

Pourquoi la réponse de la calotte du Groenland et celle de l'Antarctique à un climat plus chaud est-elle opposée ?

Travail de fin de premier cycle présenté par **Chloé Scholzen**
(3ème année de bachelier en sciences géographiques, orientation générale)

sous la direction de [Xavier Fettweis](#)

I. Introduction

I.1. Mise en place du contexte

La fonte accrue des glaces et autres masses glaciaires formant la cryosphère est souvent désignée comme la manifestation la plus évidente du réchauffement climatique actuel. Plus particulièrement, les régions polaires, dont font partie le Groenland et l'Antarctique, représentent les endroits du monde où les événements liés au réchauffement climatique sont souvent les plus spectaculaires et les plus médiatisés.

En mars 2002, la plateforme glaciaire Larsen B se disloquait de la Péninsule Antarctique, la région la plus au nord de ce continent. L'effondrement de ce gigantesque morceau de glace d'environ 3500 km², considéré comme stable depuis plus de 10 000 ans, entraîna une accélération des glaciers situés en amont, mettant ainsi en péril les autres plateformes glaciaires environnantes. En juillet 2012, les satellites de la NASA révélaient un épisode de dégel exceptionnel sur la calotte du Groenland où, pendant quelques jours, la quasi-totalité (98.6%) de la surface gelée avait fondu (Nghiem *et al.*, 2012).

Alors que notre climat se réchauffe, les techniques satellitaires modernes fournissent des observations toujours plus précises venant étayer l'hypothèse que la perte de masse des calottes glaciaires contribuerait à une hausse significative du niveau global des mers. Pour autant, l'influence du climat sur la cryosphère ne se limite pas à de simples généralisations. Bien que le réchauffement climatique affecte la planète de manière globale, les changements au sein des zones polaires semblent ne pas s'opérer de manière identique dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Ainsi, tandis que la fonte de la calotte groenlandaise s'accélère, une perte actuelle de masse en Antarctique semble moins claire et en tout cas, plus lente que ce qui était précédemment supposé (Hanna *et al.*, 2013).

I.2. Les calottes glaciaires : définition et caractéristiques physiques générales

Les calottes glaciaires, aussi désignées sous le terme d'inlandsis (« ice sheet » en anglais), constituent d'immenses masses de glace s'étendant sur plus de 50 000 km² de surface terrestre, et suffisamment épaisses pour couvrir la majeure partie des formations rocheuses sous-jacentes. Parmi les grands inlandsis ayant existé au cours des dernières périodes glaciaires, seuls deux grands subsistent encore aujourd'hui. Ces inlandsis nappent chacun la quasi-totalité du Groenland et de l'Antarctique.

Ensemble, les calottes du Groenland et de l'Antarctique couvrent approximativement 10% de la surface terrestre continentale et contiennent plus de 80% de l'eau douce de la planète, dont 99% de la masse glaciaire totale de la Terre (NSIDC, 2013). Si elles venaient à fondre entièrement, ces deux calottes causeraient une élévation du niveau global des mers de l'ordre de 64 mètres (Bentley *et al.*, 2007), voire de 70 mètres (Bamber *et al.*, 2007), selon les auteurs.

Le bilan de masse total est défini comme la différence annuelle entre les gains et les pertes de masse de la calotte. L'équation qui traduit ce bilan est la suivante :

$$\text{BMT} = \text{BMS} - \text{IB} = \text{NE} - \text{FO} - \text{FL} - \text{IB}$$

Avec :

BMT : bilan de masse total ;

BMS : bilan de masse de surface, égal à la différence entre la masse gagnée par les chutes de neige et celle perdue par la fonte en surface et les flux de vapeur d'eau ;

IB : masse perdue par le vêlage d'icebergs ;

NE : masse gagnée par les chutes de neige ;

FO : masse perdue par la fonte en surface ;

FL : masse perdue par les flux de vapeur d'eau (évaporation et sublimation).

Lorsque la perte annuelle totale de masse glaciaire est égale aux précipitations neigeuses, le bilan de masse est donc nul et la calotte est dite « en équilibre ». Un bilan positif signifie que la calotte présente une tendance à la croissance ; un bilan négatif indique que la calotte est en déficit de masse et qu'elle apporte donc de l'eau aux océans. Le moindre déséquilibre entre les gains et pertes de masse est susceptible d'entraîner d'importants changements dans le niveau global des mers (ACECRC, 2009).

Depuis des millions d'années, et en dépit des variations climatiques, l'équilibre des calottes glaciaires est maintenu grâce à l'intervention de la dynamique des glaces qui, grâce à la gravité, redistribue la masse neigeuse accumulée au centre vers les bords de la calotte où la fonte est plus importante que l'accumulation (voir Figure 1). La dynamique des glaces englobe un ensemble de processus dont la vitesse est déterminée à la fois par la pente en surface, l'épaisseur et la viscosité de la glace, et par les conditions physiques et thermiques présentes à la base de la calotte (IPCC, 2010). La complexité de ces mécanismes est telle que de nombreux aspects de cette dynamique demeurent encore incompris ou inconnus à l'heure actuelle, et donc non modélisés.

Formées essentiellement par l'accumulation et la compaction de la neige, les calottes glaciaires s'étendent sous l'effet de leur propre poids. L'écoulement des glaces vers les bords extérieurs des calottes est initié soit par déformation, soit par glissement du lit à la base de la calotte, et aboutit généralement à des courants rapides de glace (glaciers) ou à des langues glaciaires nommées glaciers émissaires.

La manière dont ces masses glaciaires sont éliminées diffère selon que les glaciers initiés en marge de la calotte atteignent la mer ou non. Dans le cas où le flux de glace n'atteint pas la mer, les pertes s'effectuent par ruissèlement des eaux de fonte en surface et par les flux de vapeur d'eau

(évaporation et sublimation). Le bilan de masse total de la calotte se résume alors à son bilan de masse de surface (BMS). À l'inverse, lorsque le glacier s'écoule au-dessus d'une mer ou d'un lac marginal, la glace se rompt au niveau du front de glace/mer et se détache selon un processus appelé le vêlage d'icebergs. Dans ce dernier cas, la décharge d'icebergs constitue une variable perte de masse supplémentaire et doit donc être prise en compte dans le bilan de masse total de la calotte. Aux endroits où la glace n'est pas suffisamment amincie par la fonte en été, il arrive toutefois que le glacier reste attaché à la calotte et devienne une plateforme glaciaire flottante. L'ensemble de ces nappes de glace flottantes (appelées « ice shelves » en anglais) sont à ne pas confondre avec la banquise (« sea ice » en anglais), formée par le regel de l'océan en hiver. Tout comme les calottes, les plateformes glaciaires s'étendent et s'amincissent sous l'effet de la gravité ; elles sont alimentées par les chutes neigeuses et par l'apport des flux de glace venant de la calotte. Les plateformes perdent également de la masse par le vêlage d'icebergs au niveau de leur front, ainsi que par une fonte basale, initiée par les eaux océaniques dont la température est souvent supérieure au point de fusion. Néanmoins, dans la mesure où elles flottent déjà sur l'eau, les plateformes glaciaires n'affectent nullement le niveau marin (Rignot, 2006), et ne sont donc pas prises en compte dans le bilan de masse total des calottes glaciaires.

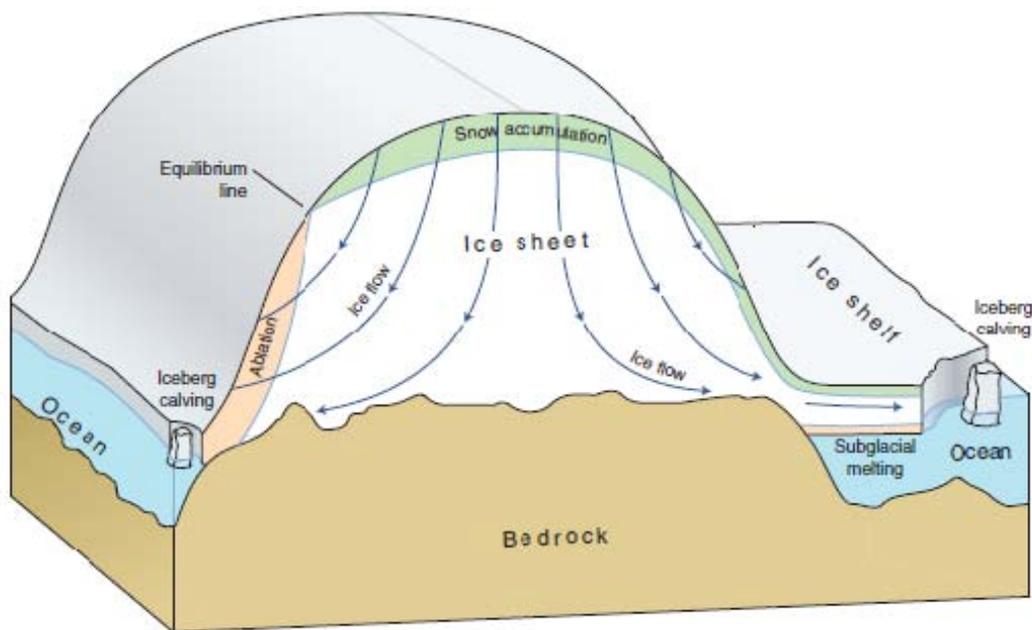


Figure 1. Structure et dynamique d'une calotte glaciaire (Bentley et al. In : UNEP, 2007).

I.3. Groenland versus Antarctique

En raison de leur différent régime climatique, le bilan de masse total n'est pas le même pour les calottes du Groenland et de l'Antarctique. Tandis que le volume de l'inlandsis groenlandais obéit à des cycles saisonniers où s'alternent périodes d'accumulation par les précipitations neigeuses en hiver, et périodes de fonte en été, les conditions climatiques très froides en Antarctique n'autorisent souvent que de très faibles taux de précipitations et une fonte en surface quasi nulle sur l'ensemble du continent.

La calotte du Groenland, de par sa superficie totale de 1 775 637 km² (CIA, 2013), s'étend au-delà du cercle polaire boréal, entre 60° et 80° de latitude nord. D'une épaisseur moyenne de 1600 m, l'inlandsis du Groenland contient un volume total d'environ 3 millions de m³ d'eau douce, soit l'équivalent d'une élévation du niveau des mers de 7 m (Bentley et al., 2007).

Situé entre les océans Arctique et Atlantique Nord, le Groenland connaît un climat globalement polaire (Kotték *et al.*, 2006), bien que fortement influencé par la proximité d'autres masses terrestres et par les échanges qu'il entretient avec l'Océan Atlantique et Arctique. Ainsi, le taux moyen de précipitations neigeuses est de l'ordre de 30 cm/an, soit le double de ce qui tombe en Antarctique, et la fonte estivale de surface affecte près de la moitié de la superficie de la calotte, avec un maximum en juillet (Rignot et Thomas, 2002).

Cependant, certaines régions de l'inlandsis apparaissent plus propices aux précipitations qu'à la fonte, et inversement (Fettweis *et al.*, 2013). La zone d'accumulation, qui comprend les régions situées au-delà de 2000 m d'altitude – à savoir l'intérieur et les sommets de la calotte – bénéficient d'importantes chutes neigeuses, qui surpassent largement le taux de fonte en surface. Au contraire, les bords de la calotte, situées plus bas en altitude et formant la zone d'ablation, ont tendance à perdre de la masse, car la fonte estivale y est plus prononcée. Il en résulte un bilan de masse de surface (BMS) positif dans la zone d'accumulation, et négatif dans la zone d'ablation (*voir Figure 1*).

La fonte en surface compte pour près de la moitié des pertes annuelles du Groenland. Le restant des pertes s'effectue principalement via la décharge d'icebergs par vêlage au niveau de la zone d'ablation, et par la fonte basale sous les quelques plateformes qui ceignent encore le Nord de l'inlandsis (Rignot et Thomas, 2002).

L'Antarctique, d'une superficie totale de 14 millions de km² (CIA, 2013), est recouvert à 98% d'un gigantesque inlandsis à peu près neuf fois plus volumineux que celui du Groenland. La hauteur de la calotte, d'une épaisseur moyenne de 2400 m et atteignant localement 5000 m (Bentley *et al.*, 2007), fait de l'Antarctique le continent le plus élevé de la planète. Situé pour sa majeure partie au sud du cercle polaire austral, l'Antarctique est dominé par un climat polaire désertique, avec des vents catabatiques et un froid persistant même durant l'été. L'air étant trop froid (< 0°C en été) pour conserver l'humidité, les précipitations sont rares, même à proximité de l'océan.

L'inlandsis de l'Antarctique se divise en trois secteurs morphologiquement distincts : l'Antarctique de l'Est, l'Antarctique de l'Ouest et, dans le prolongement de ce dernier, la Péninsule Antarctique.

La Péninsule Antarctique jouit d'un climat plus modéré que le reste du continent, car elle s'étend au-delà du cercle polaire austral. Durant la période estivale, dont le maximum a lieu en janvier, les températures plus élevées (bien que rarement supérieures à 0°C) entraînent une fonte en surface dans cette région du continent, ainsi que dans les zones basses situées au nord du secteur Est (Bentley *et al.*, 2007). Pour l'ensemble de l'inlandsis cependant, la grande majorité des pertes s'effectue par fonte basale et par décharge d'icebergs au niveau des nombreuses plateformes glaciaires (dont celles couvrant les Mers de Ross et de Weddell) qui bordent le continent (Huybrechts *et al.*, 2004 ; Schmidt, 2011).

Le secteur Est, caractérisé par sur un substrat rocheux et situé bien au-dessus du niveau marin actuel, constitue la portion la plus étendue et la plus stable de la calotte (Schmidt, 2011). À l'inverse, le secteur Ouest est formé d'un morceau de calotte dite marine, car son lit sous-jacent se trouve largement sous le niveau marin. Cette configuration rend ce secteur particulièrement vulnérable face aux variations de l'écoulement glaciaire vers l'océan. Si l'entièreté du secteur Ouest venait à disparaître, le niveau des mers s'élèverait de 5 à 6 m (Bentley *et al.*, 2007). Pour une calotte marine telle que celle de l'Antarctique de l'Ouest, la présence de plateformes glaciaires est déterminante pour sa stabilité, dans la mesure où celles-ci s'opposent à l'accélération du flux glaciaire vers l'océan (ACECRC, 2009). Actuellement, les plateformes glaciaires représentent 11% de la superficie totale du continent (CIA, 2013). Leur disparition amorcerait une décharge accrue

des glaciers au niveau du front glaciaire, avec pour résultat une quantité croissante de glaces flottantes exposées à la fonte sous l'effet de la température plus élevée des eaux océaniques. Aux endroits où le substrat rocheux se situe sous le niveau des mers, l'accélération des processus d'écoulement et de retrait du front glaciaire pourrait alors progresser vers l'intérieur de la calotte, et entraîner à long-terme une contribution significative à la hausse du niveau marin.

I.4. Les calottes glaciaires dans le passé

La croissance et la disparition des calottes glaciaires s'inscrivent dans des processus globaux s'échelonnant sur des intervalles temporels aussi longs que les temps géologiques (la durée moyenne d'une période glaciaire est de l'ordre de 100 000 ans). Les couches de glace qui composent les calottes se sont formées par l'accumulation annuelle des chutes neigeuses, et ont ainsi conservé les traces de la composition de l'air et des océans datant jusqu'à plusieurs centaines de milliers d'années. Les calottes glaciaires actuelles représentent donc un témoignage unique de l'évolution atmosphérique et climatique à travers les âges glaciaires (Bentley *et al.*, 2007).

Depuis les années 50, l'exploitation des propriétés d'archivage de la glace a permis de mettre en évidence d'importantes variations de la cryosphère, suivant des cycles alternant entre longues périodes de croissance et courtes périodes de dégel. Les enregistrements paléoclimatiques indiquent que les calottes glaciaires rétrécissent par réaction au réchauffement climatique et se développent en réponse au refroidissement, et que leur retrait est généralement beaucoup plus rapide que leur croissance. Actuellement, la Terre amorce la fin d'une période interglaciaire, l'Holocène, qui débuta il y a environ 10 000 ans.

La prise en considération de l'héritage des cycles glaciaires passés a permis deux avancements majeurs dans l'étude de la dynamique des calottes glaciaires actuelles.

D'une part, en raison du temps de réponse extrêmement long qui caractérise les calottes glaciaires, il semble très improbable que ces dernières se soient ajustées totalement aux changements climatiques qui eurent lieu dans le passé, en particulier ceux associés à la dernière transition de phase glaciaire-interglaciaire (Bamber *et al.*, 2007 ; Huybrechts et De Wolde, 1999). Cet ajustement de la cryosphère consécutif à la déglaciation se traduit par la fonte à long-terme des calottes glaciaires. Même en l'absence de toute perturbation climatique actuelle, on s'attend à ce que les calottes du Groenland et de l'Antarctique répondent encore longtemps à des changements climatiques ayant eu lieu il y a des milliers d'années. Par conséquent, la contribution des calottes glaciaires aux futurs changements du niveau global des mers est partagée entre une composante héritée de son passé, et une composante relative aux changements climatiques présents et à venir (IPCC, 2007). Un défi majeur pour la science moderne consiste à distinguer cette tendance évolutive de fond des changements plus récents dus au réchauffement global induit par l'homme (Rignot et Thomas, 2002).

D'autre part, les épisodes passés de fluctuations des calottes glaciaires fournissent des scénarios potentiels pour l'évolution future de leur contribution à l'augmentation du niveau des mers. Ainsi, les données paléoclimatiques suggèrent que ni le Groenland ni l'Antarctique n'ont jamais totalement fondu au cours des périodes chaudes de ces derniers millions d'années (IPCC, 2007). Au plus chaud de l'interglaciaire précédent (l'Eémien) il y a environ 125 000 ans, on suppose que les températures globales devaient être approximativement 2°C supérieures aux températures actuelles, et que le niveau des mers se situait au moins 4 à 6 m au-dessus du niveau actuel. Certaines estimations, basées sur l'étude des sédiments marins et des carottes glaciaires, indiquent que des taux similaires d'élévation du niveau des mers seraient possibles dans le contexte d'un réchauffement climatique d'origine anthropique (ACECRC, 2009). Ces estimations restent toutefois très incertaines, car bien que les données paléoclimatiques fournissent des

informations précieuses, elles sont très incomplètes. Ainsi, parmi les nombreux épisodes de déglaciations qui eurent lieu dans le passé, seul l'épisode le plus récent (18 000 ans) demeure intact au sein des enregistrements géologiques. Or la majeure contribution à la hausse du niveau des mers provenait alors de calottes continentales, à savoir celles couvrant le Canada (Laurentide) et le Nord de l'Europe (Eurasie). Par conséquent, aucun indice ne permet d'évaluer le degré d'instabilité des calottes marines, dont la base se situe en-dessous du niveau des mers (Vaughan et Arthern, 2007).

L'avenir de l'Antarctique de l'Ouest, qui constitue la dernière grande calotte marine dans le monde moderne, demeure donc plus qu'incertain.

A travers l'analyse des événements passés, on connaît aujourd'hui les effets potentiels qu'entraînerait l'apport d'une grande quantité d'eau douce dans les océans. Outre la contribution à la hausse du niveau global des mers, le déversement massif d'eau douce issue de la fonte des calottes glaciaires aurait pour effet majeur de perturber la circulation thermohaline, avec des conséquences directes sur les climats globaux. Plus particulièrement, la fonte de la calotte du Groenland modifierait la circulation océanique en Atlantique Nord, qui tempère le climat de l'Europe occidentale. Le refroidissement des eaux océaniques affecterait également le taux d'absorption des gaz à effet de serre par les océans, notamment le dioxyde de carbone atmosphérique, sans parler des impacts causés sur les écosystèmes marins. Dès lors, l'anticipation de l'évolution des calottes glaciaires et de leur potentielle contribution au niveau océanique apparaît comme un enjeu majeur d'un point de vue à la fois environnemental, économique, géopolitique, et sociétal dans la mesure où de nombreuses populations littorales sont menacées.

II. Objectifs

La nécessité de comprendre les mécanismes régissant la dynamique des calottes glaciaires a récemment conduit à l'avènement de nombreuses études interdisciplinaires et de programmes de recherche internationaux. L'évolution des calottes du Groenland et de l'Antarctique y est analysée, en vue de comprendre pourquoi elles semblent ne pas répondre de la même manière à un climat plus chaud qu'actuellement. Ce travail synthétise les principaux résultats de l'article de Hanna et al. (2013)¹ paru dans [Nature](#).

III. Méthodes

Les calottes du Groenland et de l'Antarctique sont si vastes et si peu accessibles que l'état de leur bilan de masse actuel n'a pu être estimé efficacement qu'à partir du début des années 90, avec l'avènement de l'altimétrie satellitaire. Depuis, de nombreuses techniques de télédétection spatiale et aérienne ont été développées et ont fourni des estimations d'intérêt majeur concernant les changements de masse des calottes polaires. Une plus grande certitude de ces estimations fut possible grâce à la combinaison d'observations issues d'un éventail de techniques de géodésie, dont chacune présente des intérêts et des faiblesses.

Les récentes analyses du bilan de masse des calottes au Groenland et en Antarctique ont été établies à partir de trois types de méthodes.

¹ Hanna E., Navarro F. J., Pattyn F., Domingues C. M., Fettweis X., Ivins E. R., Nicholls, R. J., Ritz C., Smith B., Tulaczyk S., Whitehouse P. L., Zwally J. (2013). *Ice sheet mass balance and climate change: a state of the science review*. Nature 28 p.

La méthode géodésique utilise des satellites radar (ou laser) altimétriques qui, par le biais de l'acquisition continue de profils d'altitude à travers les calottes glaciaires, permettent de cartographier mois après mois les variations de volume de ces dernières. Cependant, bien que cette approche ait révolutionné les procédures en matière d'estimation du bilan de masse (Rignot et Thomas, 2002 ; Shepherd et Wingham, 2007), de larges incertitudes demeurent. La plus grande incertitude concerne la conversion de la variation de volume en variation de masse, car les changements d'altitude de la calotte sont conditionnés par la densité de la neige/glace ayant entraîné ces variations d'altitude. Une autre difficulté dans l'exploitation de l'altimétrie radar est la sensibilité de la méthode à l'évolution temporelle du manteau neigeux, car la progression de l'onde est en partie limitée dans ce manteau (Berthier *et al.*, 2011).

Une seconde méthode combine observation et modélisation afin de comparer les gains de masse par accumulation avec les pertes. L'avantage de cette approche est qu'elle permet d'examiner les changements dans le bilan de masse de surface et dans les dynamiques glaciaires séparément, à l'échelle de bassins versants glaciaires individuels (Shepherd *et al.*, 2012). La principale limitation de cette méthode réside dans la quantification de l'accumulation neigeuse, notamment au vu de la rareté des mesures in situ sur le continent Antarctique. Une stratégie consiste à recourir à des modèles de circulation atmosphérique, pour estimer l'accumulation dans le passé et pour projeter son évolution future (Berthier *et al.*, 2011). Ces mêmes modèles sont aussi utilisés pour évaluer la fonte en surface et le regel partiel de l'eau de fonte dans le manteau neigeux des calottes. Cette modélisation reste néanmoins délicate, car peu de modèles sont adaptés aux conditions climatiques polaires (Agosta *et al.*, 2013).

Enfin, les mesures gravimétriques permettent, depuis la mise en orbite en 2002 de la mission GRACE (Gravimetry Recovery & Climate Experiment), de révéler les variations temporelles de poids des calottes polaires, et d'identifier par ce biais les zones où les pertes de masse sont les plus importantes. GRACE comprend deux satellites se suivant à 500 km d'altitude, chargés de cartographier les variations globales du champ de gravité avec une résolution de l'ordre de 400 km (Berthier *et al.*, 2011). En gravimétrie, la principale incertitude provient de la difficulté de corriger les effets du rebond postglaciaire, qui contribue pour une part significative du signal mesuré par les satellites (Berthier *et al.*, 2011 ; Shepherd *et al.*, 2012).

Chacune de ces approches repose sur des modèles et des conjectures différentes, ce qui donne inévitablement lieu à des divergences entre les résultats fournis par ces différentes techniques.

IV. Résultats

IV.1. État actuel du bilan de masse des calottes glaciaires

L'une des découvertes les plus remarquables de ces deux dernières décennies est sans doute la rapidité avec laquelle d'importants changements peuvent affecter les calottes polaires (Rignot et Thomas, 2002). Tandis que la précision et l'efficacité des techniques s'améliorent au fil des années de recherche scientifique, l'observation de changements toujours plus rapides et plus fréquents au niveau des calottes viennent réfuter l'hypothèse de stationnarité, selon laquelle les calottes glaciaires sont actuellement en état d'équilibre et le demeureront encore pour de nombreux siècles à venir (Alley *et al.*, 2008).

Dans l'étude menée par Hanna *et al.* (2013), les résultats révèlent qu'au cours de ces 20 dernières années, les calottes du Groenland et de l'Antarctique ont toutes deux perdu de la masse (Hanna *et*

al., 2013). Une récente réévaluation du bilan de masse des calottes glaciaires (Shepherd et al., 2012 ; voir *Figure 2*) démontre également qu'entre 1992 et 2011, les calottes du Groenland et de l'Antarctique ont perdu respectivement 1350 ± 1010 et 2700 ± 930 Gt de glace, ce qui équivaut à une élévation moyenne du niveau des mers de 11.2 ± 3.8 mm (360 Gt/an ~ 1 mm/an).

Par ailleurs, de nouvelles observations donnent une idée de la variabilité régionale considérable qui caractérise les calottes polaires en termes de bilan de masse. Tandis que la perte de masse de la calotte antarctique est globalement lente et évaluée à 0.2 mm/an, la calotte du Groenland, la Péninsule Antarctique et certaines parties du secteur Ouest de l'Antarctique subissent tous trois des pertes à rythme plus soutenu, de l'ordre de 1 mm/an. Selon cette dernière estimation, la calotte du Groenland contribuerait pour environ 70% des pertes totales actuelles venant des calottes glaciaires (Hanna *et al.*, 2013).

A l'échelle d'une calotte, les observations indiquent que les changements semblent s'opérer lentement dans les régions centrales, dont la variabilité est dominée par l'accumulation, et plus rapidement dans les régions côtières, dominées par la fonte et la décharge d'icebergs. Les données satellitaires révèlent en effet un épaississement dans hautes altitudes dans la zone centrale de la calotte du Groenland. Cependant, ce gain de masse n'est pas suffisant pour compenser la fonte accrue en surface le long des côtes d'une part, et par le vèlage d'icebergs dans l'océan d'autre part. En Antarctique, la perte de masse est maximale dans les régions côtières de la Péninsule Antarctique et du secteur Ouest de la calotte. Cette perte est néanmoins partiellement compensée par un épaississement à l'intérieur du continent et sur la majeure partie du secteur Est de l'Antarctique.

Les observations satellitaires suggèrent que de récents changements dans les taux d'écoulement des glaciers sont en grande partie responsables du déséquilibre global de la calotte antarctique (ACECRC, 2009 ; Bentley *et al.*, 2007).

❖ Le Groenland

Pour la calotte du Groenland, alors que les pertes étaient modérées durant les années 1990, celles-ci ont connu depuis une nette augmentation, notamment en raison des épisodes d'accélération des glaciers et de diminution du bilan de masse en surface (Fettweis *et al.*, 2013). D'après certaines estimations, le taux annuel total de perte de masse aurait plus que doublé entre les années 1990 et le 21ème siècle, et ce taux ne cesserait d'augmenter (Bentley *et al.*, 2007 ; Fettweis *et al.*, 2013). En outre, les récentes observations satellitaires révèlent des variations saisonnières significatives à l'intérieur de la calotte (Bamber *et al.*, 2007). Ainsi, les importantes pertes de masse survenues au cours de l'année 2010 étaient le résultat de taux anormalement faibles d'accumulation neigeuse et d'un écoulement accru (Shepherd *et al.*, 2012).

Une estimation récente, basée sur la combinaison de différentes techniques d'évaluation du bilan de masse, suggère que dans la partie nord de la calotte, la cause principale du changement de masse serait d'origine atmosphérique, tandis que dans la partie sud, l'effet de la dynamique des glaces serait dominante (Hanna *et al.*, 2013). Par ailleurs, il semblerait que la zone d'accélération des glaciers migre vers le nord, bien que cette expansion de la dynamique glaciaire n'apparaisse ni uniforme, ni progressive. En effet, la décharge d'icebergs est plus prononcée dans le sud-est de la calotte, ainsi que dans le nord-ouest, où les conditions plus froides ralentissent l'écoulement des glaciers qui forment alors des plateformes glaciaires flottantes (Rignot et Thomas, 2002).

❖ L'Antarctique de l'Est

L'Antarctique de l'Est, qui occupe plus de 75% de la calotte antarctique, était en équilibre approximatif durant les années 1990. Cependant, de récents changements observés dans la

surface d'élévation de la calotte suggèrent que le secteur Est n'est plus en équilibre aujourd'hui, bien que celui-ci ait gagné de la masse au cours des dernières années d'observation satellitaire (Shepherd *et al.*, 2012).

❖ La Péninsule Antarctique

Alors que proche de l'équilibre durant les années 1990, la Péninsule Antarctique a connu depuis d'importantes pertes de masse. De par sa proximité avec l'océan et sa position latitudinale peu élevée, la Péninsule Antarctique représente le secteur du continent le plus susceptible d'encourir les effets du réchauffement climatique actuel. Au cours du siècle dernier, la Péninsule Antarctique a subi un réchauffement régional environ six fois plus important que la moyenne globale (Rignot, 2006). Ce réchauffement s'est soldé par une accélération des glaciers, un retrait significatif du front glaciaire, et par l'engrenage d'une série de dislocations de plateformes glaciaires. Le secteur, qui n'occupe pourtant que 4% de la superficie continentale de la calotte antarctique, focalise à lui seul près de 25% des pertes totales des régions de la calotte antarctique dont le bilan de masse total est négatif (Shepherd *et al.*, 2012).

❖ L'Antarctique de l'Ouest

Entre 1992 et 2011, l'Antarctique de l'Ouest n'a cessé de perdre de la masse, et les données récoltées sur cet intervalle temporel révèlent que les pertes ont augmenté significativement durant cette période d'analyse (voir Figure 2). Le bilan de masse actuel de l'Antarctique de l'Ouest est dominé à la fois par des pertes de masse, localisées au niveau de la mer d'Amundsen, et, dans une moindre mesure, par des gains de masse d'origine dynamique pour le courant glaciaire Kamb (Shepherd *et al.*, 2012).

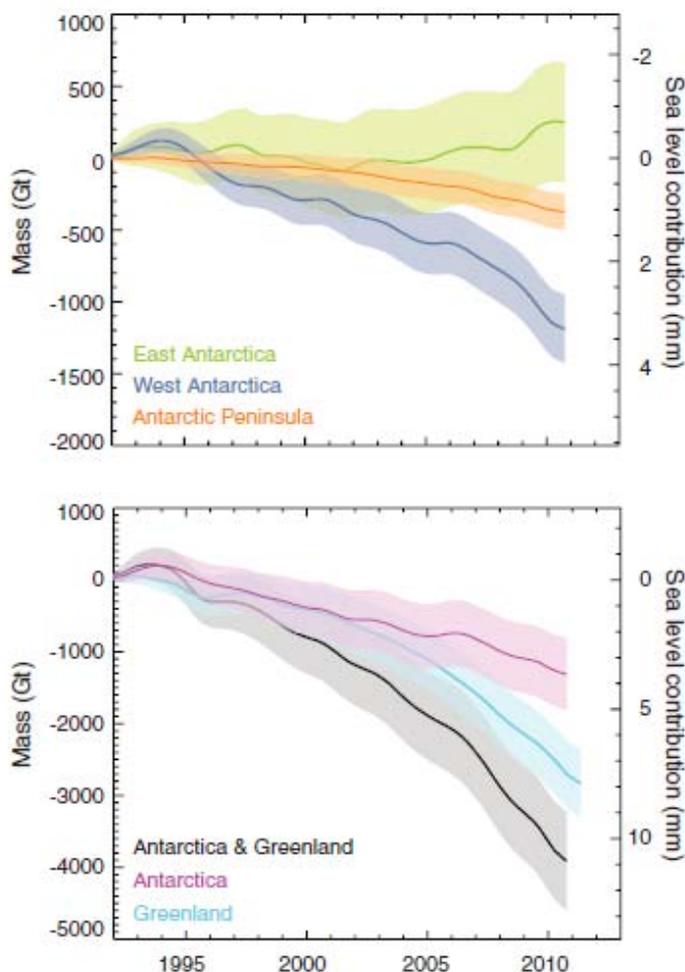


Figure 2. Variations cumulées de masse des trois secteurs de la calotte antarctique ainsi que de la calotte du Groenland, avec leur contribution équivalente au niveau global des mers (360 Gt correspondant à une hausse de 1 mm) entre 1992 et 2011 (Shepherd *et al.*, 2012).

IV.2. Projections quant à l'évolution future des calottes glaciaires

Une augmentation des températures globales se traduit par deux effets majeurs sur le bilan de masse des calottes glaciaires. D'une part, en raison de la plus grande quantité d'humidité que peut contenir l'atmosphère plus chaude, on s'attend à des précipitations neigeuses plus abondantes durant l'hiver. D'autre part, un réchauffement de l'air intensifiera la fonte des glaces et/ou des neiges en surface des calottes durant l'été.

Dans l'ensemble, les modèles de circulation générale prévoient une légère augmentation des précipitations neigeuses sur les deux calottes glaciaires. Pour la calotte du Groenland, le gain de masse par l'accumulation neigeuse en hiver sera toutefois dominé par la perte de masse due à l'intensification de la fonte en surface en été (Fettweis *et al.*, 2013).

Pour l'Antarctique, les prévisions dépeignent un scénario plus complexe. A court-terme, les modèles suggèrent que le gain de masse dû à l'augmentation de précipitations neigeuses sera suffisant pour l'emporter sur la perte de masse, de sorte que la calotte antarctique grandira globalement. Toutefois, de grandes incertitudes demeurent quant à la réponse des calottes marines et des plateformes glaciaires à un océan plus chaud (Hanna *et al.*, 2013).

De plus, il apparaît que l'effet de la dynamique des glaces ne peut être négligé pour la calotte du Groenland, pas même à l'échelle centennale, mais que cet effet ne deviendrait significatif pour l'Antarctique que sur le long-terme (Huybrechts et De Wolde, 1999). Pour toutes ces raisons, les modèles prévoient que pour des climats significativement plus chauds, les calottes du Groenland et de l'Antarctique perdront toutes deux de la masse, et contribueront donc positivement au niveau global des mers (Hanna *et al.*, 2013). Cependant, bien que les modèles s'accordent tous sur le fait que la contribution du Groenland sera plus importante que celle de l'Antarctique, l'ampleur des contributions potentielles respectives des deux calottes glaciaires demeure encore incertaine (Huybrechts *et al.*, 2004).

Par ailleurs, les récentes études ont mis en évidence que, même si le réchauffement climatique venait à se stabiliser, les calottes glaciaires continueraient à contribuer à la hausse du niveau des mers pour de nombreux siècles futurs. Bien que la probabilité que les deux calottes fondent entièrement au cours des siècles à venir soit quasi nulle, même dans le contexte d'un réchauffement global de 10°C, de très faibles changements dans le volume des calottes auraient des impacts significatifs pour le genre humain (Huybrechts et De Wolde, 1999).

Pour les calottes glaciaires, il existe plusieurs rétroactions qui, si elles étaient initiées, seraient susceptibles d'entraîner une perte de masse irréversible et une contribution positive au niveau océanique (IPCC, 2010). Une rétroaction positive accélère le processus, tandis qu'une rétroaction négative ralentit ce dernier.

❖ Le Groenland

Pour l'inlandsis groenlandais, une augmentation des températures affecterait principalement le bilan de masse de surface par une intensification de la fonte en surface, qui se produit déjà sur une grande partie de la calotte en été. Plusieurs rétroactions positives sont susceptibles d'accélérer cette fonte accrue en surface (Hanna *et al.*, 2013).

- 1) Une première rétroaction positive se traduit par un renforcement du réchauffement climatique dans les régions polaires, causé notamment par le retrait de la glace de mer sur l'Océan Arctique. L'amplification du réchauffement global dans les régions polaires arctiques

s'explique par un phénomène de réflexion nommé l'albédo. L'albédo est un indicateur de l'efficacité avec laquelle une surface réfléchit le rayonnement solaire incident. L'albédo de l'océan se situe approximativement autour de 0.06 (6%), ce qui fait de lui un très bon absorbant de l'énergie solaire, comparé à la glace de mer, qui réfléchit entre 50 et 70% de l'énergie solaire (NSIDC, 2013). Il s'ensuit que la glace de mer se réchauffe moins rapidement que l'océan adjacent, bien qu'elle subisse chaque année une fonte estivale. Une glace de mer rendue plus épaisse par une couverture neigeuse réfléchit même jusqu'à 90% du rayonnement solaire, ce qui permet de maintenir des températures froides au niveau de la banquise et contribue ainsi à retarder la fonte de cette dernière en été. Toutefois, lorsque cette neige commence à fondre, des bassins d'eau de fonte se forment à la surface de la glace de mer et, vu que l'eau possède un albédo plus faible (15%), il s'ensuit que l'albédo de la glace de mer diminue. Au fur et à mesure que les bassins d'eau grandissent et s'approfondissent, l'albédo devient de plus en plus faible, et la fonte en surface de la glace de mer s'intensifie, jusqu'à faire apparaître la surface de l'océan. L'océan absorbe intensément la chaleur, puis la transfère à l'atmosphère, de sorte qu'un cercle vicieux s'installe : la fonte induit un réchauffement de l'océan, qui à son tour réchauffe l'air, ce qui renforce le dégel de la banquise arctique (Schmidt, 2011). Lorsque l'étendue de la fonte atteint un certain seuil critique, l'effet de rétroaction de l'albédo peut alors entraîner une perte irréversible de la surface englacée résiduelle au-dessus de l'océan (Notz, 2009). De nombreux modèles climatiques suggèrent que le retrait de la glace de mer d'ici le milieu du 21^{ème} siècle sera en grande partie causé par l'effet combiné de la diminution de la couverture neigeuse au-dessus de la banquise et de l'augmentation de la surface libre des eaux océaniques, dues à la rétroaction de l'albédo (Bentley *et al.*, 2007).

2) Une deuxième rétroaction positive est celle de l'albédo de la neige, liée à l'expansion de la zone de fonte en surface de la calotte. Cet effet expliquerait la corrélation positive entre l'augmentation de la fonte en surface et l'augmentation des températures estivales. La rétroaction positive de l'albédo de la neige est un processus similaire à celui de l'albédo de la glace de mer. Lorsque les couches de neige accumulées pendant l'hiver fondent en été sur la calotte glaciaire, de la glace vive apparaît. L'albédo de cette dernière (0.3 à 0.5) étant inférieur à celui de la neige (0.7), la fonte en surface est donc plus importante. De plus, les eaux de fonte ne peuvent plus percoler à travers le manteau neigeux et regeler car la glace vive est imperméable (Harper *et al.*, 2012). Une légère élévation des températures de l'air entraînerait ainsi une migration de la zone de fonte en surface vers l'intérieur de la calotte. Une conséquence directe d'une intensification de la fonte en surface est la diminution du volume de la calotte par le drainage des eaux de fonte vers l'océan. Un effet indirect serait une lubrification basale des glaciers initiés en marge de la calotte, et de ce fait une accélération de leur décharge dans l'océan (Bentley *et al.*, 2007).

3) Une troisième rétroaction positive concerne l'amincissement de la calotte. Les fluctuations dans le bilan de masse en surface de la calotte affectent l'équilibre entre la zone d'accumulation et la zone d'ablation. Un amincissement important (jusqu'à 100 m) dû à une fonte accrue en surface, comme projeté en marge de la calotte groenlandaise (Fettweis *et al.*, 2013), devrait intensifier la fonte en surface sur cette zone, dans la mesure où l'altitude de cette zone serait plus basse et où il ferait donc moins froid.

4) Enfin, lorsque les pertes de masse par le vêlage d'icebergs dominent les gains de masse par l'accumulation de neige – ce qui est actuellement le cas pour le Groenland – l'eau de mer peut alors s'introduire à l'endroit où les glaciers côtiers se rattachent à l'inlandsis, et contribuer à l'érosion des berges de la calotte (Schmidt, 2011). Si ce processus persiste sur une durée suffisante, et si l'amincissement progresse vers l'intérieur de l'inlandsis, un retrait significatif de la calotte est inévitable. Néanmoins, si les conditions climatiques se

rétablissent suffisamment vite, l'effet de cette rétroaction est réversible. Il apparaît dès lors que la réponse de la calotte à un changement climatique, bien qu'apparemment linéaire sur une échelle de temps de quelques décennies, n'est pas linéaire sur des échelles temporelles plus longues (IPCC, 2010).

❖ L'Antarctique

Pour la calotte de l'Antarctique, contrairement à la situation au Groenland, les rétroactions positives ne deviendront significatives que sur le long-terme. On estime que, pour ces 100 à 200 années à venir, la contribution de la calotte antarctique à la hausse du niveau des mers devrait évoluer de façon logarithmique avec le réchauffement climatique, voire même négativement pour certaines projections (Hanna *et al.*, 2013).

Premièrement, l'intensification du réchauffement climatique résultant de la diminution de la couverture de glace de mer semble être plus faible que pour l'Arctique. Toutefois, un changement dans le courant antarctique circumpolaire serait en mesure de permettre à des eaux plus chaudes de pénétrer dans les zones côtières des plateformes glaciaires antarctiques. En effet, une intensification de la fonte de la glace de mer combinée à un écoulement accru d'eaux douces issues de la fonte de la calotte et des glaciers serait susceptible d'entraîner des changements majeurs dans la circulation océanique australe. Contrairement à la situation au Pôle Nord, la majeure partie de la glace de mer formée durant l'hiver au Pôle Sud ne subsiste pas l'été suivant. La fonte élevée de la banquise est due au fait que dans l'Océan Austral, des flux océaniques plus chauds se déplacent jusque sous la mer de glace et provoquent ainsi son dégel par la base, ou du moins empêchent sa conservation durant l'été austral. Certaines études ont par ailleurs suggéré qu'une disparition soudaine et irréversible de la banquise en Antarctique serait possible en hiver, bien que la probabilité que cet événement se produise réellement reste à évaluer (Notz, 2009).

Deuxièmement, dans la mesure où la température se situe largement en-dessous de 0°C même durant l'été, la fonte en surface n'affecte actuellement qu'une très faible part de la calotte antarctique. Il semble donc très peu probable que la fonte en surface puisse influencer la dynamique de la calotte de l'Antarctique de la même manière qu'elle affecte la calotte du Groenland. Une augmentation des températures ne devrait pas accroître la fonte en surface de manière significative durant ces 100 années à venir.

Troisièmement, suite à l'augmentation des températures, on s'attend à une augmentation significative des précipitations neigeuses au-dessus du continent antarctique, et par conséquent à un bilan de masse en surface plus élevé. Les modèles suggèrent que, à court terme, le gain de masse dû à des précipitations neigeuses plus abondantes l'emportera sur les pertes de masse. Pour l'Antarctique, la rétroaction liée à l'élévation de la calotte est donc négative, puisque dans un premier temps la calotte est supposée gagner de la masse et donc s'épaissir et se refroidir. A long-terme néanmoins, cet épaississement de la calotte devrait affecter sa dynamique.

Enfin, pour l'évolution de la calotte antarctique, la menace principale réside à l'interface glace/océan. Plus particulièrement, les changements qui surviennent au niveau des plateformes glaciaires ceinturant le continent sont les plus inquiétants, car les plateformes sont sensibles à la fois à la fonte en surface et à la fonte à la base (ACECRC, 2009).

Cette crainte est d'autant plus justifiée pour la calotte de l'Antarctique de l'Ouest, dont le lit se situe en-dessous du niveau des mers adjacentes. En l'absence des plateformes glaciaires et de leur effet d'étayage, une calotte marine telle que celle du secteur Ouest serait inévitablement instable. Lorsque le front glaciaire, ou zone d'ancrage, qui sépare la glace continentale de la glace flottante, s'avance vers la mer pour une raison quelconque, l'épaisseur du front diminue, réduisant ainsi

l'amincissement de la plateforme par le fluage de glace vers la mer. À l'inverse, un retrait du front glaciaire vers le centre de la calotte entraîne un épaissement de cette dernière, et par conséquent un fluage accru causant un retrait additionnel du front. Il existe donc une rétroaction positive supplémentaire pour la calotte de l'Antarctique, qui amplifie les perturbations initialement faibles au niveau de la ligne d'ancrage. Pour les calottes dont le lit se situe plus haut que le niveau des mers adjacentes, la rétroaction est négative et la position du front glaciaire reste stable (Bamber *et al.*, 2007).

Bien que la dislocation d'une plateforme n'influence pas la hausse du niveau de la mer puisqu'elle flotte déjà sur l'océan, elle y contribue en revanche de façon indirecte en provoquant l'accélération de l'écoulement des glaciers en amont, comme ce fut le cas notamment à la suite de l'effondrement de la plateforme Larsen B en 2002. Les changements d'écoulements consécutifs à la disparition des plateformes glaciaires se maintiennent sur une échelle temporelle de l'ordre de plusieurs décennies, et entraînent des effets irréversibles sur les glaciers (Rignot, 2006).

Par conséquent, le bilan de masse futur de la calotte de l'Antarctique sera déterminé par l'évolution de ses plateformes glaciaires, qui dépendra des conditions de température des océans (Huybrechts et De Wolde, 1999 ; Rignot, 2006). La fonte basale étant nettement plus efficace que la fonte en surface, même un faible réchauffement des eaux océaniques est susceptible de provoquer une dislocation des plateformes glaciaires. Actuellement, le réchauffement des eaux océaniques constitue la seule explication pour la fonte simultanée de toutes les plateformes glaciaires en Antarctique, et pour l'absence de leur épaissement en réponse à l'écoulement accru des glaciers. Néanmoins, la relation entre le réchauffement de l'Océan Arctique et le réchauffement climatique global reste difficile à prouver, en raison du peu d'observations disponibles dans cette région (Rignot, 2006).

V. Discussion

Suite aux conclusions tirées par Hanna *et al.* dans leur article paru en 2013, il apparaît que l'évolution du bilan de masse des calottes polaires et de leur future contribution à la hausse du niveau des mers reste difficile à déterminer. En matière de modélisation des calottes glaciaires, plusieurs défis majeurs ont été identifiés et restent encore à relever.

Le principal obstacle à la prédiction de l'avenir des calottes glaciaires réside dans l'incapacité à comprendre véritablement les facteurs fondamentaux à l'origine des changements actuels dans les calottes glaciaires. Les aspects clés de la dynamique des calottes qui demeurent à l'heure actuelle encore méconnus et mal implémentés dans les modèles sont la nature des interactions entre la glace et l'océan d'une part, et les interactions entre les calottes et leur lit sous-jacent d'autre part (Vaughan et Arthern, 2007). La connaissance de la dynamique marginale et basale des calottes est essentielle pour évaluer l'instabilité future des calottes glaciaires, ainsi que la propagation des changements générés sur les bords vers l'intérieur des calottes. Les incertitudes concernant ces processus résultent principalement du manque d'informations détaillées sur la topographie basale, l'hydrologie basale, la bathymétrie des fjords, l'épaisseur de la ligne d'ancrage, la vitesse d'écoulement des glaciers, ainsi que sur les propriétés de température, de densité et de circulation des océans adjacents (Bamber *et al.*, 2007 ; IPCC, 2010).

Une solution proposée par Hanna *et al.* pour une meilleure représentation du comportement dynamique des calottes glaciaires concerne le paramétrage des modèles des calottes glaciaires. Le recours à des modèles à plus haute résolution, caractérisés par un maillage moins fin et des résultats plus rapides que les modèles plus globaux, permettrait ainsi de mieux reproduire les changements associés aux processus de vêlage d'icebergs et de retrait de la ligne d'ancrage.

Par ailleurs, bien que des progrès significatifs aient été réalisés pour implémenter individuellement les mécanismes régissant la dynamique des calottes, les interactions existant entre ces différentes rétroactions ainsi que leur degré d'influence mutuelle demeurent encore mal représentées. Un couplage des modèles des calottes glaciaires avec les modèles de circulation atmosphérique et/ou océaniques et les modèles d'ajustement isostatique permettrait de prendre en compte l'ensemble des rétroactions des différents systèmes physiques, à savoir la cryosphère, l'océan et l'atmosphère. Cette démarche requiert des connaissances dans de multiples domaines, et des échantillonnages spatiaux et temporels très ciblés.

En Antarctique, la méconnaissance du fonctionnement du système global découle notamment de la courte existence des enregistrements instrumentaux pour les différents paramètres climatiques. En outre, le bilan de masse en surface (BMS) de la calotte antarctique reste encore mal évalué. Il n'existe en effet aucune mesure directe du BMS à l'échelle du continent, alors que des mesures directes de l'écoulement de la glace vers l'océan et des variations de masse totales de la calotte sont possibles. Actuellement, le BMS de la calotte antarctique est donc estimé principalement sur base de résultats de modélisation (Agosta *et al.*, 2013). Or les études menées récemment sur l'évolution des calottes glaciaires s'accordent toutes sur le fait qu'une part importante des incertitudes provient de la dispersion des valeurs fournies par les différents modèles climatiques globaux (Hanna *et al.*, 2013). Cette dispersion est due notamment aux différentes paramétrisations utilisées pour résoudre les divers processus climatiques et de la dynamique glaciaire (voir *Figure 3*). De plus, les estimations en termes de bilan de masse pour les calottes glaciaires, et surtout pour l'Antarctique, sont limitées par les erreurs de calibration et la validation des changements détectés par altimétrie satellitaire et par gravimétrie (IPCC, 2007). Par ailleurs, en dépit des récents efforts réalisés pour répertorier des données de qualité pour le BMS en Antarctique, ces données récoltées restent éparses et sont loin de couvrir l'ensemble du continent (Agosta *et al.*, 2013).

Pour le Groenland, bien que les modèles soient capables de représenter de façon acceptable le BMS de la calotte, des incertitudes subsistent quant aux composantes individuelles de la réponse dynamique de la calotte au réchauffement climatique. La rétroaction positive la plus significative dans les modèles d'évolution de la calotte est celle de l'augmentation de la surface de fonte liée à une diminution de l'albédo. Au contraire, les rétroactions positives liées à la dynamique des calottes sont lentes et de faible amplitude, ce qui les rend moins aisées à modéliser (Bamber *et al.*, 2007).

Enfin, en raison du manque de connaissances concernant les changements d'origine dynamique en marge des calottes glaciaires, et au vu de la rapidité de la réponse de ces dernières, la validité des extrapolations du bilan de masse total au-delà de quelques années est contestable. Bien que les changements affectant le BMS s'effectuent à un rythme plus lent que les changements de nature dynamique et réduisent de ce fait le taux d'erreurs pour les extrapolations à court-terme, la composante dynamique du bilan de masse total rend toute extrapolation à moyen et à long-terme très risquée (IPCC, 2010). En outre, au vu du caractère non-linéaire du comportement des calottes glaciaires, toute extrapolation devrait idéalement être réalisée avec prise en considération de la variabilité des systèmes associés aux calottes. La compréhension des fluctuations du proche passé des calottes glaciaires constitue par conséquent un outil-clé pour meilleure prédiction de l'avenir.

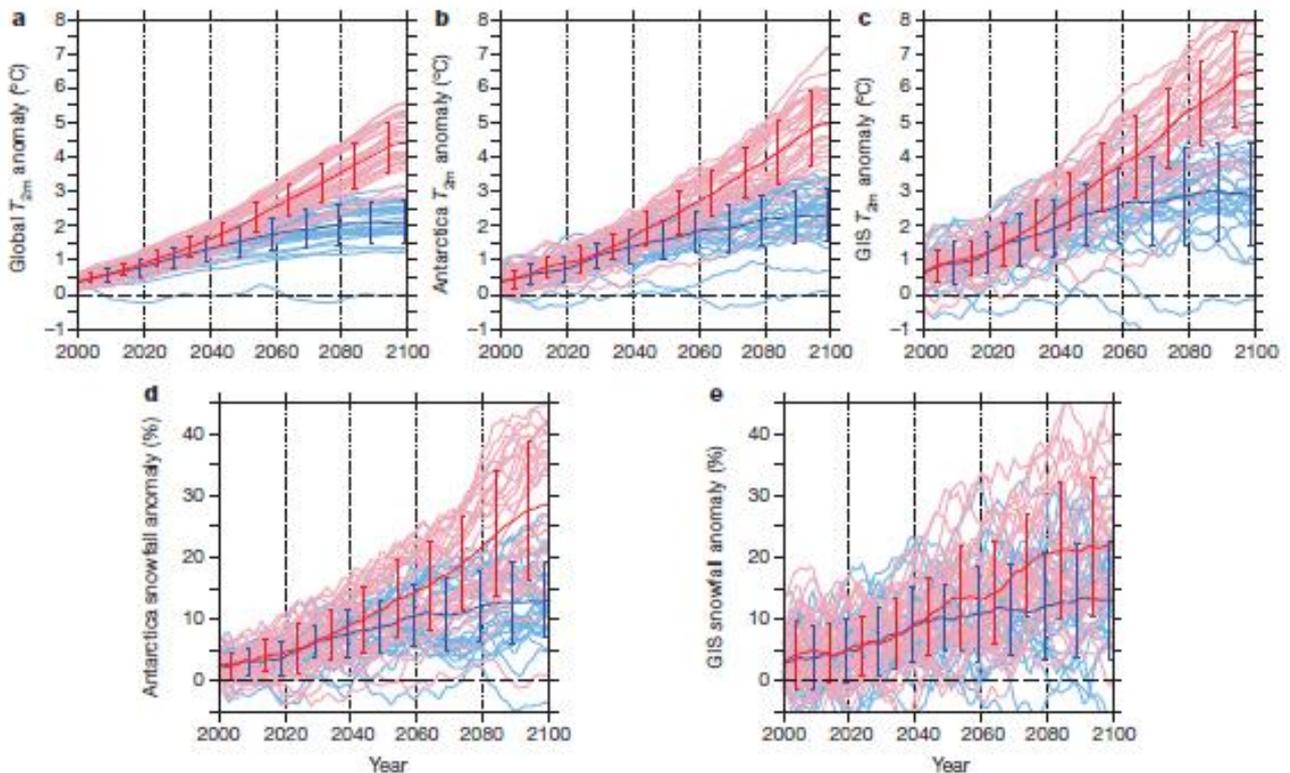


Figure 3. Comparaison des anomalies projetées en termes de température de l'air en surface et de précipitations neigeuses d'ici à 2100, au niveau mondial ainsi que de l'Antarctique et du Groenland (GIS).

VI. Conclusion

Les récentes études menées sur l'évolution des calottes glaciaires dans un climat globalement plus chaud ont révélé que notre capacité à comprendre les mécanismes naturels qui régissent ces environnements particuliers demeure, à l'heure actuelle, fort limitée. Ainsi, en dépit des récents avancements en matière de télédétection satellitaire et de modélisation, la dynamique des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique est encore mal représentée dans les modèles climatiques modernes car mal connue, et les incertitudes quant à l'avenir des calottes et du niveau global des mers restent considérables.

En outre, comme le soulignent Hanna *et al.* (2013), les résultats sur le bilan de masse des calottes du Groenland et de l'Antarctique manifestent une grande dispersion des valeurs pour les deux dernières décennies. Néanmoins, depuis 2012, les estimations fournies par les modèles ont commencé à produire des résultats plus uniformes pour chacune des calottes polaires.

Aussi bien les observations satellitaires que les modèles indiquent une tendance à la décroissance dans l'étendue des calottes du Groenland et de l'Antarctique au cours de ces dernières décennies, ainsi qu'une accélération très probable de cette tendance pour les siècles à venir. Toutefois, dans un même hémisphère, les changements associés au réchauffement climatique apparaissent variables selon les régions considérées. De manière générale, la calotte du Groenland, l'Antarctique de l'Ouest et la Péninsule Antarctique perdent significativement de la masse et continueront à s'amincir en dépit de l'accumulation accrue par des chutes neigeuses plus abondantes sur l'intérieur de ces régions. A contrario, les modèles dépeignent un scénario moins clair pour l'Antarctique de l'Est, dont le signe du bilan de masse total reste encore difficile à déterminer (Hanna *et al.*, 2013 ; Rignot et Thomas, 2002).

Par ailleurs, il ressort que la réponse des calottes glaciaires à des forçages externes peut s'étendre sur des échelles de temps très variées. L'homme, de par son manque de connaissance des régions polaires, et de par la durée très limitée de son existence face aux cycles glaciaires, peut difficilement envisager que la vitesse d'évolution des calottes puisse varier avec une telle amplitude temporelle. D'une part, l'inertie de la réponse des calottes glaciaires aux changements climatiques est telle que, même si le réchauffement actuel venait à se stabiliser, les calottes glaciaires continueraient à contribuer à la hausse du niveau des mers pour encore de nombreux siècles à venir. Une partie des changements actuels dans le bilan de masse des calottes du Groenland et de l'Antarctique traduisent d'ailleurs un ajustement à des changements climatiques remontant aussi loin que la dernière transition interglaciaire (Huybrechts *et al.*, 2004), autour de 11 700 avant notre ère. D'autre part, la réponse de la cryosphère à un réchauffement climatique n'est pas linéaire en raison de plusieurs rétroactions positives susceptibles d'accélérer le processus de déglaciation (Hanna *et al.*, 2013). Au cours de ces 20 dernières années, des changements d'une rapidité inattendue ont été observés au niveau du front glaciaire et du lit sous-jacent des calottes, où domine la dynamique des calottes. C'est donc de ce côté que doivent dorénavant se concentrer les recherches en matière de dynamique glaciaire. Or la modélisation du comportement dynamique des calottes glaciaires est entravée par le manque d'observations, la taille des calottes glaciaires représentant le premier facteur de défi pour la recherche et l'échantillonnage systématique.

Une réduction des incertitudes s'avère néanmoins essentielle pour établir de meilleures projections futures et assurer ainsi la mise en place de politiques climatiques adaptées aux futurs changements globaux. La poursuite de ces investigations est d'autant plus importante que la calotte de l'Antarctique Ouest risque, après le Groenland, de devenir dans un avenir climatique de plus en plus chaud l'une des sources majeures de l'élévation du niveau global des mers.

VII. Références

- (ACECRC) The Antarctic Climate & Ecosystems Cooperative Research Centre. (2009). *Polar ice sheets and climate change: global impacts*. Position Analysis 16 p.
- Agosta C., Favier V., Fettweis X., Genthon C., Gallée H., Krinner G. (2013). *Modélisation du bilan de masse de surface Antarctique : quelle stratégie et quelle validation ?*. http://www.meteo.fr/cic/meetings/2013/AMA/resumes/pres_064.pdf. Consulté le 28 avril 2013.
- Alley R. B., Fahnestock M., Joughin I. (2008). *Understanding Glacier Flow in Changing Times*. *Science* 322, pp. 1061-1062.
- Bamber J.L., Alley R.B., Joughin I. (2007). *Rapid response of modern day ice sheets to external forcing*. *Earth Planet Sci Lett* 257, pp. 1-13.
- Bentley C. R., Thomas R. H., Velicogna I. (2007). *Ice on the Land*. In: *United Nations Environment Programme (UNEP). Global Outlook for Ice and Snow*. UNEP/GRID-Arendal. Norvège. 238 p.
- Berthier E., Vincent C., Durand G., Krinner G. (2011). Bilan de masse des glaciers et des calottes polaires. In : Jeandel C. & Mosseri R. (Eds.). *Le climat à découvert. Outils et méthodes en recherche climatique*. CNRS Edition. pp. 56-58.
- (CIA) Central Intelligence Agency. (2013). *The World Factbook 2013*. Washington, DC: Central Intelligence Agency. <https://www.cia.gov/library/publications/the-world-factbook/geos/gl.html>. Consulté le 28 avril 2013.
- Fettweis, X., Franco, B., Tedesco, M., van Angelen, J. H., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., and Gallée, H. (2013). *Estimating the Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR*, *The Cryosphere* 7, pp. 469-489.

Hanna E., Navarro F. J., Pattyn F., Domingues C. M., Fettweis X., Ivins E. R., Nicholls, R. J., Ritz C., Smith B., Tulaczyk S., Whitehouse P. L., Zwally J. (2013). *Ice sheet mass balance and climate change: a state of the science review*. Nature 28 p.

Hanna E. Huybrechts P., Steffen K., Cappelen J., Huff R., Shuman C., Irvine-Fynn T., Wise S., Griffiths M. (2008). *Increased Runoff from Melt from the Greenland Ice Sheet: A Response to Global Warming*. Journal of Climate 21, pp. 331–341.

Harper N., Humphrey, Pfeffer W.T., Brown J., Fettweis X. (2012). *Greenland ice-sheet contribution to sea-level rise buffered by meltwater storage in firn*. Nature 491, pp. 240–243.

Huybrechts P., Gregory J., Janssens I., Wild M. (2004). *Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations*. Global and Planetary Change 42, pp. 83-105.

Huybrechts, P., De Wolde, J. (1999). *The Dynamic Response of the Greenland and Antarctic Ice Sheets to Multiple-Century Climatic Warming*, Journal of Climate 12, pp. 2169-2188.

(IPCC) The Intergovernmental Panel on Climate Change. (2010). In: IPCC Working Group I Technical Support Unit. Workshop on Sea Level Rise and Ice Sheet Instabilities. Stocker T., Dahe Q., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S., Midgley P. (Eds.). Bern, Switzerland: University of Bern. 227 p.

(IPCC) The Intergovernmental Panel on Climate Change. (2007). In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (Eds.). Cambridge, USA: Cambridge University Press. 996 p.

Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudlof B., Rubel F. (2006). World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. Meteorologische Zeitschrift 15 (3), pp. 259-263.

Nghiem S. V., Hall D. K., Mote T. L., Tedesco M., Albert M. R., Keegan K., Shuman C. A., DiGirolamo N. E., Neumann G. (2012). *The extreme melt across the Greenland ice sheet in 2012*. Geophysical Research Letters, 39, 6 p.

Notz D. (2009). *The future of ice sheets and sea ice: Between reversible retreat and unstoppable loss*. PNAS 106 (49), pp. 20590-20595.

(NSIDC) National Snow and Ice Data Center. (2013). *About the Cryosphere*. <http://nsidc.org/cryosphere/>. Consulté le 28 avril 2013.

Rignot, E. (2006). *Changes in ice dynamics and mass balance of the Antarctic ice sheet*. Philosophical Transactions of the Royal Society A 364, pp. 1637-1655.

Rignot E., Thomas R. (2002). *Mass Balance of Polar Ice Sheets*. Science 297, 1502-1505.

Schmidt C. W. (2011). *Out of Equilibrium? The World's Changing Ice Cover*. Environmental Health Perspectives 119(1), pp. A20–A28.

Shepherd A., Ivins E. R., Geruo A., Barletta V. R., Bentley M. J., Bettadpur S., Briggs K. H., Bromwich D. H., Forsberg R., Galin N., Horwath M., Jacobs S., Joughin I., King M. A., Lenaerts J. T. M., Li J., Ligtenberg S. R. M., Luckman A., Luthcke S. B., McMillan M., Meister R., Milne G., Mouginot J., Muir A., Nicolas J. P., Paden J., Payne A. J., Pritchard H., Rignot E., Rott H., Sørensen L. S., Scambos T. A., Scheuchl B., Schrama E. J. O., Smith B., Sundal A. V., van Angelen J. H., van de Berg W. J., van den Broeke M. R., Vaughan D. G., Velicogna I., Wahr J., Whitehouse P. L., Wingham D. J., Yi D., Young D., Zwally H. J. (2012). *A reconciled estimate of ice sheet mass balance*. Science 338, pp. 1183-1189.

Shepherd A., Wingham D. (2007). *Recent Sea-Level Contributions of the Antarctic and Greenland Ice Sheets*. Science 315, pp.1529-1532.

Vaughan D. G., Arthern R. (2007). *Why is it Hard to Predict the Future of Ice Sheets?* Science 315, pp.1503-1504.

Zwally, H. J., Li J., Brenner A. C., Beckley M., Cornejo H. G., Dimarzio J., Giovinetto M. B., Neumann T. A., Robbins J., Saba J. L., Yi D., Wang W. (2011). *Greenland ice sheet mass balance: distribution of increased mass loss with climate warming*. Journal of Glaciology 57 (201), pp. 88-102.