIN, William J., RODGERS, Keith B., SERGIENKO, Olga V., STOUFFER, Ronald J. & RUSSELL, Joellen L. (2018). “Change in future climate due to Antarctic meltwater”. *Nature*. Vol. 564. no. 7734.
- BROVKIN, Victor, BROOK, Edward, WILLIAMS, John W., BATHIANY, Sebastian, LENTON, Timothy M., BARTON, Michael, DECONTO, Robert M., DONGES, Jonathan F., GANOPOLSKI, Andrey, MCMANUS, Jerry, PRAETORIUS, Summer, VERNAL, Anne de, ABE-OUCHI, Ayako, CHENG, Hai, CLAUSSEN, Martin, CRUCIFIX, Michel, GALLOPÍN, Gilberto, IGLESIAS, Virginia, KAUFMAN, Darrell S., KLEINEN, Thomas, LAMBERT, Fabrice, LEEUW, Sander van der, LIDDY, Hannah, LOUTRE, Marie-France, MCGEE, David, REHFELD, Kira, RHODES, Rachael, SEDDON, Alistair W. R., TRAUTH, Martin H., VANDERVEKEN, Lilian & YU, Zicheng (2021). “Past abrupt changes, tipping points and cascading impacts in the Earth system”. *Nature Geoscience*. Vol. 14. no. 8.
- BROWN, Craig W & KEELING, Charles D (1965). “The concentration of atmospheric carbon dioxide in Antarctica”. *Journal of geophysical research*. Vol. 70. no. 24, p. 6077-6085.
- BUDD, WF, MCINNES, BJ, JENSSEN, D & SMITH, IN (1987). “Modelling the response of the West Antarctic ice sheet to a climatic warming”. *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet : Proceedings of a Workshop held in Utrecht, May 6–8, 1985*. Springer, p. 321-358.
- BUDGE, Jeffrey S & LONG, David G (2018). “A comprehensive database for Antarctic iceberg tracking using scatterometer data”. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. Vol. 11. no. 2, p. 434-442.
- BURGARD, Clara, JOURDAIN, Nicolas C, CAILLET, Justine, MATHIOT, Pierre, MOSBEUX, Cyrille & KITTEL, Christoph (prep). “Ocean warming threatens the viability of up to 70% of Antarctic ice shelves”.
- BURGARD, Clara, JOURDAIN, Nicolas C, MATHIOT, Pierre, SMITH, Robin S, SCHÄFER, Rieke, CAILLET, Justine, FINN, Tobias S & JOHNSON, J Emmanuel (2023). “Emulating present and future simulations of melt rates at the base of Antarctic ice shelves with neural networks”. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 15. no. 12, e2023MS003829.
- BURGARD, Clara, JOURDAIN, Nicolas C, REESE, Ronja, JENKINS, Adrian & MATHIOT, Pierre (2022). “An assessment of basal melt parameterisations for Antarctic ice shelves”. *The Cryosphere*. Vol. 16. no. 12, p. 4931-4975.
- CAI, Wenju, JIA, Fan, LI, Shujun, PURICH, Ariaan, WANG, Guojian, WU, Lixin, GAN, Bolan, SANTOSO, Agus, GENG, Tao, NG, Benjamin et al. (2023). “Antarctic shelf ocean warming and sea ice melt affected by projected El Niño changes”. *Nature Climate Change*. Vol. 13. no. 3, p. 235-239.
- CAILLET, Justine, JOURDAIN, Nicolas C, MATHIOT, Pierre, GILLET-CHAULET, Fabien, URRUTY, Benoit, BURGARD, Clara, AMORY, Charles, KITTEL, Christoph & CHEKKI, Mondher (subm). “Uncertainty in the projected Antarctic contribution to sea level due to internal climate variability”. *EGU sphere*.
- CAILLET, Justine, JOURDAIN, Nicolas C, MATHIOT, Pierre, HELLMER, Hartmut H & MOUGINOT, Jérémie (2023). “Drivers and reversibility of abrupt ocean state transitions in the Amundsen Sea, Antarctica”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 128. no. 1, e2022JC018929.
- CARRÈRE, L, LYARD, F, CANCEY, M, GUILLOT, A & ROBLOU, L (2012). “FES2012 : A new global tidal model taking advantage of nearly twenty years of altimetry”. *Proceedings of the 20 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium (Venice, Italy)*. P. 1-20.
- CASADO, Mathieu, HÉBERT, Raphaël, FARANDA, Davide & LANDAIS, Amaelle (2023). “The quandary of detecting the signature of climate change in Antarctica”. *Nature Climate Change*. Vol. 13. no. 10, p. 1082-1088.
- CHEUNG, Anson H, MANN, Michael E, STEINMAN, Byron A, FRANKCOMBE, Leela M, ENGLAND, Matthew H & MILLER, Sonya K (2017). “Comparison of low-frequency internal climate variability in CMIP5 models and observations”. *Journal of Climate*. Vol. 30. no. 12, p. 4763-4776.

- CHRISTIAN, John Erich, ROBEL, Alexander, PROISTOSESU, Cristian, ROE, Gerard, KOUTNIK, Michelle & CHRISTIANSON, Knut (2020). “The contrasting response of outlet glaciers to interior and ocean forcing”.
- CHRISTIAN, John Erich, ROBEL, Alexander A & CATANIA, Ginny (2022). “A probabilistic framework for quantifying the role of anthropogenic climate change in marine-terminating glacier retreats”. *The Cryosphere*. Vol. 16. no. 7, p. 2725-2743.
- CHURCH, John A, CLARK, Peter U, CAZENAVE, Anny, GREGORY, Jonathan M, JEVREJEVA, Svetlana, LEVERMANN, Anders, MERRIFIELD, Mark A, MILNE, Glenn A, NEREM, R Steven, NUNN, Patrick D et al. (2013). “Sea level change”. Rapp. tech. PM Cambridge University Press.
- CLARK, Rachel W, WELLNER, Julia S, HILLENBRAND, Claus-Dieter, TOTTEN, Rebecca L, SMITH, James A, MILLER, Lauren E, LARTER, Robert D, HOGAN, Kelly A, GRAHAM, Alastair GC, NITSCHKE, Frank O et al. (2024). “Synchronous retreat of Thwaites and Pine Island glaciers in response to external forcings in the presatellite era”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 121. no. 11, e2211711120.
- CLAUZEL, Léo, MÉNÉGOZ, Martin, GILBERT, Adrien, GAGLIARDINI, Olivier, SIX, Delphine, GASTINEAU, Guillaume & VINCENT, Christian (2023). “Sensitivity of glaciers in the European Alps to anthropogenic atmospheric forcings : Case study of the Argentière Glacier”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 50. no. 13, e2022GL100363.
- COLLINS, Matthew, KNUTTI, Reto, ARBLASTER, Julie, DUFRESNE, Jean-Louis, FICHEFET, Thierry, FRIEDLINGSTEIN, Pierre, GAO, Xuejie, GUTOWSKI, William J, JOHNS, Tim, KRINNER, Gerhard et al. (2013). “Long-term climate change : projections, commitments and irreversibility”. Climate change 2013-The physical science basis : Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge University Press, p. 1029-1136.
- COMEAU, Darin, ASAY-DAVIS, Xylar S, BEGEMAN, Carolyn Branecky, HOFFMAN, Matthew J, LIN, Wuyin, PETERSEN, Mark R, PRICE, Stephen F, ROBERTS, Andrew F, VAN ROEKEL, Luke P, VENEZIANI, Milena et al. (2022). “The DOE E3SM v1. 2 Cryosphere Configuration : Description and Simulated Antarctic Ice-Shelf Basal Melting”. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 14. no. 2, e2021MS002468.
- COMISO, J. C. (2023). “Bootstrap Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS, Version 4”.
- COULON, Violaine, KLOSE, Ann Kristin, KITTEL, Christoph, EDWARDS, Tamsin, TURNER, Fiona, WINKELMANN, Ricarda & PATTYN, Frank (2023). “Disentangling the drivers of future Antarctic ice loss with a historically-calibrated ice-sheet model”. *EGUosphere*. Vol. 2023, p. 1-42.
- COULON, Violaine, KLOSE, Ann Kristin, KITTEL, Christoph, EDWARDS, Tamsin, TURNER, Fiona, WINKELMANN, Ricarda & PATTYN, Frank (2024). “Disentangling the drivers of future Antarctic ice loss with a historically calibrated ice-sheet model”. *The Cryosphere*. Vol. 18. no. 2, p. 653-681.
- DALAIEN, Quentin, ABRAM, Nerilie & GOOSSE, Hugues (2023). “Tropical Pacific variability and anthropogenic forcing are the key drivers of the West Antarctic atmospheric circulation variability over the 20th century”. Rapp. tech. Copernicus Meetings.
- DALAIEN, Quentin, GOOSSE, Hugues, REZSÖHAZY, Jeanne & THOMAS, Elizabeth R (2021). “Reconstructing atmospheric circulation and sea-ice extent in the West Antarctic over the past 200 years using data assimilation”. *Climate Dynamics*. Vol. 57. no. 11, p. 3479-3503.
- DALAIEN, Quentin, SCHURER, Andrew P, KIRCHMEIER-YOUNG, Megan C, GOOSSE, Hugues & HEGERL, Gabriele C (2022). “West Antarctic Surface Climate Changes Since the Mid-20th Century Driven by Anthropogenic Forcing”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 49. no. 16, e2022GL099543.
- DAVISON, Benjamin J, HOGG, Anna E, GOURMELEN, Noel, JAKOB, Livia, WUITE, Jan, NAGLER, Thomas, GREENE, Chad A, ANDREASEN, Julia & ENGDAHL, Marcus E (2023). “Annual mass budget of Antarctic ice shelves from 1997 to 2021”. *Science Advances*. Vol. 9. no. 41, eadi0186.
- DE RYDT, Jan, HOLLAND, Paul R, DUTRIEUX, Pierre & JENKINS, Adrian (2014). “Geometric and oceanographic controls on melting beneath Pine Island Glacier”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 119. no. 4, p. 2420-2438.

- DE RYDT, Jan & NAUGHTEN, Kaitlin (2024). “Geometric amplification and suppression of ice-shelf basal melt in West Antarctica”. *The Cryosphere*. Vol. 18. no. 4, p. 1863-1888.
- DE RYDT, Jan, REESE, Ronja, PAOLO, Fernando S & GUDMUNDSSON, Hilmar (2021). “Drivers of Pine Island Glacier speed-up between 1996 and 2016”. *The Cryosphere*. Vol. 15. no. 1, p. 113-132.
- DECONTO, Robert M, POLLARD, David, ALLEY, Richard B, VELICOGNA, Isabella, GASSON, Edward, GOMEZ, Natalya, SADAI, Shaina, CONDRON, Alan, GILFORD, Daniel M, ASHE, Erica L et al. (2021). “The Paris Climate Agreement and future sea-level rise from Antarctica”. *Nature*. Vol. 593. no. 7857, p. 83-89.
- DEKKER, Mark M., VON DER HEYDT, Anna S. & DIJKSTRA, Henk A. (2018). “Cascading transitions in the climate system”. *Earth System Dynamics*. Vol. 9. no. 4.
- DEPOORTER, M. A., BAMBER, J. L., GRIGGS, J. A., LENAERTS, J. T.M., LIGTENBERG, S. R.M., VAN DEN BROEKE, M. R. & MOHOLDT, G. (2013). “Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves”. *Nature*. Vol. 502. no. 7469.
- DONAT-MAGNIN, M., JOURDAIN, N. C., KITTEL, C., AGOSTA, C., AMORY, C., GALLÉE, H., KRINNER, G. & CHEKKI, M. (2021a). “Future surface mass balance and surface melt in the Amundsen sector of the West Antarctic Ice Sheet”. *The Cryosphere*. Vol. 15. no. 2, p. 571-593.
- DONAT-MAGNIN, Marion, JOURDAIN, Nicolas C., KITTEL, Christoph, AGOSTA, Cécile, AMORY, Charles, GALLÉE, Hubert, KRINNER, Gerhard & CHEKKI, Mondher (2021b). “Future surface mass balance and surface melt in the Amundsen sector of the West Antarctic Ice Sheet”. *Cryosphere*. Vol. 15. no. 2.
- DONAT-MAGNIN, Marion, JOURDAIN, Nicolas C, SPENCE, Paul, LE SOMMER, Julien, GALLÉE, Hubert & DURAND, Gaël (2017). “Ice-shelf melt response to changing winds and glacier dynamics in the Amundsen Sea sector, Antarctica”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 122. no. 12, p. 10206-10224.
- DOTTO, Tiago S., GARABATO, Alberto C.Naveira, BACON, Sheldon, HOLLAND, Paul R., KIMURA, Satoshi, FIRING, Yvonne L., TSAMADOS, Michel, WÄHLIN, Anna K. & JENKINS, Adrian (2019). “Wind-driven processes controlling oceanic heat delivery to the amundsen sea, antarctica”. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 49. no. 11.
- DOTTO, Tiago S., NAVEIRA GARABATO, Alberto C., WÄHLIN, Anna K., BACON, Sheldon, HOLLAND, Paul R., KIMURA, Satoshi, TSAMADOS, Michel, HERRAIZ-BORREGUERO, Laura, KALÉN, Ola & JENKINS, Adrian (2020). “Control of the Oceanic Heat Content of the Getz-Dotson Trough, Antarctica, by the Amundsen Sea Low”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 125. no. 8.
- DUGAST, Stéphane (2019). “Polar circus : les explorations polaires à la française”. Éditions du Trésor.
- DUNMIRE, Devon, LENAERTS, Jan, DATTA, Rajashree Tri & GORTE, Tessa (2022). “Antarctic surface climate and surface mass balance in the Community Earth System Model version 2 during the satellite era and into the future (1979–2100)”. *The Cryosphere*. Vol. 16. no. 10, p. 4163-4184.
- DURAND, Gaël, BROEKE, Michiel R van den, LE COZANNET, Goneri, EDWARDS, Tamsin L, HOLLAND, Paul R, JOURDAIN, Nicolas C, MARZEION, Ben, MOTTRAM, Ruth, NICHOLLS, Robert J, PATTYN, Frank et al. (2022). “Sea-level rise : From global perspectives to local services”. *Frontiers in marine science*. P. 2088.
- DUSSIN, Raphael, BARNIER, Bernard, BRODEAU, Laurent & MOLINES, Jean Marc (2016). “The making of the Drakkar forcing set DFS5”. *DRAKKAR/MyOcean Rep*. Vol. 104, p. 16.
- DÜSTERHUS, André, TAMISIEA, Mark E & JEVREJEVA, Svetlana (2016). “Estimating the sea level highstand during the last interglacial : a probabilistic massive ensemble approach”. *Geophysical Journal International*. Vol. 206. no. 2, p. 900-920.
- DUTRIEUX, Pierre, DE RYDT, Jan, JENKINS, Adrian, HOLLAND, Paul R., HA, Ho Kyung, LEE, Sang Hoon, STEIG, Eric J., DING, Qinghua, ABRAHAMSEN, E. Povl & SCHRÖDER, Michael (2014). “Strong sensitivity of pine Island ice-shelf melting to climatic variability”. *Science*. Vol. 343. no. 6167.
- DUTTON, Andrea, CARLSON, Anders E, LONG, Anthony J, MILNE, Glenn A, CLARK, Peter U, DECONTO, R, HORTON, Ben P, RAHMSTORF, Stefan & RAYMO, Maureen E (2015). “Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods”. *science*. Vol. 349. no. 6244, aaa4019.

- EDWARDS, Tamsin L, BRANDON, Mark A, DURAND, Gael, EDWARDS, Neil R, GOLLEDGE, Nicholas R, HOLDEN, Philip B, NIAS, Isabel J, PAYNE, Antony J, RITZ, Catherine & WERNECKE, Andreas (2019). “Revisiting Antarctic ice loss due to marine ice-cliff instability”. *Nature*. Vol. 566. no. 7742, p. 58-64.
- EDWARDS, Tamsin L, NOWICKI, Sophie, MARZEION, Ben, HOCK, Regine, GOELZER, Heiko, SEROUSSI, Hélène, JOURDAIN, Nicolas C, SLATER, Donald A, TURNER, Fiona E, SMITH, Christopher J et al. (2021). “Projected land ice contributions to twenty-first-century sea level rise”. *Nature*. Vol. 593. no. 7857, p. 74-82.
- EMERY, William J (2001). “Water types and water masses”. *Encyclopedia of ocean sciences*. Vol. 6, p. 3179-3187.
- ENGLAND, Mark R (2021). “Are Multi-Decadal Fluctuations in Arctic and Antarctic Surface Temperatures a Forced Response to Anthropogenic Emissions or Part of Internal Climate Variability?” : *Geophysical Research Letters*. Vol. 48. no. 6, e2020GL090631.
- EYRING, Veronika, BONY, Sandrine, MEEHL, Gerald A, SENIOR, Catherine A, STEVENS, Bjorn, STOUFFER, Ronald J & TAYLOR, Karl E (2016). “Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 9. no. 5, p. 1937-1958.
- EYRING, Veronika, GILLET, Nathan P, ACHUTA RAO, Krishna M, BARIMALALA, Rondrotiana, BARREIRO PARRILLO, M, BELLOUIN, Nicolas, CASSOU, Christophe, DURACK, Paul J, KOSAKA, Yu, MCGREGOR, Shayne et al. (2021). “Human Influence on the Climate System (Chapter 3)”.
- FARANDA, Davide, BOURDIN, Stella, GINESTA, Mireia, KROUMA, Meriem, NOYELLE, Robin, PONS, Flavio, YIOU, Pascal & MESSORI, Gabriele (2022). “A climate-change attribution retrospective of some impactful weather extremes of 2021”. *Weather and Climate Dynamics*. Vol. 3. no. 4, p. 1311-1340.
- FAVIER, L., DURAND, G., CORNFORD, S. L., GUDMUNDSSON, G. H., GAGLIARDINI, O., GILLET-CHAULET, F., ZWINGER, T., PAYNE, A. J. & LE BROCCQ, A. M. (2014). “Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability”. *Nature Climate Change*. Vol. 4. no. 2.
- FLEMING, James R (1999). “Joseph Fourier, the ‘greenhouse effect’, and the quest for a universal theory of terrestrial temperatures”. *Endeavour*. Vol. 23. no. 2, p. 72-75.
- FOX-KEMPER, B., HEWITT, H.T., XIAO, C., A■ALGEIRSDÓTTIR, G., DRIJFHOUT, S. S., EDWARDS, T. L., GOLLEDGE, N. R., HEMER, M., KOPP, R. E., KRINNER, G., MIX, A., NOTZ, D., NOWICKI, S., NURHATI, I. S., RUIZ, L., SALLÉE, J.-B., SLANGEN, A. B. A. & YU, Y. (2021). “Ocean, Cryosphere and Sea Level Change”. *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom & New York, NY, USA, p. 1211-1362.
- FREDERIKSE, Thomas, LANDERER, Felix, CARON, Lambert, ADHIKARI, Surendra, PARKES, David, HUMPHREY, Vincent W, DANGENDORF, Sönke, HOGARTH, Peter, ZANNA, Laure, CHENG, Lijing et al. (2020). “The causes of sea-level rise since 1900”. *Nature*. Vol. 584. no. 7821, p. 393-397.
- FRETWELL, Peter, PRITCHARD, Hamish D, VAUGHAN, David G, BAMBER, Jonathan L, BARRAND, Nicholas E, BELL, R, BIANCHI, C, BINGHAM, RG, BLANKENSHIP, Donald D, CASASSA, G et al. (2013). “Bedmap2 : improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica”. *The cryosphere*. Vol. 7. no. 1, p. 375-393.
- FYFE, John C, KHARIN, Viatcheslav V, SANTER, Benjamin D, COLE, Jason NS & GILLET, Nathan P (2021). “Significant impact of forcing uncertainty in a large ensemble of climate model simulations”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 118. no. 23, e2016549118.
- GAGLIARDINI, O, ZWINGER, T, GILLET-CHAULET, F, DURAND, G, FAVIER, L, DE FLEURIAN, B, GREVE, R, MALINEN, M, MARTÍN, C, RÅBACK, P et al. (2013). “Capabilities and performance of Elmer/Ice, a new-generation ice sheet model”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 6. no. 4, p. 1299-1318.
- GARBE, Julius, ALBRECHT, Torsten, LEVERMANN, Anders, DONGES, Jonathan F. & WINKELMANN, Ricarda (2020). “The hysteresis of the Antarctic Ice Sheet”. *Nature*. Vol. 585. no. 7826.

- GARCIA, HE, BOYER, TP, BARANOVA, OK, LOCARNINI, RA, MISHONOV, AV, GRODSKY, A, PAVER, CR, WEATHERS, KW, SMOLYAR, IV, REAGAN, JR, SEIDOV, D & ZWENG, MM (2019). “World ocean atlas 2018 : Product documentation”. *A. Mishonov, Technical Editor*. Vol. 1, p. 1-20.
- GARDNER, Alex S, MOHOLDT, Geir, SCAMBOS, Ted, FAHNSTOCK, Mark, LIGTENBERG, Stefan, VAN DEN BROEKE, Michiel & NILSSON, Johan (2018). “Increased West Antarctic and unchanged East Antarctic ice discharge over the last 7 years”. *The Cryosphere*. Vol. 12. no. 2, p. 521-547.
- GENTHON, Christophe & COSME, Emmanuel (2003). “Intermittent signature of ENSO in west-Antarctic precipitation”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 30. no. 21.
- GILBERT, Ella & KITTEL, Christoph (2021). “Surface melt and runoff on Antarctic ice shelves at 1.5 C, 2 C, and 4 C of future warming”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 48. no. 8, e2020GL091733.
- GILLET-CHAULET, Fabien, GAGLIARDINI, Olivier, SEDDIK, Hakime, NODET, Maëlle, DURAND, Gaël, RITZ, Catherine, ZWINGER, Thomas, GREVE, Ralph & VAUGHAN, David G (2012). “Greenland ice sheet contribution to sea-level rise from a new-generation ice-sheet model”. *The Cryosphere*. Vol. 6. no. 6, p. 1561-1576.
- GILLETT, Nathan P, SHIOGAMA, Hideo, FUNKE, Bernd, HEGERL, Gabriele, KNUTTI, Reto, MATTHES, Katja, SANTER, Benjamin D, STONE, Daithi & TEBALDI, Claudia (2016). “The detection and attribution model intercomparison project (DAMIP v1. 0) contribution to CMIP6”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 9. no. 10, p. 3685-3697.
- GLEN, John W (1955). “The creep of polycrystalline ice”. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*. Vol. 228. no. 1175, p. 519-538.
- GOELZER, Heiko, COULON, Violaine, PATTYN, Frank, DE BOER, Bas & VAN DE WAL, Roderik (2020). “Brief communication : On calculating the sea-level contribution in marine ice-sheet models”. *The Cryosphere*. Vol. 14. no. 3, p. 833-840.
- GOLLEDGE, Nicholas R, KELLER, Elizabeth D, GOMEZ, Natalya, NAUGHTEN, Kaitlin A, BERNALES, Jorge, TRUSEL, Luke D & EDWARDS, Tamsin L (2019). “Global environmental consequences of twenty-first-century ice-sheet melt”. *Nature*. Vol. 566. no. 7742, p. 65-72.
- GOLLEDGE, Nicholas R, KOWALEWSKI, Douglas E, NAISH, Timothy R, LEVY, Richard H, FOGWILL, Christopher J & GASSON, Edward GW (2015). “The multi-millennial Antarctic commitment to future sea-level rise”. *Nature*. Vol. 526. no. 7573, p. 421-425.
- GORTE, Tessa, LENAERTS, Jan & MEDLEY, Brooke (2020). “Scoring Antarctic surface mass balance in climate models to refine future projections”. *The Cryosphere*. Vol. 14. no. 12, p. 4719-4733.
- GOYAL, Rishav, SEN GUPTA, Alex, JUCKER, Martin & ENGLAND, Matthew H (2021). “Historical and projected changes in the Southern Hemisphere surface westerlies”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 48. no. 4, e2020GL090849.
- GRAY, William R, LAVERGNE, Casimir de, WILLS, Robert CJ, MENVIEL, Laurie, SPENCE, Paul, HOLZER, Mark, KAGEYAMA, Masa & MICHEL, Elisabeth (2021). “Poleward shift in the Southern Hemisphere westerly winds synchronous with the deglacial rise in CO₂”.
- GREENE, Chad A, GARDNER, Alex S, SCHLEGEL, Nicole-Jeanne & FRASER, Alexander D (2022). “Antarctic calving loss rivals ice-shelf thinning”. *Nature*. Vol. 609. no. 7929, p. 948-953.
- GRIFFIES, Stephen M., BIASTOCH, Arne, BÖNING, Claus, BRYAN, Frank, DANABASOGLU, Gokhan, CHASSIGNET, Eric P., ENGLAND, Matthew H., GERDES, Rüdiger, HAAK, Helmuth, HALLBERG, Robert W., HAZELEGER, Wilco, JUNGCLAUS, Johann, LARGE, William G., MADEC, Gurvan, PIRANI, Anna, SAMUELS, Bonita L., SCHEINERT, Markus, GUPTA, Alex Sen, SEVERIJNS, Camiel A., SIMMONS, Harper L., TREGUIER, Anne Marie, WINTON, Mike, YEAGER, Stephen & YIN, Jianjun (2009). “Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs)”. *Ocean Modelling*. Vol. 26. no. 1-2.
- GUDMUNDSSON, G. H. (2013). “Ice-shelf buttressing and the stability of marine ice sheets”. *Cryosphere*. Vol. 7. no. 2.

- GUDMUNDSSON, G Hilmar, PAOLO, Fernando S, ADUSUMILLI, Susheel & FRICKER, Helen A (2019). “Instantaneous Antarctic ice sheet mass loss driven by thinning ice shelves”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 46. no. 23, p. 13903-13909.
- GWYTHYER, David E, O’KANE, Terence J, GALTON-FENZI, Benjamin K, MONSELESAN, Didier P & GREENBAUM, Jamin S (2018). “Intrinsic processes drive variability in basal melting of the Totten Glacier Ice Shelf”. *Nature communications*. Vol. 9. no. 1, p. 3141.
- HAID, Verena, TIMMERMANN, Ralph, GÜRSES, Özgür & HELLMER, Hartmut H (2023). “On the drivers of regime shifts in the Antarctic marginal seas, exemplified by the Weddell Sea”. *Ocean Science*. Vol. 19. no. 6, p. 1529-1544.
- HAIGH, Michael & HOLLAND, Paul R (2024). “Decadal variability of ice-shelf melting in the Amundsen Sea driven by sea-ice freshwater fluxes”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 51. no. 9, e2024GL108406.
- HASELMANN, Klaus (1993). “Optimal fingerprints for the detection of time-dependent climate change”. *Journal of Climate*. Vol. 6. no. 10, p. 1957-1971.
- HAWKING, Stephen (2020). “Une brève histoire du temps”. Vol. 256. Flammarion.
- HAZEL, Julia E & STEWART, Andrew L (2020). “Bistability of the Filchner-Ronne Ice Shelf Cavity Circulation and Basal Melt”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 125. no. 4, e2019JC015848.
- HELLMER, Hartmut H., KAUKER, Frank, TIMMERMANN, Ralph, DETERMANN, Jürgen & RAE, Jamie (2012). “Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-shelf cavity by a redirected coastal current”.
- HELLMER, Hartmut H., KAUKER, Frank, TIMMERMANN, Ralph & HATTERMANN, Tore (2017). “The fate of the Southern Weddell sea continental shelf in a warming climate”. *Journal of Climate*. Vol. 30. no. 12.
- HENLEY, Benjamin J, GERGIS, Joelle, KAROLY, David J, POWER, Scott, KENNEDY, John & FOLLAND, Chris K (2015). “A tripole index for the interdecadal Pacific oscillation”. *Climate dynamics*. Vol. 45, p. 3077-3090.
- HEUZÉ, C., RIDLEY, J. K., CALVERT, D., STEVENS, D. P. & HEYWOOD, K. J. (2015). “Increasing vertical mixing to reduce Southern Ocean deep convection in NEMO3.4”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 8. no. 10.
- HEUZÉ, Céline (2021). “Antarctic bottom water and North Atlantic deep water in CMIP6 models”. *Ocean Science*. Vol. 17. no. 1, p. 59-90.
- HEYWOOD, Karen J, BIDDLE, Louise C, BOEHME, Lars, DUTRIEUX, Pierre, FEDAK, Michael, JENKINS, Adrian, JONES, Richard W, KAISER, Jan, MALLET, Helen, GARABATO, Alberto C Naveira et al. (2016). “Between the devil and the deep blue sea : The role of the Amundsen Sea continental shelf in exchanges between ocean and ice shelves”. *Oceanography*. Vol. 29. no. 4, p. 118-129.
- HILL, Emily A, URRUTY, Benoît, REESE, Ronja, GARBE, Julius, GAGLIARDINI, Olivier, DURAND, Gaël, GILLET-CHAULET, Fabien, GUDMUNDSSON, G Hilmar, WINKELMANN, Ricarda, CHEKKI, Mondher et al. (2023). “The stability of present-day Antarctic grounding lines–Part 1 : No indication of marine ice sheet instability in the current geometry”. *The Cryosphere*. Vol. 17. no. 9, p. 3739-3759.
- HILLENBRAND, Claus-Dieter, SMITH, James A, HODELL, David A, GREAVES, Mervyn, POOLE, Christopher R, KENDER, Sev, WILLIAMS, Mark, ANDERSEN, Thorbjørn Joest, JERNAS, Patrycja E, ELDERFIELD, Henry et al. (2017). “West Antarctic Ice Sheet retreat driven by Holocene warm water incursions”. *Nature*. Vol. 547. no. 7661, p. 43-48.
- HINKEL, Jochen, CHURCH, John A., GREGORY, Jonathan M., LAMBERT, Erwin, LE COZANNET, Gonéri, LOWE, Jason, MCINNES, Kathleen L., NICHOLLS, Robert J., POL, Thomas D. van der & WAL, Roderik van de (2019). “Meeting User Needs for Sea Level Rise Information : A Decision Analysis Perspective”. *Earth’s Future*. Vol. 7. no. 3.
- HIRANO, Daisuke, TAMURA, Takeshi, KUSAHARA, Kazuya, FUJII, Masakazu, YAMAZAKI, Kaihe, NAKAYAMA, Yoshihiro, ONO, Kazuya, ITAKI, Takuya, AOYAMA, Yuichi, SIMIZU, Daisuke et al. (2023). “On-shelf circulation of warm water toward the Totten Ice Shelf in East Antarctica”. *Nature Communications*. Vol. 14. no. 1, p. 4955.

- HOFFMAN, Matthew J, ASAY-DAVIS, Xylar, PRICE, Stephen F, FYKE, Jeremy & PEREGO, Mauro (2019). "Effect of subshelf melt variability on sea level rise contribution from Thwaites Glacier, Antarctica". *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*. Vol. 124. no. 12, p. 2798-2822.
- HOGG, Andrew McC, PENDUFF, Thierry, CLOSE, Sally E, DEWAR, William K, CONSTANTINOU, Navid C & MARTÍNEZ-MORENO, Josué (2022). "Circumpolar variations in the chaotic nature of Southern Ocean eddy dynamics". *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 127. no. 5, e2022JC018440.
- HOGG, Anna E, GILBERT, Lin, SHEPHERD, Andrew, MUIR, Alan S & MCMILLAN, Malcolm (2021). "Extending the record of Antarctic ice shelf thickness change, from 1992 to 2017". *Advances in Space Research*. Vol. 68. no. 2, p. 724-731.
- HOLLAND, Paul R, BEVAN, Suzanne L & LUCKMAN, Adrian J (2023). "Strong ocean melting feedback during the recent retreat of Thwaites Glacier". *Geophysical Research Letters*. Vol. 50. no. 8, e2023GL103088.
- HOLLAND, Paul R, BRACEGIRDLE, Thomas J, DUTRIEUX, Pierre, JENKINS, Adrian & STEIG, Eric J (2019). "West Antarctic ice loss influenced by internal climate variability and anthropogenic forcing". *Nature Geoscience*. Vol. 12. no. 9, p. 718-724.
- HOLLAND, Paul R, O'CONNOR, Gemma K, BRACEGIRDLE, Thomas J, DUTRIEUX, Pierre, NAUGHTEN, Kaitlin A, STEIG, Eric J, SCHNEIDER, David P, JENKINS, Adrian & SMITH, James A (2022). "Anthropogenic and internal drivers of wind changes over the Amundsen Sea, West Antarctica, during the 20th and 21st centuries". *The Cryosphere*. Vol. 16. no. 12, p. 5085-5105.
- HUGHES, T (1975). "The West Antarctic ice sheet : instability, disintegration, and initiation of ice ages". *Reviews of Geophysics*. Vol. 13. no. 4, p. 502-526.
- HUGUENIN, Maurice F, HOLMES, Ryan M, SPENCE, Paul & ENGLAND, Matthew H (2024). "Subsurface warming of the West Antarctic continental shelf linked to El Niño-Southern Oscillation". *Geophysical Research Letters*. Vol. 51. no. 7, e2023GL104518.
- JACOBS, Stan, JENKINS, Adrian, HELLMER, Hartmut, GIULIVI, Claudia, NITSCHKE, Frank, HUBER, Bruce & GUERRERO, Raul (2012). "The Amundsen Sea and the Antarctic ice sheet". *Oceanography*. Vol. 25. no. 3.
- JACOBS, Stanley, HELLMER, Hartmut H & JENKINS, Adrian (1996). "Antarctic ice sheet melting in the Southeast Pacific". *Geophysical Research Letters*. Vol. 23. no. 9, p. 957-960.
- JENKINS, Adrian, DUTRIEUX, Pierre, JACOBS, Stan, STEIG, Eric J, GUDMUNDSSON, G Hilmar, SMITH, James & HEYWOOD, Karen J (2016). "Decadal ocean forcing and Antarctic ice sheet response : Lessons from the Amundsen Sea". *Oceanography*. Vol. 29. no. 4, p. 106-117.
- JENKINS, Adrian, SHOOSMITH, Deb, DUTRIEUX, Pierre, JACOBS, Stan, KIM, Tae Wan, LEE, Sang Hoon, HA, Ho Kyung & STAMMERJOHN, Sharon (2018). "West Antarctic Ice Sheet retreat in the Amundsen Sea driven by decadal oceanic variability". *Nature Geoscience*. Vol. 11. no. 10.
- JONES, R. W., RENFREW, I. A., ORR, A., WEBBER, B. G.M., HOLLAND, D. M. & LAZZARA, M. A. (2016). "Evaluation of four global reanalysis products using in situ observations in the amundsen sea embayment, antarctica". *Journal of Geophysical Research*. Vol. 121. no. 11.
- JORDAN, Jim (2024). "Calving MIP : Results and conclusions from the first phase of a model intercomparison project into ice shelf calving". Rapp. tech. Copernicus Meetings.
- JOUGHIN, Ian, SMITH, Benjamin E. & MEDLEY, Brooke (2014). "Marine ice sheet collapse potentially under way for the thwaites glacier basin, West Antarctica". *Science*. Vol. 344. no. 6185.
- JOURDAIN, N. C., ASAY-DAVIS, X., HATTERMANN, T., STRANEO, F., SEROUSSI, H., LITTLE, C. M. & NOWICKI, S. (2020a). "A protocol for calculating basal melt rates in the ISMIP6 Antarctic ice sheet projections". *The Cryosphere*. Vol. 14. no. 9, p. 3111-3134.
- JOURDAIN, N. C., ASAY-DAVIS, X., HATTERMANN, T., STRANEO, F., SEROUSSI, H., LITTLE, C. M. & NOWICKI, S. (2020b). "A protocol for calculating basal melt rates in the ISMIP6 Antarctic ice sheet projections". *The Cryosphere*. Vol. 14. no. 9, p. 3111-3134.
- JOURDAIN, Nicolas C, AMORY, Charles, KITTEL, Christoph & DURAND, Gaël (2024). "Changes in Antarctic surface conditions and potential for ice shelf hydrofracturing from 1850 to 2200". *EGU sphere*.

- JOURDAIN, Nicolas C, MATHIOT, Pierre, BURGARD, Clara, CAILLET, Justine & KITTEL, Christoph (2022). “Ice shelf basal melt rates in the Amundsen Sea at the end of the 21st century”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 49. no. 22, e2022GL100629.
- JOURDAIN, Nicolas C., MATHIOT, Pierre, MERINO, Nacho, DURAND, Gaël, LE SOMMER, Julien, SPENCE, Paul, DUTRIEUX, Pierre & MADEC, Gurvan (2017). “Ocean circulation and sea-ice thinning induced by melting ice shelves in the Amundsen Sea”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 122. no. 3.
- JOURDAIN, Nicolas C., MOLINES, Jean Marc, LE SOMMER, Julien, MATHIOT, Pierre, CHANUT, Jérôme, LAVERGNE, Casimir de & MADEC, Gurvan (2019). “Simulating or prescribing the influence of tides on the Amundsen Sea ice shelves”. *Ocean Modelling*. Vol. 133.
- KHODRI, Myriam, IZUMO, Takeshi, VIALARD, Jérôme, JANICOT, Serge, CASSOU, Christophe, LENGAINNE, Matthieu, MIGNOT, Juliette, GASTINEAU, Guillaume, GUILYARDI, Eric, LEBAS, Nicolas et al. (2017). “Tropical explosive volcanic eruptions can trigger El Niño by cooling tropical Africa”. *Nature communications*. Vol. 8. no. 1, p. 778.
- KIM, Tae Wan, YANG, Hee Won, DUTRIEUX, Pierre, WÄHLIN, Anna K., JENKINS, Adrian, KIM, Yeong Gi, HA, Ho Kyung, KIM, Chang Sin, CHO, Kyoung Ho, PARK, Taewook, PARK, Jisoo, LEE, Sang Hoon & CHO, Yang Ki (2021). “Interannual Variation of Modified Circumpolar Deep Water in the Dotson-Getz Trough, West Antarctica”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 126. no. 12.
- KIMURA, Satoshi, JENKINS, Adrian, REGAN, Heather, HOLLAND, Paul R, ASSMANN, Karen M, WHITT, Daniel B, VAN WESSEM, Melchoir, BERG, Willem Jan van de, REIJMER, Carleen H & DUTRIEUX, Pierre (2017). “Oceanographic controls on the variability of ice-shelf basal melting and circulation of glacial meltwater in the Amundsen Sea Embayment, Antarctica”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 122. no. 12, p. 10131-10155.
- KING, Matt A & WATSON, Christopher S (2020). “Antarctic surface mass balance : Natural variability, noise, and detecting new trends”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 47. no. 12, e2020GL087493.
- KITTEL, C., AMORY, C., AGOSTA, C., JOURDAIN, N. C., HOFER, S., DELHASSE, A., DOUTRELOUP, S., HUOT, P.-V., LANG, C., FICHEFET, T. et al. (2021). “Diverging future surface mass balance between the Antarctic ice shelves and grounded ice sheet”. *The Cryosphere*. Vol. 15. no. 3, p. 1215-1236.
- KITTEL, Christoph, AMORY, Charles, HOFER, Stefan, AGOSTA, Cécile, JOURDAIN, Nicolas C, GILBERT, Ella, LE TOUMELIN, Louis, GALLÉE, Hubert & FETTWEIS, Xavier (2022a). “Clouds drive differences in future surface melt over the Antarctic ice shelves”. *The Cryosphere*. Vol. 16. no. 7, p. 2655-2669.
- KITTEL, Christoph, AMORY, Charles, HOFER, Stefan, AGOSTA, Cécile, JOURDAIN, Nicolas C, GILBERT, Ella, LE TOUMELIN, Louis, VIGNON, Étienne, GALLÉE, Hubert & FETTWEIS, Xavier (2022b). “Clouds drive differences in future surface melt over the Antarctic ice shelves”. *The Cryosphere*. Vol. 16, p. 2655-2669.
- KITTEL, Christoph, JOURDAIN, Nicolas, MATHIOT, Pierre, COULON, Violaine, BURGARD, Clara, CAILLET, Justine, MAURE, Damien & LAMBIN, Clara (prep). “Deciphering the impact of future individual Antarctic freshwater sources on the Southern Ocean properties and ice shelf basal melting”. Rapp. tech. Copernicus Meetings.
- KLOSE, Ann Kristin, COULON, Violaine, PATTYN, Frank & WINKELMANN, Ricarda (2023). “The long-term sea-level commitment from Antarctica”. *The Cryosphere Discussions*. Vol. 2023, p. 1-37.
- KONRAD, Hannes, SHEPHERD, Andrew, GILBERT, Lin, HOGG, Anna E, MCMILLAN, Malcolm, MUIR, Alan & SLATER, Thomas (2018). “Net retreat of Antarctic glacier grounding lines”. *Nature Geoscience*. Vol. 11. no. 4, p. 258-262.
- KOPP, Robert E, OPPENHEIMER, Michael, O'REILLY, Jessica L, DRIJFHOUT, Sybren S, EDWARDS, Tamsin L, FOX-KEMPER, Baylor, GARNER, Gregory G, GOLLEDGE, Nicholas R, HERMANS, Tim HJ, HEWITT, Helene T et al. (2023). “Communicating future sea-level rise uncertainty and ambiguity to assessment users”. *Nature Climate Change*. P. 1-13.

- KRAVTSOV, S, DEWAR, William K, BERLOFF, P, MCWILLIAMS, James C & GHIL, M (2007). “A highly non-linear coupled mode of decadal variability in a mid-latitude ocean–atmosphere model”. *Dynamics of atmospheres and oceans*. Vol. 43. no. 3-4, p. 123-150.
- KRINNER, Gerhard, GUICHERD, Bérangère, OX, Katia, GENTHON, Christophe & MAGAND, Olivier (2008). “Influence of oceanic boundary conditions in simulations of Antarctic climate and surface mass balance change during the coming century”. *Journal of Climate*. Vol. 21. no. 5, p. 938-962.
- LARGE, William George & YEAGER, Stephen G (2004). “Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models : The data sets and flux climatologies”.
- LARTER, Robert D., ANDERSON, John B., GRAHAM, Alastair G.C., GOHL, Karsten, HILLENBRAND, Claus Dieter, JAKOBSSON, Martin, JOHNSON, Joanne S., KUHN, Gerhard, NITSCHKE, Frank O., SMITH, James A., WITUS, Alexandra E., BENTLEY, Michael J., DOWDESWELL, Julian A., EHRMANN, Werner, KLAGES, Johann P., LINDOW, Julia, COFAIGH, Colm O. & SPIEGEL, Cornelia (2014). “Reconstruction of changes in the Amundsen Sea and Bellingshausen Sea sector of the West Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum”.
- LEE, J.-Y., DUNNE, J. P., ENGELBRECHT, F., FISCHER, E., FYFE, J. C., JONES, C., A., Maycock, MUTEMI, J., NDIAYE, O., PANICKAL, S. & ZHOU, T. (2021a). “Chapter 4 : Future global climate : scenario-based projections and near-term information”. *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 553-672.
- LEE, June-Yi, MAROTZKE, Jochem, BALA, Govindasamy, CAO, Long, CORTI, Susanna, DUNNE, John P, ENGELBRECHT, Francois, FISCHER, Erich, FYFE, John C, JONES, Christopher et al. (2021b). “Future global climate : scenario-based projections and near-term information”. IPCC.
- LEHMAN, Betsy, THOMPSON, Jessica, DAVIS, Shawn & CARLSON, Joshua M (2019). “Affective images of climate change”. *Frontiers in psychology*. Vol. 10, p. 434086.
- LEMKE, Peter, REN, Jiawen, ALLEY, Richard B, ALLISON, Ian, CARRASCO, Jorge, FLATO, Gregory, FUJII, Yoshiyuki, KASER, Georg, MOTE, Philip, THOMAS, Robert H et al. (2007). “Observations. Changes in Snow, Ice and Frozen Ground. Chapter 4”.
- LENAERTS, Jan TM, VIZCAINO, Miren, FYKE, Jeremy, VAN KAMPENHOUT, Leo & BROEKE, Michiel R van den (2016). “Present-day and future Antarctic ice sheet climate and surface mass balance in the Community Earth System Model”. *Climate Dynamics*. Vol. 47, p. 1367-1381.
- LEVERMANN, Anders, ALBRECHT, T, WINKELMANN, Ricarda, MARTIN, MA, HASELOFF, M & JOUGHIN, I (2012). “Kinematic first-order calving law implies potential for abrupt ice-shelf retreat”. *The Cryosphere*. Vol. 6. no. 2, p. 273-286.
- LEVERMANN, Anders, WINKELMANN, Ricarda, ALBRECHT, Torsten, GOELZER, Heiko, GOLLEDGE, Nicholas R, GREVE, Ralf, HUYBRECHTS, Philippe, JORDAN, Jim, LEGUY, Gunter, MARTIN, Daniel et al. (2020). “Projecting Antarctica’s contribution to future sea level rise from basal ice shelf melt using linear response functions of 16 ice sheet models (LARMIP-2)”. *Earth System Dynamics*. Vol. 11. no. 1, p. 35-76.
- LHERMITTE, Stef, SUN, Sainan, SHUMAN, Christopher, WOUTERS, Bert, PATTYN, Frank, WUITE, Jan, BERTHIER, Etienne & NAGLER, Thomas (2020). “Damage accelerates ice shelf instability and mass loss in Amundsen Sea Embayment”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 117. no. 40, p. 24735-24741.
- LI, Qian, ENGLAND, Matthew H. & HOGG, Andrew Mc C. (2021). “Transient response of the southern ocean to idealized wind and thermal forcing across different model resolutions”. *Journal of Climate*. Vol. 34. no. 13.

- LIGTENBERG, S. R.M., BERG, W. J. van de, BROEKE, M. R. van den, RAE, J. G.L. & MEIJGAARD, E. van (2013). “Future surface mass balance of the Antarctic ice sheet and its influence on sea level change, simulated by a regional atmospheric climate model”. *Climate Dynamics*. Vol. 41. no. 3-4.
- LINDEN, Eveline C van der, LE BARS, Dewi, LAMBERT, Erwin & DRIJFHOUT, Sybren (2023). “Antarctic contribution to future sea level from ice shelf basal melt as constrained by ice discharge observations”. *The Cryosphere*. Vol. 17. no. 1, p. 79-103.
- LINDSEY, Alton A (1995). “The exploration history of the Lindsey Islands, Antarctica, 1928-1994”. Proceedings of the Indiana Academy of Science. Vol. 104. no. 1-2, p. 85-92.
- LOFVERSTROM, Marcus, FYKE, Jeremy G, THAYER-CALDER, Katherine, MUNTJEWERF, Laura, VIZCAINO, Miren, SACKS, William J, LIPSCOMB, William H, OTTO-BLIESNER, Bette L & BRADLEY, Sarah L (2020). “An efficient ice sheet/Earth system model spin-up procedure for CESM2-CISM2 : Description, evaluation, and broader applicability”. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 12. no. 8, e2019MS001984.
- LOWRY, Daniel P, KRAPP, Mario, GOLLEDGE, Nicholas R & ALEVROPOULOS-BORRILL, Alanna (2021). “The influence of emissions scenarios on future Antarctic ice loss is unlikely to emerge this century”. *Communications Earth & Environment*. Vol. 2. no. 1, p. 221.
- LYARD, Florent, LEFEVRE, Fabien, LETELLIER, Thierry & FRANCIS, Olivier (2006). “Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004”. *Ocean dynamics*. Vol. 56. no. 5-6, p. 394-415.
- MACAYEAL, Douglas R (1989). “Large-scale ice flow over a viscous basal sediment : Theory and application to ice stream B, Antarctica”. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*. Vol. 94. no. B4, p. 4071-4087.
- MADEC, G (2008). “NEMO ocean general circulation model reference manuel”. Paris : LODYC/IPSL.
- MADEC, G. & NEMO-TEAM (2016). “NEMO ocean engine, version 3.6 stable, Note du Pôle de modélisation de l’Institut Pierre-Simon Laplace No 27, ISSN No 1288-1619”. Rapp. tech. IPSL, France.
- MANN, Michael E, CANE, Mark A, ZEBIAK, Stephen E & CLEMENT, Amy (2005). “Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years”. *Journal of Climate*. Vol. 18. no. 3, p. 447-456.
- MARSHALL, Gareth J (2003). “Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses”. *Journal of climate*. Vol. 16. no. 24, p. 4134-4143.
- MARSHALL, Gareth J, FOGT, Ryan L, TURNER, John & CLEM, Kyle R (2022). “Can current reanalyses accurately portray changes in Southern Annular Mode structure prior to 1979?” : *Climate Dynamics*. P. 1-24.
- MARSHALL, Gareth J & THOMPSON, David WJ (2016). “The signatures of large-scale patterns of atmospheric variability in Antarctic surface temperatures”. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*. Vol. 121. no. 7, p. 3276-3289.
- MARSHALL, John & PLUMB, R. Alan (2008). “Atmosphere, Ocean, and Climate Dynamics”.
- MASSOM, Robert A, SCAMBOS, Theodore A, BENNETTS, Luke G, REID, Phillip, SQUIRE, Vernon A & STAMMERJOHN, Sharon E (2018). “Antarctic ice shelf disintegration triggered by sea ice loss and ocean swell”. *Nature*. Vol. 558. no. 7710, p. 383-389.
- MASSON-DELMOTTE, V., STENNI, B., POL, K., BRACONNOT, P., CATTANI, O., FALOURD, S., KAGEYAMA, M., JOUZEL, J., LANDAIS, A., MINSTER, B., BARNOLA, J. M., CHAPPELLAZ, J., KRINNER, G., JOHNSEN, S., RÖTHLISBERGER, R., HANSEN, J., MIKOLAJEWICZ, U. & OTTO-BLIESNER, B. (2010). “EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities”. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 29. no. 1-2.
- MASSON-DELMOTTE, Valérie, ZHAI, Panmao, PIRANI, Anna, CONNORS, Sarah L, PÉAN, Clotilde, BERGER, Sophie, CAUD, Nada, CHEN, Y, GOLDFARB, L, GOMIS, MI et al. (2021). “Climate change 2021 : the physical science basis”. *Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*. Vol. 2.
- MATHIOT, P., JENKINS, A., HARRIS, C. & MADEC, G. (2017a). “Explicit and parametrised representation of under ice shelf seas in az* coordinate ocean model NEMO 3.6”. *Geosci. Model Dev.*. Vol. 10. no. 7, p. 2849-2874.

- MATHIOT, Pierre, JENKINS, Adrian, HARRIS, Christopher & MADEC, Gervan (2017b). “Explicit representation and parametrised impacts of under ice shelf seas in the z*- coordinate ocean model NEMO 3.6”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 10. no. 7.
- MATHIOT, Pierre & JOURDAIN, Nicolas C (2023). “Southern Ocean warming and Antarctic ice shelf melting in conditions plausible by late 23rd century in a high-end scenario”. *Ocean Science*. Vol. 0, p. 1-27.
- MATSUOKA, Kenichi, SKOGLUND, Anders, ROTH, George, POMEREU, Jean de, GRIFFITHS, Huw, HEADLAND, Robert, HERRIED, Brad, KATSUMATA, Katsuro, LE BROCCQ, Anne, LICHT, Kathy, MORGAN, Fraser, NEFF, Peter D., RITZ, Catherine, SCHEINERT, Mirko, TAMURA, Takeshi, VAN DE PUTTE, Anton, BROEKE, Michiel van den, DESCHWANDEN, Angela von, DESCHAMPS-BERGER, César, VAN LIEFFERINGE, Brice, TRONSTAD, Stein & MELVÆR, Yngve (2021). “Quantarctica, an integrated mapping environment for Antarctica, the Southern Ocean, and sub-Antarctic islands”. *Environmental Modelling and Software*. Vol. 140.
- MAZUR, AK, WÄHLIN, Anna K & KREŻEL, Adam (2017). “An object-based SAR image iceberg detection algorithm applied to the Amundsen Sea”. *Remote Sensing of Environment*. Vol. 189, p. 67-83.
- MEDLEY, B & THOMAS, ER (2019). “Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise”. *Nature Climate Change*. Vol. 9. no. 1, p. 34-39.
- MEEHL, Gerald A, SENIOR, Catherine A, EYRING, Veronika, FLATO, Gregory, LAMARQUE, Jean-Francois, STOUFFER, Ronald J, TAYLOR, Karl E & SCHLUND, Manuel (2020). “Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models”. *Science Advances*. Vol. 6. no. 26, eaba1981.
- MEIER, Walter N, STEWART, J Scott, WINDNAGEL, Ann & FETTERER, Florence M (2022). “Comparison of Hemispheric and Regional Sea Ice Extent and Area Trends from NOAA and NASA Passive Microwave-Derived Climate Records”. *Remote Sensing*. Vol. 14. no. 3, p. 619.
- MERCER, John Hainsworth (1978). “West Antarctic ice sheet and CO2 greenhouse effect : a threat of disaster”. *Nature*. Vol. 271. no. 5643, p. 321-325.
- MERINO, Nacho, JOURDAIN, Nicolas C, LE SOMMER, Julien, GOOSSE, Hugues, MATHIOT, Pierre & DURAND, Gael (2018). “Impact of increasing Antarctic glacial freshwater release on regional sea-ice cover in the Southern Ocean”. *Ocean Modelling*. Vol. 121, p. 76-89.
- MERINO, Nacho, LE SOMMER, Julien, DURAND, Gael, JOURDAIN, Nicolas C., MADEC, Gervan, MATHIOT, Pierre & TOURNADRE, Jean (2016). “Antarctic icebergs melt over the Southern Ocean : Climatology and impact on sea ice”. Vol. 104.
- MILES, Bertie WJ & BINGHAM, Robert G (2024). “Progressive unanchoring of Antarctic ice shelves since 1973”. *Nature*. Vol. 626. no. 8000, p. 785-791.
- MILILLO, Pietro, RIGNOT, Eric, RIZZOLI, Paola, SCHEUCHL, Bernd, MOUGINOT, Jeremie, BUESO-BELLO, J & PRATS-IRAOLA, P (2019). “Heterogeneous retreat and ice melt of Thwaites Glacier, West Antarctica”. *Science advances*. Vol. 5. no. 1, eaau3433.
- MORLIGHEM, M, SEROUSSI, H, LAROUB, E & RIGNOT, E (2013). “Inversion of basal friction in Antarctica using exact and incomplete adjoints of a higher-order model”. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*. Vol. 118. no. 3, p. 1746-1753.
- MORLIGHEM, Mathieu, RIGNOT, Eric, BINDER, Tobias, BLANKENSHIP, Donald, DREWS, Reinhard, EAGLES, Graeme, EISEN, Olaf, FERRACCIOLI, Fausto, FORSBERG, René, FRETWELL, Peter et al. (2020). “Deep glacial troughs and stabilizing ridges unveiled beneath the margins of the Antarctic ice sheet”. *Nature geoscience*. Vol. 13. no. 2, p. 132-137.
- MOSBEUX, C, DURAND, G, JOURDAIN, N, GILLET-CHAULET, F, CAILLET, J & COULON, V (prep). “Assessing Antarctic Ice Sheet Dynamics and Sea Level Rise : Insights from PROTECT Model Intercomparison”.
- MOTTRAM, Ruth, HANSEN, Nicolaj, KITTEL, Christoph, WESSEM, J Melchior van, AGOSTA, Cécile, AMORY, Charles, BOBERG, Fredrik, BERG, Willem Jan van de, FETTWEIS, Xavier, GOSSART, Alexandra et al. (2021). “What is the surface mass balance of Antarctica? An intercomparison of regional climate model estimates”. *The Cryosphere*. Vol. 15. no. 8, p. 3751-3784.

- MOTTRAM, Ruth, HANSEN, Nicolaj, KITTEL, Christoph, WESSEM, Melchior van, AGOSTA, Cécile, AMORY, Charles, BOBERG, Fredrik, BERG, Willem Jan van de, FETTWEIS, Xavier, GOSSART, Alexandra et al. (2020). “What is the surface mass balance of Antarctica? An intercomparison of regional climate model estimates”. *The Cryosphere Discussions*. Vol. 2020, p. 1-42.
- MOUGINOT, J, RIGNOT, E & SCHEUCHL, B (2014). “Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 41. no. 5, p. 1576-1584.
- MOUGINOT, J, RIGNOT, E & SCHEUCHL, B (2019). “Continent-wide, interferometric SAR phase, mapping of Antarctic ice velocity”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 46. no. 16, p. 9710-9718.
- MÜLLER, W. A., JUNGCLAUS, J. H., MAURITSEN, T., BAEHR, J., BITTNER, M., BUDICH, R., BUNZEL, F., ESCH, M., GHOSH, R., HAAK, H. et al. (2018). “A higher-resolution version of the max planck institute earth system model (MPI-ESM1.2-HR)”. *J. Adv. Model. Ea. Sys.*. Vol. 10. no. 7, p. 1383-1413.
- NAKAYAMA, Y., TIMMERMANN, R., SCHRÖDER, M. & HELLMER, H. H. (2014). “On the difficulty of modeling Circumpolar Deep Water intrusions onto the Amundsen Sea continental shelf”. *Ocean Modelling*. Vol. 84.
- NAKAYAMA, Yoshihiro, MENEMENLIS, Dimitris, ZHANG, Hong, SCHODLOK, Michael & RIGNOT, Eric (2018). “Origin of Circumpolar Deep Water intruding onto the Amundsen and Bellingshausen Sea continental shelves”. *Nature Communications*. Vol. 9. no. 1.
- NAKAYAMA, Yoshihiro, TIMMERMANN, Ralph & HELLMER, Hartmut (2020). “Impact of West Antarctic ice shelf melting on Southern Ocean hydrography”. *The Cryosphere*. Vol. 14. no. 7, p. 2205-2216.
- NAUGHTEN, Kaitlin A, HOLLAND, Paul R & DE RYDT, Jan (2023). “Unavoidable future increase in West Antarctic ice-shelf melting over the twenty-first century”. *Nature Climate Change*. Vol. 13. no. 11, p. 1222-1228.
- NAUGHTEN, Kaitlin A, HOLLAND, Paul R, DUTRIEUX, Pierre, KIMURA, Satoshi, BETT, David T & JENKINS, Adrian (2022). “Simulated twentieth-century ocean warming in the Amundsen Sea, West Antarctica”. *Geophysical Research Letters*. e2021GL094566.
- NOBLE, TL, ROHLING, EJ, AITKEN, ARA, BOSTOCK, HC, CHASE, Zanna, GOMEZ, N, JONG, LM, KING, Matt A, MACKINTOSH, AN, MCCORMACK, FS et al. (2020). “The sensitivity of the Antarctic ice sheet to a changing climate : Past, present, and future”. *Reviews of Geophysics*. Vol. 58. no. 4, e2019RG000663.
- NOWICKI, Sophie, PAYNE, Antony J, GOELZER, Heiko, SEROUSSI, Helene, LIPSCOMB, William H, ABE-OUCHI, Ayako, AGOSTA, Cécile, ALEXANDER, Patrick, ASAY-DAVIS, Xylar S, BARTHEL, Alice et al. (2020). “Experimental protocol for sealevel projections from ISMIP6 standalone ice sheet models”. *The Cryosphere Discussions*. Vol. 2020, p. 1-40.
- NOWICKI, Sophie MJ, PAYNE, Anthony, LAROUR, Eric, SEROUSSI, Helene, GOELZER, Heiko, LIPSCOMB, William, GREGORY, Jonathan, ABE-OUCHI, Ayako & SHEPHERD, Andrew (2016). “Ice sheet model inter-comparison project (ISMIP6) contribution to CMIP6”. *Geoscientific model development*. Vol. 9. no. 12, p. 4521-4545.
- O’CONNOR, Gemma K, HOLLAND, Paul R, STEIG, Eric J, DUTRIEUX, Pierre & HAKIM, Gregory J (2023). “Characteristics and rarity of the strong 1940s westerly wind event over the Amundsen Sea, West Antarctica”. *The Cryosphere*. Vol. 17. no. 10, p. 4399-4420.
- OERLEMANS, J (1982). “Response of the Antarctic ice sheet to a climatic warming : a model study”. *Journal of Climatology*. Vol. 2. no. 1, p. 1-11.
- OPPENHEIMER, Michael, GLAVOVIC, Bruce, HINKEL, Jochen, WAL, Roderik Van de, MAGNAN, Alexandre K, ABD-ELGAWAD, Amro, CAI, Rongshuo, CIFUENTES-JARA, Miguel, DECONTO, Robert M, GHOSH, Tuhin et al. (2019). “Sea level rise and implications for low lying islands, coasts and communities”.
- OTOSAKA, Inès N, SHEPHERD, Andrew, IVINS, Erik R, SCHLEGEL, Nicole-Jeanne, AMORY, Charles, BROEKE, Michiel van den, HORWATH, Martin, JOUGHIN, Ian, KING, Michalea, KRINNER, Gerhard et al. (2022). “Mass balance of the Greenland and Antarctic ice sheets from 1992 to 2020”. *Earth System Science Data Discussions*. Vol. 2022, p. 1-33.

- O'CONNOR, Gemma K, STEIG, Eric J & HAKIM, Gregory J (2021). "Strengthening southern hemisphere westerlies and Amundsen Sea low deepening over the 20th century revealed by proxy-data assimilation". *Geophysical Research Letters*. Vol. 48. no. 24, e2021GL095999.
- PALERME, Cyril, GENTHON, Christophe, CLAUD, Chantal, KAY, Jennifer E, WOOD, Norman B & L'ECUYER, Tristan (2017). "Evaluation of current and projected Antarctic precipitation in CMIP5 models". *Climate dynamics*. Vol. 48, p. 225-239.
- PAOLO, Fernando, GARDNER, Alex, GREENE, Chad, NILSSON, Johan, SCHODLOK, Michael, SCHLEGEL, Nicole & FRICKER, Helen (2022). "Widespread slowdown in thinning rates of West Antarctic Ice Shelves". *EGUsphere*. Vol. 2022, p. 1-45.
- PARSONS, Luke A, BRENNAN, M Kathleen, WILLS, Robert CJ & PROISTOESCU, Cristian (2020). "Magnitudes and spatial patterns of interdecadal temperature variability in CMIP6". *Geophysical Research Letters*. Vol. 47. no. 7, e2019GL086588.
- PATTYN, F (2018). "The paradigm shift in Antarctic ice sheet modelling, Nat. Commun., 9, 2728".
- PATTYN, F., SCHOOF, C., PERICHON, L., HINDMARSH, R. C.A., BUELER, E., DE FLEURIAN, B., DURAND, G., GAGLIARDINI, O., GLADSTONE, R., GOLDBERG, D., GUDMUNDSSON, G. H., HUYBRECHTS, P., LEE, V., NICK, F. M., PAYNE, A. J., POLLARD, D., RYBAK, O., SAITO, F. & VIELI, A. (2012). "Results of the marine ice sheet model intercomparison project, MISMIP". *Cryosphere*. Vol. 6. no. 3.
- PAYNE, Antony J, NOWICKI, Sophie, ABE-OUCHI, Ayako, AGOSTA, Cécile, ALEXANDER, Patrick, ALBRECHT, Torsten, ASAY-DAVIS, Xylar, ASCHWANDEN, Andy, BARTHEL, Alice, BRACEGIRDLE, Thomas J et al. (2021). "Future sea level change under coupled model intercomparison project phase 5 and phase 6 scenarios from the Greenland and Antarctic ice sheets". *Geophysical Research Letters*. Vol. 48. no. 16, e2020GL091741.
- PENDUFF, Thierry, SÉRAZIN, Guillaume, LEROUX, Stephanie, CLOSE, Sally, MOLINES, Jean-Marc, BARNIER, Bernard, BESSIÈRES, Laurent, TERRAY, Laurent & MAZE, Guillaume (2018). "Chaotic variability of ocean heat content : climate-relevant features and observational implications". *Oceanography*. Vol. 31. no. 2, p. 63-71.
- PETTY, Alek A, FELTHAM, Daniel L & HOLLAND, Paul R (2013). "Impact of atmospheric forcing on Antarctic continental shelf water masses". *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 43. no. 5, p. 920-940.
- POLLARD, David, DECONTO, Robert M & ALLEY, Richard B (2015). "Potential Antarctic Ice Sheet retreat driven by hydrofracturing and ice cliff failure". *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 412, p. 112-121.
- PORTNER, Hans O, ROBERTS, Debra C, ADAMS, Helen, ADLER, Carolina, ALDUNCE, Paulina, ALI, Elham, BEGUM, Rawshan Ara, BETTS, Richard, KERR, Rachel Bezner, BIESBROEK, Robbert et al. (2022). "Climate change 2022 : impacts, adaptation and vulnerability". Rapp. tech. IPCC.
- PREVIDI, Michael & POLVANI, Lorenzo M (2016). "Anthropogenic impact on Antarctic surface mass balance, currently masked by natural variability, to emerge by mid-century". *Environmental Research Letters*. Vol. 11. no. 9, p. 094001.
- PRITCHARD, HDx, LIGTENBERG, Stefan RM, FRICKER, Helen A, VAUGHAN, David G, BROEKE, Michiel R van den & PADMAN, Laurence (2012). "Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves". *Nature*. Vol. 484. no. 7395, p. 502-505.
- PURICH, Ariaan & ENGLAND, Matthew H (2021). "Historical and future projected warming of Antarctic Shelf Bottom Water in CMIP6 models". *Geophysical Research Letters*. Vol. 48. no. 10, e2021GL092752.
- REESE, Ronja, ALBRECHT, Torsten, MENGEL, Matthias, ASAY-DAVIS, Xylar & WINKELMANN, Ricarda (2018). "Antarctic sub-shelf melt rates via PICO". *The Cryosphere*. Vol. 12. no. 6, p. 1969-1985.
- REESE, Ronja, GARBE, Julius, HILL, Emily, URRUTY, Benoît, NAUGHTEN, Kaitlin, GAGLIARDINI, Olivier, DURAND, Gaël, GILLET-CHAULET, Fabien, GUDMUNDSSON, G Hilmar, CHANDLER, David et al. (2023). "The stability of present-day Antarctic grounding lines–Part 2 : Onset of irreversible retreat of Amundsen Sea glaciers under current climate on centennial timescales cannot be excluded". *The Cryosphere*. Vol. 17. no. 9, p. 3761-3783.

- RIBES, Aurélien, PLANTON, Serge & TERRAY, Laurent (2013). “Application of regularised optimal fingerprinting to attribution. Part I : Method, properties and idealised analysis”. *Climate dynamics*. Vol. 41, p. 2817-2836.
- RIBES, Aurélien, ZWIERS, Francis W, AZAÏS, Jean-Marc & NAVEAU, Philippe (2017). “A new statistical approach to climate change detection and attribution”. *Climate Dynamics*. Vol. 48. no. 1, p. 367-386.
- RIGNOT, E., JACOBS, S., MOUGINOT, J. & SCHEUCHL, B. (2013). “Ice-shelf melting around antarctica”. *Science*. Vol. 341. no. 6143.
- RIGNOT, E & MOUGINOT, J (2016). “Antarctica and Greenland drainage basin and ice sheet definitions. IMBIE 2016”.
- RIGNOT, Eric, MOUGINOT, Jeremie, MORLIGHEM, Mathieu, SEROUSSI, Helene & SCHEUCHL, Bernd (2014). “Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith, and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 41. no. 10, p. 3502-3509.
- RIGNOT, Eric, MOUGINOT, Jérémie, SCHEUCHL, Bernd, VAN DEN BROEKE, Michiel, VAN WESSEM, Melchior J & MORLIGHEM, Mathieu (2019). “Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 116. no. 4, p. 1095-1103.
- RIGNOT E., J. Mouginot & SCHEUCHL., B. (2017). “MEaSURES InSAR-Based Antarctica Ice Velocity Map, Version 2”.
- ROBEL, Alexander, VERJANS, Vincent & AMBELORUN, Aminat (2023). “Biases in ice sheet models from missing noise-induced drift”. *EGU sphere*. Vol. 2023, p. 1-14.
- ROBEL, Alexander A, SEROUSSI, Hélène & ROE, Gerard H (2019). “Marine ice sheet instability amplifies and skews uncertainty in projections of future sea-level rise”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 116. no. 30, p. 14887-14892.
- ROBINSON, Margaret K (1960). “Statistical evidence indicating no long-term climatic change in the deep waters of the north and south Pacific oceans”. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 65. no. 7, p. 2097-2116.
- RODGERS, K. B., AUMONT, O., MIKALOFF FLETCHER, S. E., PLANCHEREL, Y., BOPP, L., DE BOYER MONTÉGUT, C., IUDICONE, D., KEELING, R. F., MADEC, G. & WANNINKHOF, R. (2014). “Strong sensitivity of Southern Ocean carbon uptake and nutrient cycling to wind stirring”. *Biogeosciences*. Vol. 11. no. 15.
- ROSIER, Sebastian H.R., REESE, Ronja, DONGES, Jonathan F., DE RYDT, Jan, HILMAR GUDMUNDSSON, G. & WINKELMANN, Ricarda (2021). “The tipping points and early warning indicators for Pine Island Glacier, West Antarctica”. *Cryosphere*. Vol. 15. no. 3.
- ROUSSET, C., VANCOPPENOLLE, M., MADEC, G., FICHEFET, T., FLAVONI, S., BARTHÉLEMY, A., BENSHILA, R., CHANUT, J., LEVY, C., MASSON, S. & VIVIER, F. (2015). “The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6 : Global and regional capabilities”. *Geoscientific Model Development*. Vol. 8. no. 10.
- SAINT-EXUPÉRY, Antoine de (1939). “Terre des hommes”. Gallimard.
- SALLÉE, J. B., SHUCKBURGH, E., BRUNEAU, N., MEIJERS, A. J., BRACEGIRDLE, T. J., WANG, Z. & ROY, T. (2013). “Assessment of Southern Ocean water mass circulation and characteristics in CMIP5 models : Historical bias and forcing response”. *J. Geophys. Res. Oceans*. Vol. 118. no. 4, p. 1830-1844.
- SCHAFFER, Janin, TIMMERMANN, Ralph, ERIK ARNDT, Jan, SAVSTRUP KRISTENSEN, Steen, MAYER, Christoph, MORLIGHEM, Mathieu & STEINHAGE, Daniel (2016). “A global, high-resolution data set of ice sheet topography, cavity geometry, and ocean bathymetry”. *Earth System Science Data*. Vol. 8. no. 2.
- SCHEUCHL, B, MOUGINOT, Jeremie, RIGNOT, Eric, MORLIGHEM, M & KHAZENDAR, Ala (2016). “Grounding line retreat of Pope, Smith, and Kohler Glaciers, West Antarctica, measured with Sentinel-1a radar interferometry data”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 43. no. 16, p. 8572-8579.
- SCHNEIDER, David P & STEIG, Eric J (2008). “Ice cores record significant 1940s Antarctic warmth related to tropical climate variability”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 105. no. 34, p. 12154-12158.

- SCHOOFF, Christian (2007). “Marine ice-sheet dynamics. Part 1. The case of rapid sliding”. *Journal of Fluid Mechanics*. Vol. 573.
- SCHURER, Andrew, HEGERL, Gabi, RIBES, Aurélien, POLSON, Debbie, MORICE, Colin & TETT, Simon (2018). “Estimating the transient climate response from observed warming”. *Journal of Climate*. Vol. 31. no. 20, p. 8645-8663.
- SCOTT, Ryan C, NICOLAS, Julien P, BROMWICH, David H, NORRIS, Joel R & LUBIN, Dan (2019). “Meteorological drivers and large-scale climate forcing of West Antarctic surface melt”. *Journal of Climate*. Vol. 32. no. 3, p. 665-684.
- SELLAR, A. A., WALTON, J., JONES, C. G., WOOD, R., ABRAHAM, N. L., ANDREJCZUK, M., ANDREWS, M. B., ANDREWS, T., ARCHIBALD, A. T., MORA, L. de et al. (2020). “Implementation of UK Earth system models for CMIP6”. *J. Adv. Model. Ea. Sys.*. Vol. 12. no. 4, e2019MS001946.
- SEO, Ki-Weon, WILSON, Clark R, SCAMBOS, Ted, KIM, Baek-Min, WALISER, Duane E, TIAN, Baijun, KIM, Byeong-Hoon & EOM, Jooyoung (2015). “Surface mass balance contributions to acceleration of Antarctic ice mass loss during 2003–2013”. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*. Vol. 120. no. 5, p. 3617-3627.
- SÉRAZIN, Guillaume, JAYMOND, Alexandre, LEROUX, Stéphanie, PENDUFF, Thierry, BESSIÈRES, Laurent, LLOVEL, William, BARNIER, Bernard, MOLINES, Jean-Marc & TERRAY, Laurent (2017). “A global probabilistic study of the ocean heat content low-frequency variability : Atmospheric forcing versus oceanic chaos”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 44. no. 11, p. 5580-5589.
- SEROUSSI, H, MORLIGHEM, M, LAROUE, E, RIGNOT, Eric & KHAZENDAR, Ala (2014). “Hydrostatic grounding line parameterization in ice sheet models”. *The Cryosphere*. Vol. 8. no. 6, p. 2075-2087.
- SEROUSSI, Hélène & MORLIGHEM, Mathieu (2018). “Representation of basal melting at the grounding line in ice flow models”. *The Cryosphere*. Vol. 12. no. 10, p. 3085-3096.
- SEROUSSI, Hélène, NOWICKI, Sophie, PAYNE, Antony J., GOELZER, Heiko, LIPSCOMB, William H., ABE-OUCHI, Ayako, AGOSTA, Cécile, ALBRECHT, Torsten, ASAY-DAVIS, Xylar, BARTHEL, Alice, CALOV, Reinhard, CULLATHER, Richard, DUMAS, Christophe, GALTON-FENZI, Benjamin K., GLADSTONE, Rupert, GOLLEDGE, Nicholas R., GREGORY, Jonathan M., GREVE, Ralf, HATTERMANN, Tore, HOFFMAN, Matthew J., HUMBERT, Angelika, HUYBRECHTS, Philippe, JOURDAIN, Nicolas C., KLEINER, Thomas, LAROUE, Eric, LEGUY, Gunter R., LOWRY, Daniel P., LITTLE, Christopher M., MORLIGHEM, Mathieu, PATTYN, Frank, PELLE, Tyler, PRICE, Stephen F., QUIQUET, Aurélien, REESE, Ronja, SCHLEGEL, Nicole Jeanne, SHEPHERD, Andrew, SIMON, Erika, SMITH, Robin S., STRANEO, Fiammetta, SUN, Sainan, TRUSEL, Luke D., BREEDAM, Jonas Van, VAN DE WAL, Roderik S.W., WINKELMANN, Ricarda, ZHAO, Chen, ZHANG, Tong & ZWINGER, Thomas (2020). “ISMIP6 Antarctica : A multi-model ensemble of the Antarctic ice sheet evolution over the 21st century”.
- SEROUSSI, Hélène, NOWICKI, Sophie, SIMON, Erika, ABE-OUCHI, Ayako, ALBRECHT, Torsten, BRONDEX, Julien, CORNFORD, Stephen, DUMAS, Christophe, GILLET-CHAULET, Fabien, GOELZER, Heiko et al. (2019). “initMIP-Antarctica : an ice sheet model initialization experiment of ISMIP6”. *The Cryosphere*. Vol. 13. no. 5, p. 1441-1471.
- SEROUSSI, Hélène, PELLE, Tyler, LIPSCOMB, William H, ABE-OUCHI, Ayako, ALBRECHT, Torsten, ALVAREZ-SOLAS, Jorge, ASAY-DAVIS, Xylar, BARRE, Jean-baptiste, BERENDS, Constantijn J, BERNALES, Jorge et al. (2024). “Evolution of the Antarctic Ice Sheet over the next three centuries from an ISMIP6 model ensemble”. *Earth's Future*. Vol. 12. no. 9, e2024EF004561.
- SEROUSSI, Hélène, VERJANS, Vincent, NOWICKI, Sophie, PAYNE, Antony J, GOELZER, Heiko, LIPSCOMB, William H, ABE OUCHI, Ayako, AGOSTA, Cécile, ALBRECHT, Torsten, ASAY-DAVIS, Xylar et al. (2023). “Insights on the vulnerability of Antarctic glaciers from the ISMIP6 ice sheet model ensemble and associated uncertainty”. *The Cryosphere Discussions*. Vol. 2023, p. 1-28.
- SHEAN, David E, JOUGHIN, Ian R, DUTRIEUX, Pierre, SMITH, Benjamin E & BERTHIER, Etienne (2019). “Ice shelf basal melt rates from a high-resolution digital elevation model (DEM) record for Pine Island Glacier, Antarctica”. *The Cryosphere*. Vol. 13. no. 10, p. 2633-2656.

- SHEPHERD, Andrew, GILBERT, Lin, MUIR, Alan S, KONRAD, Hannes, McMILLAN, Malcolm, SLATER, Thomas, BRIGGS, Kate H, SUNDAL, Aud V, HOGG, Anna E & ENGDahl, Marcus E (2019). "Trends in Antarctic Ice Sheet elevation and mass". *Geophysical Research Letters*. Vol. 46. no. 14, p. 8174-8183.
- SHEPHERD, Andrew & NOWICKI, Sophie (2017). "Improvements in ice-sheet sea-level projections". *Nature Climate Change*. Vol. 7. no. 10, p. 672-674.
- SHUKLA, Priyadarshi R, SKEA, Jim, SLADE, Raphael, AL KHOURDAJIE, A, VAN DIEMEN, R, MCCOLLUM, D, PATHAK, M, SOME, S, VYAS, P, FRADERA, R et al. (2022). "Climate change 2022 : Mitigation of climate change". *Contribution of working group III to the sixth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Vol. 10, p. 9781009157926.
- SI, Yidongfang, STEWART, Andrew L, SILVANO, Alessandro & NAVEIRA GARABATO, Alberto C (2024). "Antarctic Slope Undercurrent and onshore heat transport driven by ice shelf melting". *Science Advances*. Vol. 10. no. 16, ead10601.
- SIAHAAN, Antony, SMITH, Robin S, HOLLAND, Paul R, JENKINS, Adrian, GREGORY, Jonathan M, LEE, Victoria, MATHIOT, Pierre, PAYNE, Antony J., RIDLEY, Jeff K. & JONES, Colin G (2022). "The Antarctic contribution to 21st-century sea-level rise predicted by the UK Earth System Model with an interactive ice sheet". *The Cryosphere*. Vol. 16. no. 10, p. 4053-4086.
- SILVANO, Alessandro, HOLLAND, Paul R, NAUGHTEN, Kaitlin A, DRAGOMIR, Oana, DUTRIEUX, Pierre, JENKINS, Adrian, SI, Yidongfang, STEWART, Andrew L, PEÑA MOLINO, Beatriz, JANZING, Gregor W et al. (2022). "Baroclinic ocean response to climate forcing regulates decadal variability of ice-shelf melting in the Amundsen Sea". *Geophysical Research Letters*. Vol. 49. no. 24, e2022GL100646.
- SMITH, Ben, FRICKER, Helen A, GARDNER, Alex S, MEDLEY, Brooke, NILSSON, Johan, PAOLO, Fernando S, HOLSCHUH, Nicholas, ADUSUMILLI, Susheel, BRUNT, Kelly, CSATHO, Bea et al. (2020). "Pervasive ice sheet mass loss reflects competing ocean and atmosphere processes". *Science*. Vol. 368. no. 6496, p. 1239-1242.
- SMITH, James A, ANDERSEN, TJ, SHORTT, M, GAFFNEY, AM, TRUFFER, M, STANTON, Timothy P, BINDSCHADLER, R, DUTRIEUX, P, JENKINS, A, HILLENBRAND, C-D et al. (2017). "Sub-ice-shelf sediments record history of twentieth-century retreat of Pine Island Glacier". *Nature*. Vol. 541. no. 7635, p. 77-80.
- SMITH, Robin S, MATHIOT, Pierre, SIAHAAN, Antony, LEE, Victoria, CORNFORD, Stephen L, GREGORY, Jonathan M, PAYNE, Antony J, JENKINS, Adrian, HOLLAND, Paul R, RIDLEY, Jeff K et al. (2021). "Coupling the UK Earth System Model to dynamic models of the Greenland and Antarctic ice sheets". *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. Vol. 13. no. 10, e2021MS002520.
- SNOW, Kate, GOLDBERG, DN, HOLLAND, Paul R, JORDAN, James R, ARTHERN, Robert J & JENKINS, Adrian (2017). "The response of ice sheets to climate variability". *Geophysical Research Letters*. Vol. 44. no. 23, p. 11-878.
- SNOW, Kate, SLOYAN, BM, RINTOUL, SR, HOGG, A McC & DOWNES, SM (2016). "Controls on circulation, cross-shelf exchange, and dense water formation in an Antarctic polynya". *Geophysical Research Letters*. Vol. 43. no. 13, p. 7089-7096.
- SPENCE, Paul, GRIFFIES, Stephen M., ENGLAND, Matthew H., HOGG, Andrew Mc C., SAENKO, Oleg A. & JOURDAIN, Nicolas C. (2014). "Rapid subsurface warming and circulation changes of Antarctic coastal waters by poleward shifting winds". *Geophysical Research Letters*. Vol. 41. no. 13.
- ST-LAURENT, P, KLINCK, JM & DINNIMAN, MS (2015). "Impact of local winter cooling on the melt of Pine Island Glacier, Antarctica". *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 120. no. 10, p. 6718-6732.
- STEIG, Eric J, DING, Q, BATTISTI, D S & JENKINS, Adrian (2012). "Tropical forcing of Circumpolar Deep Water inflow and outlet glacier thinning in the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica". *Annals of Glaciology*. Vol. 53. no. 60, p. 19-28.
- STEIG, Eric J, SCHNEIDER, David P, RUTHERFORD, Scott D, MANN, Michael E, COMISO, Josefino C & SHINDELL, Drew T (2009). "Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year". *Nature*. Vol. 457. no. 7228, p. 459-462.

- STEWART, Andrew L, KLOCKER, Andreas & MENEMENLIS, Dimitris (2019). “Acceleration and overturning of the Antarctic Slope Current by winds, eddies, and tides”. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 49. no. 8, p. 2043-2074.
- STEWART, Andrew L & THOMPSON, Andrew F (2016). “Eddy generation and jet formation via dense water outflows across the Antarctic continental slope”. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 46. no. 12, p. 3729-3750.
- STOTT, Peter A, CHRISTIDIS, Nikolaos, OTTO, Friederike EL, SUN, Ying, VANDERLINDEN, Jean-Paul, OLDENBORGH, Geert Jan van, VAUTARD, Robert, STORCH, Hans von, WALTON, Peter, YIOU, Pascal et al. (2016). “Attribution of extreme weather and climate-related events”. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*. Vol. 7. no. 1, p. 23-41.
- SUN, Sainan, HATTERMANN, Tore, PATTYN, Frank, NICHOLLS, Keith W., DREWS, Reinhard & BERGER, Sophie (2019). “Topographic Shelf Waves Control Seasonal Melting Near Antarctic Ice Shelf Grounding Lines”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 46. no. 16.
- TALLEY, Lynne D., PICKARD, George L., EMERY, William J. & SWIFT, James H. (2011). “Descriptive physical oceanography : An introduction : Sixth edition”.
- THE IMBIE TEAM (2018). “Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017”. *Nature*. Vol. 558. no. 7709, p. 219-222.
- THOMA, Malte, JENKINS, Adrian, HOLLAND, David & JACOBS, Stan (2008). “Modelling circumpolar deep water intrusions on the Amundsen Sea continental shelf, Antarctica”. *Geophysical Research Letters*. Vol. 35. no. 18.
- THOMAS, RH (1971). “Flow law for Antarctic ice shelves”. *Nature Physical Science*. Vol. 232. no. 30, p. 85-87.
- THOMAS, RH & COSLETT, PH (1970). “Bottom melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica”. *Nature*. Vol. 228. no. 5266, p. 47-49.
- THOMAS, Robert H (1973a). “The creep of ice shelves : interpretation of observed behaviour”. *Journal of Glaciology*. Vol. 12. no. 64, p. 55-70.
- THOMAS, Robert H (1973b). “The creep of ice shelves theory”. *Journal of Glaciology*. Vol. 12. no. 64, p. 45-53.
- THOMAS, Robert H & BENTLEY, Charles R (1978). “A model for Holocene retreat of the West Antarctic ice sheet”. *Quaternary Research*. Vol. 10. no. 2, p. 150-170.
- THOMAS, Robert H, SANDERSON, Timothy JO & ROSE, Keith E (1979). “Effect of climatic warming on the West Antarctic ice sheet”. *Nature*. Vol. 277. no. 5695, p. 355-358.
- THOMPSON, Andrew F, STEWART, Andrew L, SPENCE, Paul & HEYWOOD, Karen J (2018). “The Antarctic Slope Current in a changing climate”. *Reviews of Geophysics*. Vol. 56. no. 4, p. 741-770.
- TOURNADRE, Jean, BOUHIER, Nicolas, GIRARD-ARDHUIN, Fanny & RÉMY, Frédérique (2015). “Large icebergs characteristics from altimeter waveforms analysis”. *J. Geophys. Res. Oceans*. Vol. 120. no. 3, p. 1954-1974.
- TRUSEL, Luke D, FREY, Karen E, DAS, Sarah B, KARNAUSKAS, Kristopher B, KUIPERS MUNNEKE, Peter, VAN MEIJGAARD, Erik & VAN DEN BROEKE, Michiel R (2015). “Divergent trajectories of Antarctic surface melt under two twenty-first-century climate scenarios”. *Nature Geoscience*. Vol. 8. no. 12, p. 927-932.
- TSAI, Chii-Yun, FOREST, Chris E & POLLARD, David (2020). “The role of internal climate variability in projecting Antarctica’s contribution to future sea-level rise”. *Climate dynamics*. Vol. 55, p. 1875-1892.
- TSUJINO, Hiroyuki, URAKAWA, Shogo, NAKANO, Hideyuki, SMALL, R Justin, KIM, Who M, YEAGER, Stephen G, DANABASOGLU, Gokhan, SUZUKI, Tatsuo, BAMBER, Jonathan L, BENTSEN, Mats et al. (2018). “JRA-55 based surface dataset for driving ocean–sea-ice models (JRA55-do)”. *Ocean Modelling*. Vol. 130, p. 79-139.
- TURNER, Fiona E, MALAGON SANTOS, Victor, EDWARDS, Tamsin L, SLANGEN, Aimée BA, NICHOLLS, Robert J, LE COZANNET, Gonéri, O’NEILL, James & ADHIKARI, Mira (2023). “Illustrative Multi-Centennial Projections of Global Mean Sea-Level Rise and Their Application”. *Earth’s Future*. Vol. 11. no. 12, e2023EF003550.
- TURNERY, Chris SM, FOGWILL, Christopher J, GOLLEDGE, Nicholas R, MCKAY, Nicholas P, SEBILLE, Erik van, JONES, Richard T, ETHERIDGE, David, RUBINO, Mauro, THORNTON, David P, DAVIES, Siwan M

- et al. (2020). “Early Last Interglacial ocean warming drove substantial ice mass loss from Antarctica”. *Proceedings of the National Academy of Sciences*. Vol. 117. no. 8, p. 3996-4006.
- TYNDALL, John (1881). “Heat : a mode of motion”. D. Appleton.
- VAN WESSEM, Jan Melchior, REIJMER, Carleen H, VAN DE BERG, Willem Jan, DEN BROEKE, Michiel R van, COOK, Alison J, VAN ULFT, Lambertus H & VAN MEIJGAARD, Erik (2015). “Temperature and wind climate of the Antarctic Peninsula as simulated by a high-resolution regional atmospheric climate model”. *Journal of Climate*. Vol. 28. no. 18, p. 7306-7326.
- VAN WESSEM, Jan Melchior, VAN DE BERG, Willem Jan, NOËL, Brice PY, VAN MEIJGAARD, Erik, AMORY, Charles, BIRNBAUM, Gerit, JAKOBS, Constantijn L, KRÜGER, Konstantin, LENAERTS, Jan TM, LHERMITTE, Stef et al. (2018a). “Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using RACMO2–Part 2 : Antarctica (1979–2016)”. *The Cryosphere*. Vol. 12. no. 4, p. 1479-1498.
- VAN WESSEM, Jan Melchior, VAN DE BERG, Willem Jan, NOËL, Brice PY, VAN MEIJGAARD, Erik, AMORY, Charles, BIRNBAUM, Gerit, JAKOBS, Constantijn L, KRÜGER, Konstantin, LENAERTS, Jan TM, LHERMITTE, Stef et al. (2018b). “Modelling the climate and surface mass balance of polar ice sheets using RACMO2–Part 2 : Antarctica (1979–2016)”. *The Cryosphere*. Vol. 12. no. 4, p. 1479-1498.
- VERFAILLIE, Deborah, PELLETIER, Charles, GOOSSE, Hugues, JOURDAIN, Nicolas C, BULL, Christopher YS, DALAIDEN, Quentin, FAVIER, Vincent, FICHEFET, Thierry & WILLE, Jonathan D (2022). “The circum-Antarctic ice-shelves respond to a more positive Southern Annular Mode with regionally varied melting”. *Communications Earth & Environment*. Vol. 3. no. 1, p. 139.
- WÅHLIN, A. K., MUENCH, R. D., ARNEBORG, L., BJÖRK, G., HA, H. K., LEE, S. H. & ALSÉN, H. (2012). “Some implications of ekman layer dynamics for cross-shelf exchange in the Amundsen sea”. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 42. no. 9.
- WALKER, Dziga P, JENKINS, Adrian, ASSMANN, Karen M, SHOOSMITH, Deborah R & BRANDON, Mark A (2013). “Oceanographic observations at the shelf break of the Amundsen Sea, Antarctica”. *Journal of Geophysical Research : Oceans*. Vol. 118. no. 6, p. 2906-2918.
- WANG, Yunhe, YUAN, Xiaojun & CANE, Mark A (2022). “Coupled mode of cloud, atmospheric circulation, and sea ice controlled by wave-3 pattern in Antarctic winter”. *Environmental Research Letters*. Vol. 17. no. 4, p. 044053.
- WATKINS, Ray H, BASSIS, Jeremy N, THOULESS, MD & LUCKMAN, Adrian (2024). “High Basal Melt Rates and High Strain Rates Lead to More Fractured Ice”. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*. Vol. 129. no. 4, e2023JF007366.
- WEART, Spencer R (2008). “The discovery of global warming : revised and expanded edition”. Harvard University Press.
- WEBBER, Benjamin G.M., HEYWOOD, Karen J., STEVENS, David P. & ASSMANN, Karen M. (2019). “The impact of overturning and horizontal circulation in pine Island trough on ice shelf melt in the eastern Amundsen Sea”. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 49. no. 1.
- WEBBER, Benjamin G.M., HEYWOOD, Karen J., STEVENS, David P., DUTRIEUX, Pierre, ABRAHAMSEN, E. Povl, JENKINS, Adrian, JACOBS, Stanley S., HA, Ho Kyung, LEE, Sang Hoon & KIM, Tae Wan (2017). “Mechanisms driving variability in the ocean forcing of Pine Island Glacier”. *Nature Communications*. Vol. 8.
- WEERTMAN, Johannes (1972). “General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet”. *Reviews of Geophysics*. Vol. 10. no. 1, p. 287-333.
- WEERTMAN, Johannes (1974). “Stability of the junction of an ice sheet and an ice shelf”. *Journal of Glaciology*. Vol. 13. no. 67, p. 3-11.
- WHITWORTH III, T., ORSI, A. H., KIM, S.-J., NOWLIN JR., W. D. & LOCARNINI, R. A. (1985). “Water Masses and Mixing Near the Antarctic Slope Front”. *Ocean, Ice, and Atmosphere : Interactions at the Antarctic Continental Margin*. American Geophysical Union (AGU), p. 1-27. eprint : <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/AR075p0001>.

- WILD, Christian T, ALLEY, Karen E, MUTO, Atsuhiko, TRUFFER, Martin, SCAMBOS, Ted A & PETTIT, Erin C (2022). “Weakening of the pinning point buttressing Thwaites Glacier, West Antarctica”. *The Cryosphere*. Vol. 16. no. 2, p. 397-417.
- WILLE, Jonathan D, FAVIER, Vincent, JOURDAIN, Nicolas C, KITTEL, Christoph, TURTON, Jenny V, AGOSTA, Cécile, GORODETSKAYA, Irina V, PICARD, Ghislain, CODRON, Francis, SANTOS, Christophe Leroy-Dos et al. (2022). “Intense atmospheric rivers can weaken ice shelf stability at the Antarctic Peninsula”. *Communications Earth & Environment*. Vol. 3. no. 1, p. 90.
- WILLIAMS, GD, HERRAIZ-BORREGUERO, L, ROQUET, Fabien, TAMURA, T, OHSHIMA, KI, FUKAMACHI, Y, FRASER, AD, GAO, L, CHEN, H, MCMAHON, CR et al. (2016). “The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay”. *Nature communications*. Vol. 7. no. 1, p. 12577.
- WILNER, Joel Alexander, MORLIGHEM, Mathieu & CHENG, Gong (2023). “Evaluation of four calving laws for Antarctic ice shelves”. *The Cryosphere Discussions*. Vol. 2023, p. 1-19.
- WUNDERLING, Nico, DONGES, Jonathan F., KURTHS, Jürgen & WINKELMANN, Ricarda (2021). “Interacting tipping elements increase risk of climate domino effects under global warming”. *Earth System Dynamics*. Vol. 12. no. 2.
- ZHANG, Liping, DELWORTH, Thomas L, COOKE, William & YANG, Xiaosong (2019). “Natural variability of Southern Ocean convection as a driver of observed climate trends”. *Nature Climate Change*. Vol. 9. no. 1, p. 59-65.
- ZHAO, Chen, GLADSTONE, Rupert, ZWINGER, Thomas, GILLET-CHAULET, Fabien, WANG, Yu, CAILLET, Justine, MATHIOT, Pierre, SARASTE, Leopekka, GALTON-FENZI, Ben, CHRISTOFFERSEN, Poul et al. (prep). “Subglacial Water Pressure Reshapes projected Antarctic Sea-Level Rise”. Rapp. tech. Copernicus Meetings.
- ZHENG, Yixi, STEVENS, David P, HEYWOOD, Karen J, WEBBER, Benjamin GM & QUESTE, Bastien Y (2022). “Reversal of ocean gyres near ice shelves in the Amundsen Sea caused by the interaction of sea ice and wind”. *The Cryosphere Discussions*. P. 1-30.