



HAL
open science

Amélioration des estimations d'épaisseur de glace de mer arctique par altimétrie spatiale

Kévin Guerreiro

► **To cite this version:**

Kévin Guerreiro. Amélioration des estimations d'épaisseur de glace de mer arctique par altimétrie spatiale. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2017. Français. NNT : 2017TOU30277 . tel-02924618

HAL Id: tel-02924618

<https://theses.hal.science/tel-02924618>

Submitted on 28 Aug 2020

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

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : *l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)*

Présentée et soutenue le *22/09/2017* par :

KÉVIN GUERREIRO

Amélioration des estimations d'épaisseur de glace de mer arctique par altimétrie spatiale.

MARIE-NOËLLE HOUSSAIS
JEAN TOURNADRE
JÉRÔME WEISS
JUILLETTE LAMBIN
JEAN-PHILIPPE GASTELLU
ALEXEI KOURAEV
ELENA ZAKHAROVA

JURY
LOCEAN
IFREMER
IST
CNES
CESBIO
LEGOS
LEGOS

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Président du jury
Directeur de thèse
Co-Directeur de thèse

École doctorale et spécialité :

SDU2E : Sciences de la Terre et des Planètes Solides

Unité de Recherche :

LEGOS - Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie Spatiales

Directeur(s) de Thèse :

Alexei KOURAEV et Elena ZAKHAROVA

Rapporteurs :

Marie-Noëlle HOUSSAIS et Jean TOURNADRE

Remerciements

Ce chapitre de vie se termine et il est temps de remercier les nombreuses personnes qui ont contribué à rendre cette expérience tant formatrice qu'enrichissante.

Je tiens tout d'abord à remercier le jury d'attribution des bourses doctorales qui, à l'époque, a suffisamment cru en moi et en notre projet de recherche pour nous accorder le financement de cette thèse.

Je remercie également tous les membres du jury, Marie-Noëlle, Juliette, Jean-Philippe, Jean et Jérôme. Vous avez tous accepté de faire parti de ce jury quand bien même une partie des thématiques traitées ne faisait pas partie de votre domaine de spécialité. Merci donc d'avoir pris ce "risque" et d'avoir fait les efforts nécessaires pour me rejoindre au carrefour de ces différentes thématiques.

Merci à Elena de m'avoir donné le goût de la glaciologie et de l'altimétrie durant mon stage de Master 2. Depuis ce moment, ces thématiques ne m'ont pas quitté et resteront celles qui m'ont ouvert au grand monde de la recherche. Merci aussi d'avoir guidé, dès le départ, le labo sur la thématique de la banquise arctique. C'est en grande partie grâce à ces efforts que j'ai pu franchir les portes de ce monde lointain.

Merci à Alexei pour toutes les discussions que nous avons eues. Elles m'ont offert un prisme de lecture nouveau et m'ont permis de prendre du recul sur mon travail. Mon regret le plus fort, que tu partages, est de ne jamais être allé sur le terrain pour voir la glace des hautes latitudes de mes propres yeux. Mais grâce à tes récits de campagne, à tes anecdotes et à tes photos j'ai une image de cette glace gravée au fond de ma tête.

Merci à Frédérique pour son soutien inconditionnel, son expérience et ses conseils qu'ils soient glaciologiques ou botaniques. Ton travail, bien avant que j'arrive au LEGOS, a été un terreau fertile sur lequel mon sujet de recherche a pu se développer à grand pas. Nos discussions quasi-philosophiques sur l'altimétrie spatiale ont permis d'aiguiser mon interprétation scientifique et m'ont aidé à produire mes propres fruits.

Merci à Sara, sans qui je n'aurais pas pu remplir la moitié de mes objectifs. Si j'avais du mettre en base et en forme les données que j'ai utilisées au cours de ma thèse, il aurait fallu que cette dernière dure une décennie. Grâce à toi, j'ai pu me concentrer quasi-exclusivement sur mon sujet de recherche. Ton aide est à l'image de ce que le CTOH apporte au laboratoire : $1 + 1 = 3$. Merci aussi d'avoir mis tant d'efforts pour continuer à faire vivre la thématique de la glace de mer au LEGOS. J'espère que cette thèse participera à l'essor de ce sujet de recherche dans les années à venir.

Merci à Denis, mon co-bureau tout au long des ces 3 années. Nos discussions dialectiques m'ont permis de m'évader lorsque mon cerveau s'échaudait sur des questions telles que "Mais bon sang de bonsoir, qu'est-ce que ce retracker est en train de retracker?". Merci aussi pour ta rigueur qui a été un exemple pour moi. Enfin et surtout, merci de ta bienveillance que ce soit envers moi ou bien envers les autres lorsque tu t'enquières de leur situation. Comme quoi, avec de la bienveillance et du bon sens, il n'y a pas besoin de despote.

Merci aux autres membres de l'équipe glacio que j'ai croisés : Étienne, Fifi, Aurélie, Thomas, Antoine, César, Inès, Joaquin, Vanessa, Philippe et tous ceux qui sont venus partager un café, quelques viennoiseries et des discussions sérieuses ou légères dans notre bureau. Ces petits moments de déconnexions m'ont permis de reprendre mon souffle pendant cette apnée qu'est la rédaction d'un manuscrit de thèse.

Je remercie également les collègues du CNES, de CLS et de Météo France (Amandine, François, Nicolas, Anne, Pierre, JC, Guillaume, Matthieu ...) avec qui j'ai pu échanger, tout au long de ces années, sur les données altimétriques et sur le suivi des paramètres de banquise. Ces nombreuses discussions et réunions ont permis que cette thèse se déroule au centre des débats techniques et thématiques.

Sur un plan moins scientifiques maintenant mais avec une importance tout aussi capitale : un grand merci à Martine, Nadine, Agathe et Brigitte pour leur bonne humeur même lorsque je rendais un ordre de missions avec des mois de retard ou que je les faisais courir à Labège à la pause déjeuner. Surtout, un grand merci à elles de m'avoir toujours soutenu dans l'organisation d'événements fédérateurs au sein des personnels non contractuels. Ceci n'est qu'un exemple de ce qu'elles réalisent au sein du laboratoire pour entretenir une dynamique bienveillante et solidaire.

Par ordre chronologique maintenant...

Merci à ma mère pour son soutien aveugle au cours de ces longues années d'études. Tu n'as jamais cessé de me soutenir et de m'encourager. J'espère que cela continuera même étant devenu docteur.

Merci à ma marraine qui a toujours été là pour moi, de part et d'autre de l'Atlantique, de l'hémisphère Nord à l'hémisphère Sud, de Clermont à Toulouse. Tu m'as montré l'exemple et continue encore de le faire.

Merci à mon Grand-Père, à qui je dois mon goût pour la science et peut-être même ma vocation. Je remercie aussi toute ma famille : Swan, Lucas, Candice, Mélina, Thierry, ma Grand-Mère, Stéphanie et Tonton pour leur chaude présence.

Merci à mes amis de master, dont une bonne partie est aussi devenue docteur : Thomas, Simon, Katixa, Chloé, Audrey et Aude... Comme quoi, on peut ne rien comprendre aux cours de couche limite et s'en sortir dans la vie!

Merci aux auvergnats Tot, Nikos, Bat, Mak, Julie, Bebeuf... qui après toutes ces années continuent de répondre présent même pour assister à une soutenance imbitable. Heureusement, il y avait du Saint-Nectaire et du rouquin!

Un grand merci à tous les doctorants que j'ai rencontrés et qui m'ont soutenu en me faisant partager leurs expériences : Cori, Laurence, Vanessa, Oscar, Guillaume, Charlotte, Marine, Wilhem, Fifi, Marine, Michel, Aude, Simon, Alice, Émilie, Lise et la liste est encore longue... A tous, je vous souhaite le succès que vous méritez.

Enfin, je remercie celle qui a vécu au rythme de ma thèse pendant 3 ans et qui n'a cessé de m'encourager dans les moments où j'en avais le plus besoin. Merci Sarah.

A quoi bon soulever des montagnes quand il est si simple de passer par-dessus ?

Boris Vian

Résumé

Les observations spatiales d'extension de glace de mer montrent que la banquise arctique a fortement réduit au cours des 40 dernières années, avec une nette tendance à l'accélération depuis la fin des années 1990. Bien que les processus expliquant cette fonte accélérée soient en partie compris, les modèles de banquise ne reproduisent pas clairement les variations d'extension observées. Cette mauvaise représentation des modèles est généralement attribuée à une méconnaissance des rétroactions climatiques. Parmi ces rétroactions, nous souhaitons nous intéresser à l'une d'entre elles en particulier : l'amincissement de la glace de mer. Cet amincissement est généralement associé à une fonte plus précoce et à une accélération de l'export de glace. L'amélioration de la représentation de l'épaisseur de banquise est donc nécessaire pour mieux comprendre les variations d'extension de banquise observées au cours des dernières décennies.

Contrairement aux données d'extension de banquise, il n'existe pas à l'heure actuelle de données d'épaisseur de glace à l'échelle du Bassin Arctique couvrant une longue période (> 20 ans). En revanche, de multiples études ont montré qu'il était possible d'estimer l'épaisseur de glace à l'échelle du Bassin Arctique à partir de l'altimétrie spatiale. Pour mesurer l'épaisseur de glace par altimétrie, on emploie généralement la technique du "franc-bord". Cette méthode consiste à estimer par altimétrie spatiale l'épaisseur de glace émergée (le franc-bord) et à convertir cette mesure en épaisseur totale en résolvant l'équation d'hydrostatique qui existe entre la glace recouverte de neige et l'océan. La méthode du franc-bord a été appliquée à diverses missions altimétriques (ERS-2, Envisat et CryoSat-2) depuis 1995 et devrait ainsi pouvoir fournir une série temporelle d'épaisseur de glace de plus de 20 ans. Cela dit, il n'existe à ce jour aucune série temporelle d'épaisseur de glace couvrant plus de 6 années. Cette absence d'une longue série temporelle est principalement due à un manque de continuité de la mesure du franc-bord liée à l'évolution des techniques radar (altimétrie conventionnelle/altimétrie SAR) ainsi qu'aux incertitudes liées à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace. Dans ce contexte, cette thèse a pour objectifs d'analyser les biais inter-missions de franc-bord et d'améliorer la conversion du franc-bord en épaisseur de glace en exploitant au mieux la mesure altimétrique. Pour remplir ces objectifs, un travail de fond est réalisé sur l'interaction de la mesure radar avec l'environnement de la banquise (neige, rugosité, etc).

Les résultats de l'analyse de la mesure radar sur la banquise permettent d'établir la plus longue série temporelle d'épaisseur de glace de mer disponible à ce jour (2002-2016). L'analyse de cette série temporelle montre que la banquise s'est amincie en moyenne de $0.013(\pm 0.09)$ m.an⁻¹ au cours de la période 2002-2016. Cet amincissement est principalement attribué à la réduction de surface de glace pérenne ayant eu lieu au cours de la même période. La forte incertitude associée à cette tendance est quant à elle attribuée à l'importante variabilité inter-annuelle de l'épaisseur de banquise arctique.

Mots clés : Arctique, banquise, neige, franc-bord, épaisseur de glace, altimétrie radar, Low Resolution Mode, Synthetic Aperture Radar.

Abstract

Satellite observations have shown that the arctic sea ice extent has strongly decreased during the last 40 years, with a clear increase of the shrinking since the 90's. While the mechanisms responsible for this accelerated shrinking are relatively well known, sea ice models do not clearly reproduce the observed extent variations. This inaccurate representation is generally attributed to a misunderstanding of the arctic system climate feedbacks. Among these feedbacks, we seek to study one of them in particular : the sea ice thinning. Sea ice thinning is generally associated with an earlier seasonal melt as well as an increase in sea ice export ; both tend to accelerate the sea ice retreat. A good representation of sea ice thickness is therefore necessary to improve our understanding of the arctic sea ice extent variations observed during the last decades.

Unlike sea ice extent data, there are currently no pan-Arctic sea ice thickness observations covering a large period (> 20 years). However, several studies have demonstrated the potential of satellite altimetry to retrieve sea ice thickness at a basin scale. To measure sea ice thickness from radar altimetry, the "freeboard" technique is generally employed. This methodology consists of estimating the thickness of the emerged sea ice (freeboard) from radar altimetry and then converting this measurement to sea ice thickness, using an equation for the hydrostatic equilibrium that exists between the snow covered sea ice and the ocean. The freeboard methodology has been applied to diverse altimetric missions (ERS-2, Envisat and CryoSat-2) since 1995 and should allow the retrieval of more than 20 years of pan-Arctic ice thickness. However, the previous estimates of sea ice thickness are data shorter than 6 years in duration. This absence of a long ice thickness time series is mostly due to the difficulty in providing continuity between the different altimetric missions (conventional altimetry/SAR altimetry) as well as to the uncertainties related to the freeboard-to-thickness conversion. In this context, this thesis makes an analysis of the freeboard inter-mission biases and improves the freeboard-to-thickness conversion in order to produce long term ice thickness estimates. To achieve these goals, a thorough analysis of the interaction between the radar signal and the sea ice parameters (snow, roughness, etc) is performed.

The analysis of the radar signal physics over sea ice allows to derive the longest time series of arctic sea ice thickness ever established to this day (2002-2016). The analysis of this time series shows that sea ice has thinned from $0.013(\pm 0.09)$ m.year⁻¹ in average during the 2002-2016 period. The ice thinning is mainly attributed to the loss of perennial sea ice that occurred during the same period while the high uncertainty associated with this trend is associated to the important inter-annual variability of arctic sea ice thickness.

Keywords : Arctic, sea ice, snow, freeboard, ice thickness, radar altimetry, Low Resolution Mode, Synthetic Aperture Radar.

Table des matières

Résumé	vii
Abstract	ix
Table des sigles et acronymes	xv
Introduction générale	1
1 L’océan Arctique et sa banquise	3
1.1 L’océan Arctique	3
1.2 Le climat arctique	5
1.3 La banquise arctique	6
1.4 Variabilité décennale de l’extension de banquise arctique	12
1.5 Rôle de l’épaisseur de glace dans la réduction de l’étendue de banquise	15
1.6 Objectifs de la thèse et plan du manuscrit	17
2 L’altimétrie spatiale	19
2.1 Introduction.	19
2.2 Histoire de l’altimétrie	20
2.3 L’orbitographie	21
2.4 De l’impulsion radar à la forme d’onde	22
2.5 Le retracking	27
2.6 Corrections atmosphériques et océaniques	28
2.7 Pénétration du signal radar dans la neige	30
2.8 L’altimétrie et la glace de mer : limites du mode LRM	31
2.9 L’altimétrie SAR	33

3	Méthodes d'estimation d'épaisseur de glace de mer	39
3.1	Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord	39
3.2	Autres méthodologies d'estimation d'épaisseur de glace de mer	61
4	Continuité de la mesure d'épaisseur de glace entre altimétrie LRM et altimétrie SAR	67
4.1	Introduction	67
4.2	Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré	70
4.3	Discussion et perspectives	92
5	Analyse des variations d'épaisseur de la banquise arctique sur la période 2002-2016	95
5.1	Introduction	95
5.2	Cartes d'épaisseur de glace sur la période 2002-2016	96
5.3	Validation des données	97
5.4	Tendances et incertitudes	102
5.5	Comparaison avec d'autres données d'épaisseur de glace	105
5.6	Discussion et perspectives	110
6	Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale	113
6.1	Introduction	113
6.2	Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions	115
6.3	Discussion et perspectives	137
7	Conclusion et perspectives	139
7.1	Conclusion	139
7.2	Perspectives	141

A Figures annexes	153
B Tables annexes	155
C Description des jeux de données d'épaisseur de glace annexes	159
Bibliographie	171
Résumé	173

Table des sigles et acronymes

ASD	<i>Altimetric Snow Depth</i>
AO	<i>Arctic Oscillation</i>
BGEP	<i>Beaufort Gyre Exploration Project</i>
CNES	<i>Centre National d'Études Spatiales</i>
ESA	<i>European Space agency</i>
FYI	<i>First Year Ice</i>
GIEC	<i>Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat</i>
IMB	<i>Ice Mass Balance</i>
ITU	<i>International Telecommunication Union</i>
LRM	<i>Low Resolution Mode</i>
MSS	<i>Mean Sea Surface</i>
MYI	<i>Multi Year Ice</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
OIB	<i>Operation Ice Bridge</i>
PP	<i>Pulse-Peakiness</i>
RMSD/E	<i>Root Mean Square Difference/Error</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
TFMRA	<i>Threshold First Maximum Retracker Algorithm</i>

Introduction générale

Le 5^{ème} rapport du GIEC publié en 2014 indiquait que la moyenne globale des températures de surface combinant les terres émergées et les océans avait augmenté de 0.85°C au cours de la période 1880–2012. Dans ce contexte de réchauffement climatique, les éléments climatiques les plus sensibles sont très certainement ceux de la cryosphère, c’est à dire les calottes polaires, les glaciers, la banquise et le pergélisol.

Parmi ces objets, seule la banquise se forme au niveau de l’océan. On la retrouve au niveau de l’Océan Arctique dans l’hémisphère Nord et au niveau de l’Océan Austral dans l’hémisphère Sud.

La banquise joue un rôle majeur dans le climat global. Du fait de ses propriétés optiques, la glace réfléchit 50 à 90% du rayonnement solaire tandis que l’océan n’en réfléchit que 10%. Les millions de km² de glace de mer recouvrant l’océan participent donc à réduire la température moyenne du globe. Cette relation entre banquise et climat suggère que les variations d’étendue de banquise sont susceptibles d’impacter en retour l’ensemble du climat. Voilà pourquoi le suivi de l’état de la banquise est primordial pour améliorer la représentation du climat global.

Depuis les premières observations globales d’extension de glace obtenues par satellite en 1975, les banquises Arctique et Antarctique ont subi des sorts bien différents. Tandis que l’extension minimum annuelle de la banquise Arctique a diminué en moyenne de 13.6%/décennie entre 1979 et 2017, celle de la banquise Antarctique a elle augmenté sur la même période de 3.3%/décennie. Parmi les causes multiples pouvant expliquer ces variations (températures de l’air, circulation atmosphérique, etc), cette thèse a pour mission de se consacrer à l’une d’entre elles en particulier : L’amincissement de **l’épaisseur de glace**.

L’épaisseur de glace joue un rôle fondamental puisqu’elle conditionne la fragilité thermodynamique à travers la fonte et la fragilité mécanique à travers le morcelage et l’export. Par conséquent, il est primordial d’être en capacité de mesurer l’épaisseur de banquise afin de mieux comprendre la relation qu’il existe entre extension et épaisseur de banquise.

A l’heure actuelle, la seule méthode permettant de mesurer l’épaisseur de glace de mer à l’échelle des bassins océaniques repose sur **l’altimétrie satellitaire**.

L’altimétrie satellitaire à vocation géophysique a débuté dans les années 1970 avec la volonté de mesurer le niveau des océans à l’échelle du globe. Ce n’est que depuis les années 1990 que cette technique instrumentale s’est ouverte à l’étude des surface gelées.

A travers cette thèse, nous découvrirons le fonctionnement de l’altimétrie radar et nous verrons comment une petite plate-forme située à des centaines de kilomètres de la Terre permet de mesurer l’épaisseur de glace de mer avec une précision remarquable. Nous montrerons également que les techniques de mesure actuelles présentent d’importantes limitations qu’il est nécessaire de corriger afin d’améliorer les estimations d’épaisseur de banquise.

Face au temps limité qu’offre une thèse de doctorat, nous limiterons notre étude à la banquise Arctique et nous laisserons momentanément de côté la banquise Antarctique. Le choix

de l'Arctique est principalement motivé par une bibliographie plus fournie ainsi que par un réseau de mesures suffisamment dense pour valider les mesures satellites.

Pour terminer cette introduction parlons de la philosophie de notre approche. Cette thèse se trouve à mi-chemin entre la physique de la mesure et la géophysique. Nous ne parlons pas ici d'un amalgame de disciplines mais de la liaison étroite et réciproque qui existe entre l'observateur et l'observé. Ce travail de thèse passe donc d'abord par une description approfondie du milieu d'étude et de l'instrument avec lequel nous allons l'observer (Chapitre I, II & III). Une fois ce travail d'introduction terminé, nous pourrons alors passer à l'amélioration du suivi de la banquise par altimétrie radar (Chapitre IV & VI). Enfin, nous utiliserons ces observations d'épaisseur de glace nouvellement produites afin d'étudier pour la première fois les variations d'épaisseur de banquise Arctique sur une période longue (Chapitre V).

L'océan Arctique et sa banquise

1.1 L'océan Arctique

L'océan Arctique s'étend sur une superficie totale d'environ 14 millions de km^2 , soit une surface de l'ordre de 20 fois la France. Il est formé d'un ensemble de mers situées autour du pôle Nord magnétique. Tout au long de cette thèse, je ferai référence aux noms de ces mers afin de décrire spatialement les résultats scientifiques. Pour le lecteur qui ne serait pas familier avec la géographie de la région, une carte de ces mers est présentée figure 1.1.a.

D'Ouest en Est, l'océan Arctique est limité dans sa partie méridionale par l'Archipel du Svalbard, le nord de la Scandinavie, l'Asie, l'Amérique du Nord, le Groenland et enfin l'Islande. Sa plus large ouverture avec le reste de l'océan mondial est située au Nord de l'océan Atlantique et plus particulièrement au niveau du détroit de Fram où la profondeur du seuil atteint 2600 m. L'océan Arctique communique également avec l'océan Pacifique par le détroit de Béring et avec la Mer de Baffin à travers les nombreux canaux formés par le grand Archipel Canadien. On distingue 3 grands bassins profonds : le Bassin Canadien, dans la partie ouest de l'Arctique¹ et les Bassins d'Amundsen et de Nansen situés dans la partie est de l'Arctique (figure 1.1.b). La dorsale séparant les bassins Canadien et d'Amundsen est appelée dorsale de Lomonosov tandis que la dorsale séparant les bassins d'Amundsen et de Nansen est appelée dorsale de Gakkel.

La circulation générale de l'océan Arctique est tout d'abord composée du Gyre anti-cyclonique de Beaufort situé, comme son nom l'indique, dans la mer de Beaufort. Le gyre de Beaufort est un gyre océanique forcé par la présence quasi-permanente d'un système de hautes pressions couvrant une grande partie de l'Arctique de l'Ouest. Une étude récente a montré que le gyre de Beaufort forme un gigantesque dôme d'eau peu salée équivalent à environ 70 000 km^3 d'eau douce auxquels se sont ajoutés environ 8 000 km^3 entre 1995 et 2010 (GILES et al., 2012). Cet accroissement du stock d'eau douce a été attribué à une augmentation de l'anomalie négative de rotationnel du vent qui a eu pour conséquence de faire monter le niveau de la mer d'environ 2 $cm.an^{-1}$ dans cette région au cours de cette même période.

La circulation générale de l'océan Arctique est également composée du courant de dérive transpolaire qui s'étend des côtes sibériennes jusqu'au détroit de Fram. L'existence de ce courant est connue depuis déjà bien longtemps puisque le Norvégien Nansen a tenté entre 1893 et 1896 d'y laisser dériver le Fram dans le but de se rapprocher le plus possible du pôle Nord (NANSEN, 1897) .

1. L'Ouest Arctique désigne généralement la partie se trouvant entre -180° et 0° .

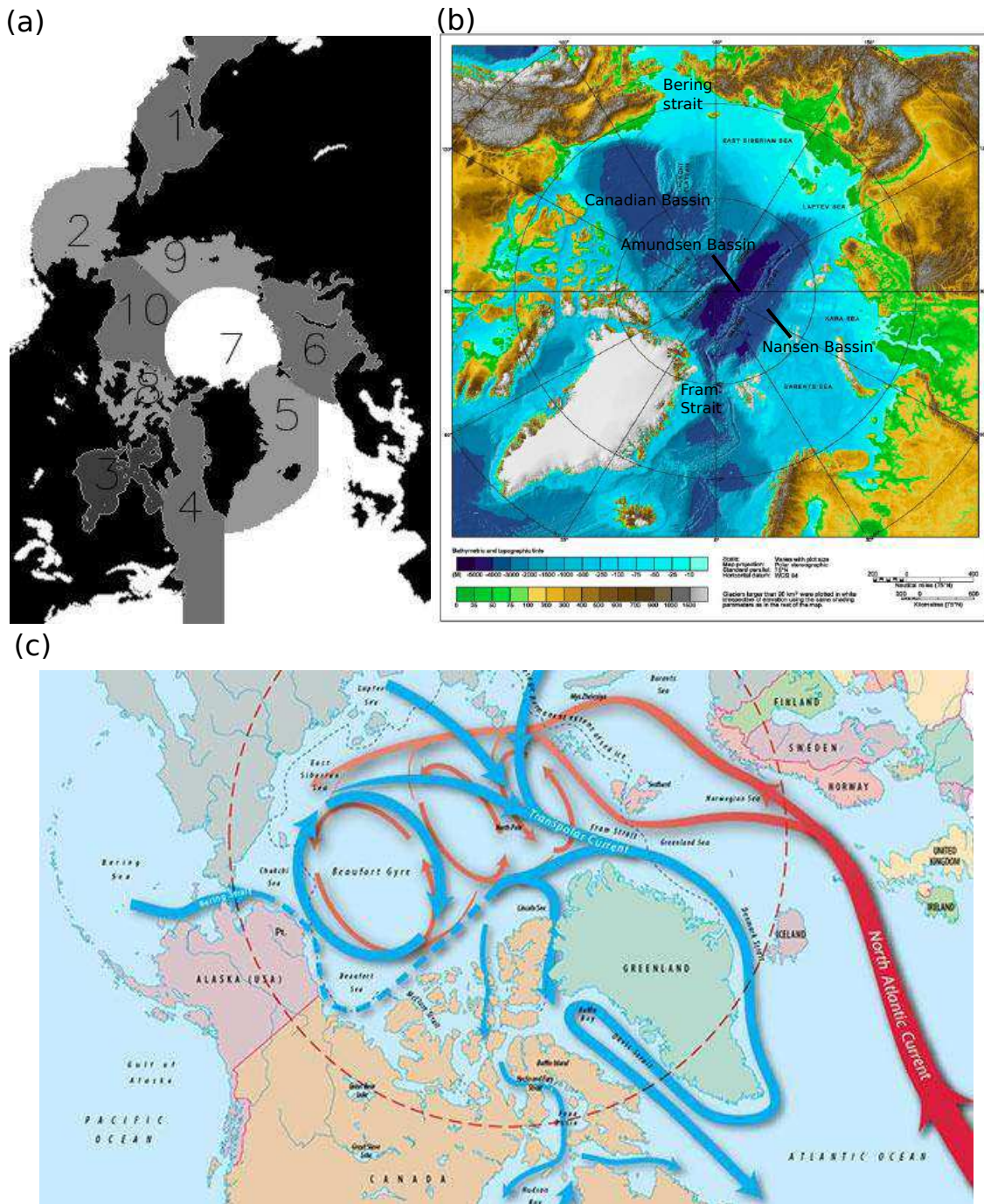


FIGURE 1.1 – (a) Carte des différentes mer constituant l'océan Arctique : La mer d'Okhotsk (1), la mer de Bering (2), la bay de Hudson (3), la Bay de Baffin (4), la région Est-Groenlandaise (5), les mers de Kara et de Barent (6), l'Arctique central (7), l'Archipel Canadien (8), les mers de Laptev et Est-Sibériennes (9) et le bassin du Canada (10). Tirée de (MARKUS et al., 2009), (b) Carte de la bathymétrie de l'océan Arctique et de la topographie des continents environnants. Adapté de <https://www.ngdc.noaa.gov>. (c) Carte de la circulation générale de surface et de subsurface de l'océan Arctique. La couleur rouge indique le transport de masses d'eau chaude et la couleur bleue indique le transport de masses d'eau froide. Tirée de <https://www.whoi.edu>.

1.2. Le climat arctique

Enfin, la circulation générale de l'océan Arctique comprend la terminaison de la dérive Nord-Atlantique qui apporte des eaux chaudes et salées en provenance de l'océan Atlantique. Cet apport d'eau chaude salée joue un rôle majeur dans la formation de la banquise puisqu'elle contribue à la formation d'une épaisse halocline froide dans l'ensemble du bassin et induit la formation d'une forte stratification à la surface de l'océan. Ainsi, malgré le refroidissement et la densification des eaux de surface, cette stratification limite le mélange vertical et permet à l'eau de surface de se refroidir jusqu'à atteindre la température de gel.

1.2 Le climat arctique

Comme chacun le sait, l'Homme a pendant longtemps cru que la surface de la Terre était plate. Cette représentation simpliste de notre planète allait cependant être bouleversée lorsque Parménide (V^{ème} siècle av J.-C) comprit que l'ombre circulaire observée à la surface de la lune pendant les éclipses était celle de la Terre et que cette dernière devait alors avoir une forme sphérique. Très vite, cette découverte entraîna un constat étonnant : si la Terre est ronde, alors ses extrémités inférieure et supérieure, les pôles, devraient recevoir moins de rayonnement solaire par unité de surface que le reste de la surface terrestre. Ainsi naissait la première théorie climatique : le globe terrestre serait divisé en deux zones glacées aux pôles, une zone bouillante infranchissable à l'équateur et deux zones intermédiaires suffisamment tempérées pour que la vie puisse s'y développer. L'expédition de Pythéas en 330 av J.-C allait confirmer l'existence d'une zone froide autour du Pôle Nord.

Depuis ces premières découvertes, nos connaissances sur le climat arctique ont fortement évolué et nous permettent aujourd'hui d'en faire une description très précise.

Comme l'avaient imaginé les grecs de l'antiquité, le flux de radiations solaires reçu à la surface de la Terre dépend de la latitude considérée. Aux pôles, les rayons de soleil arrivent avec une grande inclinaison et apportent peu d'énergie par unité de surface. Le taux de radiation net de surface reçu en moyenne entre 65°N et 90°N varie de 0 $W.m^{-2}$ en hiver à 200 $W.m^{-2}$ au cœur de l'été (voir figure 1.2.a).

En hiver, la plupart des régions arctiques ne reçoivent aucune radiation solaire, c'est ce qu'on appelle la nuit polaire. Au pôle, cette nuit polaire dure 6 mois (entre le 21 Décembre et le 21 Juin) tandis que plus au sud, comme au Spitzberg par exemple (79°N), la nuit polaire ne dure "que" 3 mois.

Cette absence de rayonnement solaire en hiver est à l'origine d'un fort déséquilibre énergétique, c'est à dire que la Terre émet plus d'énergie en direction de l'espace qu'elle n'en reçoit par rayonnement solaire. Une partie de ce déséquilibre est compensée par le transport méridien de chaleur par l'atmosphère (cellule polaire) et l'océan Atlantique (dérive Nord-Atlantique). Malgré cet apport de chaleur en provenance des basses latitudes, les températures moyennes en Arctique dépassent rarement -20°C en hiver et restent le plus souvent au dessous de 10°C en été (voir figure 1.2.b).

Au niveau de l'océan Arctique, le taux de précipitations est comparable à celui d'un désert. Cette caractéristique climatique s'explique par la présence de la banquise qui réduit l'évaporation ainsi que par les subsidences atmosphériques de la cellule polaire qui limitent les

formations nuageuses. Les précipitations sont légèrement plus importantes en été lorsque les températures deviennent plus chaudes et que l'océan se libère de sa banquise. La plupart du temps, ces précipitations tombent sous forme de neige mais il arrive également qu'il pleuve en été lorsque les températures sont suffisamment élevées.

Au cours des dernières décennies, le climat arctique a subi d'importants changements, avec notamment une augmentation des températures de surface de $0.72^{\circ}\text{C}/\text{décennie}$ entre 1980 et 2005 (COMISO, 2006). Les températures mesurées actuellement au niveau du cercle polaire n'ont plus été atteintes depuis au moins 44 000 ans (MILLER et al., 2013). L'origine de ce réchauffement est comme pour le reste du globe lié en grande partie à l'activité anthropique et à la consommation de carbone fossile (STOCKER, 2014). Il est également important de souligner que l'Arctique s'est réchauffé en moyenne 3 à 4 fois plus vite que le reste de la planète (HANSEN et al., 2010). L'augmentation plus rapide des températures de la zone arctique est généralement attribuée aux mécanismes appelés "rétroactions". Une rétroaction est un phénomène déclenché par une perturbation initiale qui agit en retour sur le système qui l'a fait naître. Elle peut être positive, auquel cas elle aura la même conséquence que la perturbation qui l'a créée ou bien négative, auquel cas elle aura un effet inverse à la perturbation qui l'a créée.

La rétroaction la plus importante en Arctique est certainement la modification de l'albédo de surface. On appelle albédo l'indice qui caractérise la capacité d'une surface à réfléchir le rayonnement solaire en direction de l'espace. Lorsqu'une surface a un albédo égal à 1, elle réfléchit tout le rayonnement solaire sans rien n'absorber de son énergie. Au contraire, si cette surface a un albédo de 0, toute l'énergie solaire est absorbée et participe ainsi à l'augmentation des températures du système Terre. L'océan a un albédo environ égale à environ 0.1 et absorbe donc une quantité relativement importante de rayonnement solaire. Au contraire, l'albédo de la glace (0.50-0.70) et de la neige qui la recouvre (0.70-0.90) est relativement élevé, ce qui procure à la banquise une forte capacité de réflexion du rayonnement solaire. Ainsi, la diminution des étendues de la banquise observée au cours des dernières décennies (voir section 1.4) a eu pour conséquence de faire chuter l'albédo et de réchauffer l'océan et l'atmosphère (PEROVICH et al., 2007).

Concernant l'avenir du climat arctique, la plupart des études s'accordent à dire que l'augmentation des températures arctiques va encore s'accélérer au cours des prochaines décennies pour atteindre environ 7 à 9°C de plus à la fin du XXI^{ème} siècle (HANSEN et al., 2010). Cette augmentation des températures de surface devrait inévitablement causer la disparition de la banquise arctique estivale avant la fin du XXI^{ème} siècle (STOCKER, 2014).

1.3 La banquise arctique

1.3.1 Embâcle

Aussi appelée glace de mer, la banquise se forme dans l'océan à partir d'eau de mer. Il ne faut pas la confondre avec les icebergs qui eux, sont formés par les chutes de neige tombées à la surface des calottes glaciaires et qui ont rejoint la mer sous l'effet du vêlage.

1.3. La banquise arctique

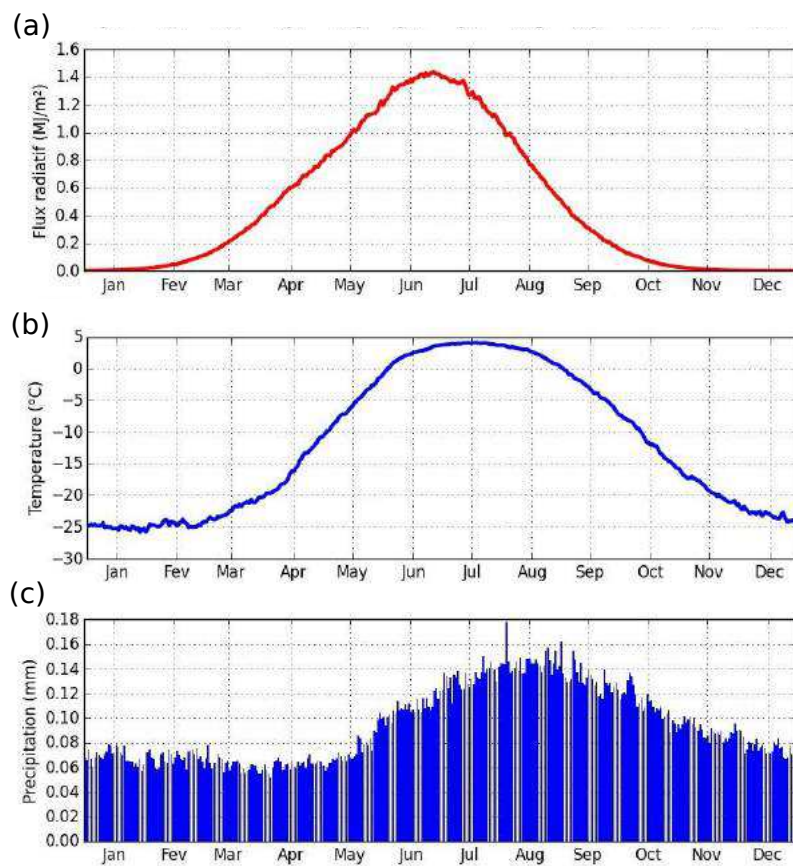


FIGURE 1.2 – Cycle annuel moyen (a) du flux de raditions solaires, (b) des températures à 2 mètres et (c) des précipitations en équivalent liquide. Les moyennes sont estimées sur la période 1980-2010 et pour la zone 65-90°N à partir de la ré-analyse ERA-interim.

La formation de la banquise, communément appelée "embâcle", se déroule selon un schéma bien particulier. A la fin de l'été, la température de l'atmosphère refroidit la couche de surface océanique et de petits cristaux de glace commencent à se former lorsque la température atteint environ -1.86°C . La différence de température de congélation entre l'eau douce (0°C) et l'eau de mer est due à la présence de sel dans l'eau de mer qui dilue les molécules d'eau et l'empêche de geler à la température habituelle.

Si la mer est agitée, une couche de glace frazil (petites aiguilles et plaquettes) se forme en surface et s'agglomère pour former de la glace en forme de "crêpe" (voir figure 1.3.a). Par la suite, les crêpes de glace finissent par se souder et donnent naissance à une banquise relativement rugueuse.

En cas de mer calme, la formation de la banquise est légèrement différente puisqu'elle débute par l'apparition d'une couche de glace sombre et élastique appelée "Nilas" (figure 1.3.b). Lorsque la couche de Nilas a atteint une épaisseur d'environ 15 cm, la glace devient complètement blanche et prend l'allure d'une banquise continue et relativement plate.

Une fois formée, la banquise continue de s'épaissir par le bas sous l'effet des températures atmosphériques négatives. Il est important de noter que cette croissance thermodynamique est un processus non-linéaire puisque la glace joue le rôle d'isolant entre l'atmosphère froide et l'océan plus chaud. Ainsi, plus la banquise épaissit et plus l'impact des températures atmosphériques à sa base est amorti, en conséquence de quoi la glace épaisse grossit moins vite que la glace fine à température égale.

La déformation mécanique de la glace joue également un rôle important dans la croissance verticale de la banquise. En effet, les mouvements de convergence dus à l'effet du vent créent de fortes pressions mécaniques latérales et donnent lieu à la formation de crêtes de compression (cf. figure 1.3.c) qui tendent à augmenter localement l'épaisseur de glace (WEISS et al., 2007; RAMPAL et al., 2008). Une étude récente a montré que dans certaines régions de l'Arctique, plus de 50% d'augmentation d'épaisseur de la banquise peut être attribuée à la déformation mécanique (KWOK et CUNNINGHAM, 2016).

En sommant les effets thermodynamique et mécanique, la banquise arctique croît en moyenne de 1 à 2 m chaque hiver (LAXON et al., 2013).

Au plus fort de l'hiver, la banquise recouvre l'ensemble de l'océan Arctique et s'étend même dans les mer d'Okhotsk, de Bering et de Baffin. L'étendue de glace atteint son maximum annuel en Mars (14-16 millions de km^2) et son minimum en Septembre (4-8 millions de km^2) (cf. figure 1.4). Vu depuis l'espace, la banquise est donc l'objet géophysique qui affiche la plus grande dynamique saisonnière avec une surface de glace grande comme environ 15 fois la France qui disparaît chaque été au profit de l'océan avant de se reformer à nouveau en automne.

1.3.2 Débâcle

La croissance de la banquise s'arrête au début du printemps, période à laquelle le rayonnement solaire commence à réchauffer l'atmosphère et la surface de la glace. Commence alors le processus de fonte de la banquise que l'on appelle "débâcle". Comme pour l'embâcle, la débâcle s'opère selon un schéma précis. Tout d'abord, les températures positives et le rayon-

1.3. La banquise arctique

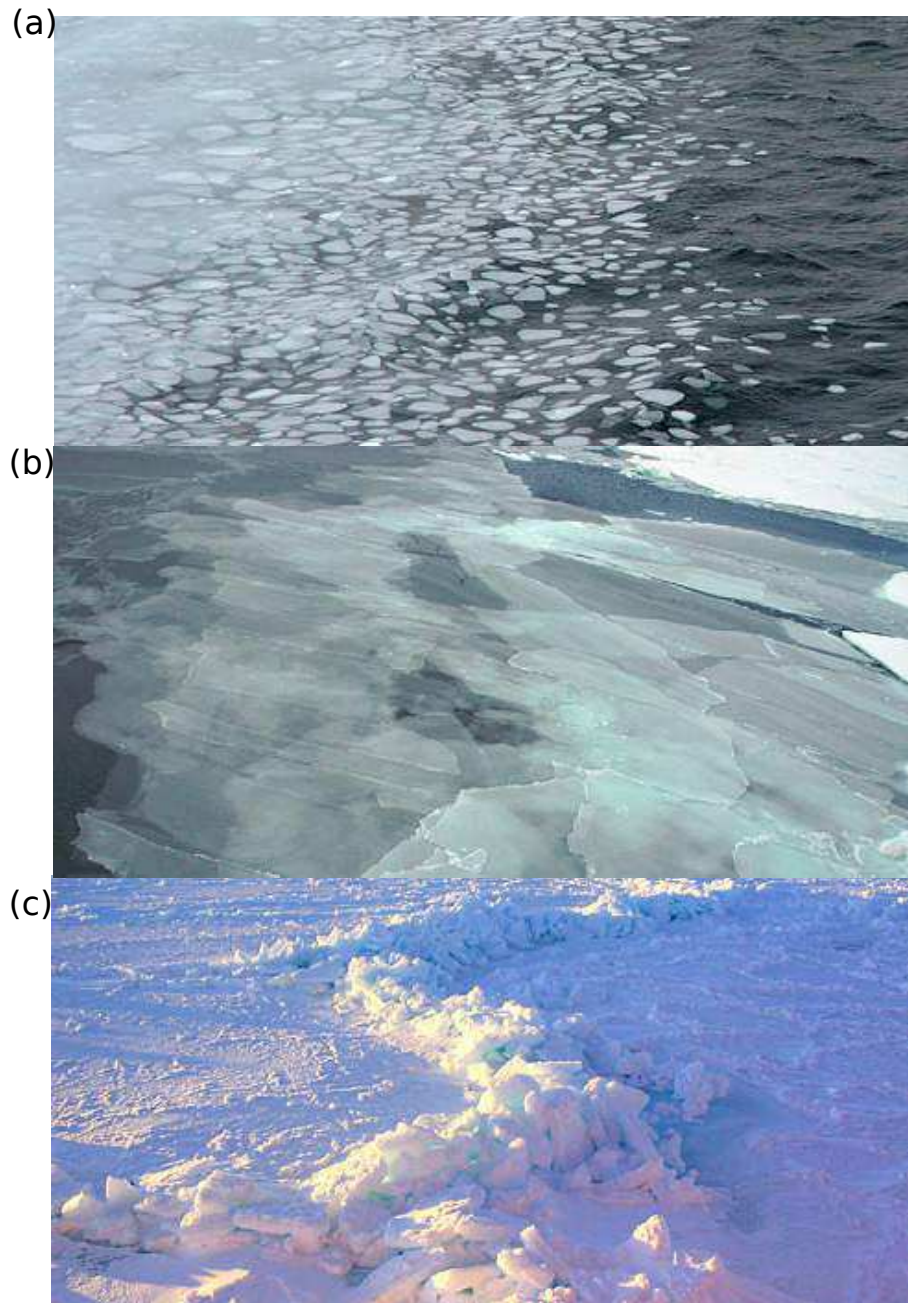


FIGURE 1.3 – Photographies de (a) crêpes de glace et (b) glace Nilas prises par Don Perovich, Cold Regions Research and Engineering Laboratory. (c) Photographie d’une ride de pression, prise par Ted Scambos, National Snow and Ice Data Center.

nement solaire commencent à faire fondre la neige et la surface de la banquise. Environ un quart de l'eau formée par cette fonte est piégée à la surface de la banquise sous forme de mares de fonte (melt ponds en anglais), la moitié percole à travers la glace poreuse et le reste de l'eau déborde tout simplement dans l'océan (EICKEN et al., 2002). La formation des mares de fonte modifie fortement les caractéristiques de surface de la banquise. En particulier, l'albédo de l'eau (0.05-0.2) plus faible que celui de la neige (0.7-0.9) conduit à une absorption d'énergie beaucoup plus importante. En outre, la plus forte conductivité thermique de l'eau contenue dans les mares de fontes ($0.60 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) par rapport à celle de la neige ($0.11 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$) conduit d'avantage l'énergie thermique et participe ainsi à éroder la glace. Cette fonte de surface est le processus dominant de l'ablation de la banquise arctique avec une perte d'épaisseur estimée entre 0.3 à 1 m chaque été.

La fonte par le bas de la banquise engendrée par le réchauffement de l'océan joue également un rôle important et peut atteindre 0.6 m en une saison (PEROVICH et al., 2003).

Lorsque la glace est suffisamment fragilisée, les vents et la circulation océanique fracturent la banquise en une multitude de plaques. La banquise morcelée prend alors le nom de "pack". Le passage de banquise uniforme au stade de pack rend la glace plus mobile et le vent peut alors transporter les plaques de glace à des vitesses de plusieurs kilomètres par jour. Une partie importante de la banquise est alors expulsée dans les océans plus au sud, où elle fond rapidement. Chaque année, c'est entre 0.8 et 1.2 millions de km^2 de glace qui sont exportés au travers du seul détroit de Fram (HALVORSEN et al., 2015).

La banquise qui survit à la fonte et à l'export est appelée glace pérenne ou glace multi-annuelle tandis que la glace qui n'a vécu qu'un seul hiver est appelée glace saisonnière. Lorsque l'été se termine, la débâcle prend fin et un nouvel embâcle commence.

1.3.3 Caractéristiques physiques de la glace de mer

Au cours de sa formation, la banquise emprisonne une partie importante du sel contenu dans l'eau de mer (entre 5 et 10 g.kg^{-1}). Ce sel se retrouve principalement concentré sous forme d'une solution aqueuse appelée saumure. A mesure que la banquise se développe, la saumure se regroupe sous forme de poches en creusant un réseau de chenaux important et en rendant la banquise très poreuse. Ces poches de saumure migrent ensuite vers la base de la banquise jusqu'à être expulsées dans l'océan sous forme de fines plumes.

Au moment de la formation de la banquise, la glace piège également de l'air sous forme de petites bulles. Plus l'embâcle est rapide et plus le contenu en air est grand (WADHAMS et DAVIS, 2000).

La variabilité du contenu en air et en sel de la banquise induit une variabilité importante de ses propriétés physiques. En particulier, la conductivité thermique de la glace varie de $1.8 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour la glace pérenne à $2.2 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour la glace saisonnière (PRINGLE et al., 2006). Tout comme la conductivité thermique, la densité de la glace de mer dépend du contenu en sel et en air de la banquise. Cette densité varie de 720 kg.m^{-3} pour la glace pérenne à 940 kg.m^{-3} pour la glace saisonnière (TIMCO et FREDERKING, 1996).

La structure macroscopique de la banquise est également très variable. Sous l'action du vent et de la circulation océanique, des crêtes de compression se forment et peuvent atteindre

1.3. La banquise arctique

une dizaine de mètres de hauteur en surface et encore bien plus sous l'eau. De plus, les mares de fonte vidangées créent une forte rugosité de l'ordre de 50 cm de haut à la surface de la glace pérenne. Il faut cependant noter que cette rugosité n'est pas visible à l'œil nu car la neige qui recouvre la banquise lisse sa surface.

L'action du vent et des courants océaniques crée aussi de grandes fractures dans la banquise que l'on appelle généralement par le terme anglais "leads". Les leads peuvent atteindre une largeur de plusieurs kilomètres et une longueur de plusieurs centaines de kilomètres. On les retrouve principalement dans les zones de forte circulation océanique comme par exemple dans la mer de Beaufort (ZAKHAROVA et al., 2015 ; WILLMES et HEINEMANN, 2015). Lorsqu'un lead s'ouvre, l'océan est immédiatement refroidi par l'atmosphère et une couche de glace nouvelle fine et lisse se forme rapidement à sa surface.

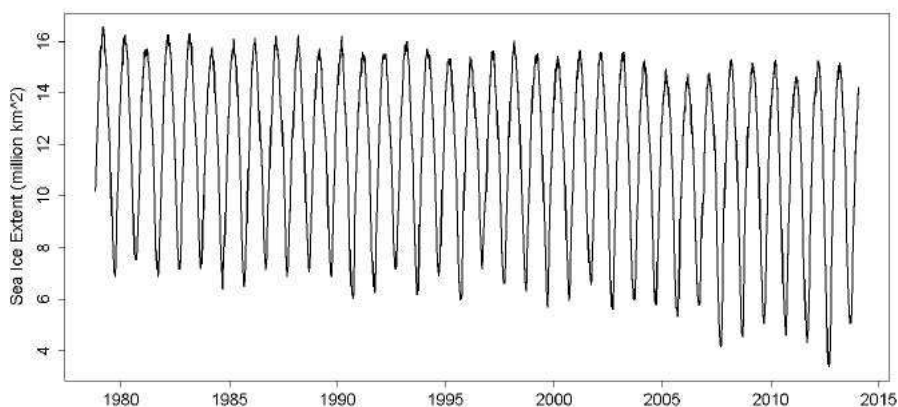


FIGURE 1.4 – Graphique montrant les variations inter-annuelles d'extension de la banquise arctique mesurées à partir d'imagineurs radiométriques satellitaires. Tirée de http://nsidc.org/data/seaice_index/

1.3.4 Manteau neigeux

Afin que la description de la banquise soit complète, une caractéristique manque encore à l'appel : le manteau neigeux. Dès que la banquise est formée, la neige commence à s'accumuler à sa surface. L'essentiel du manteau neigeux se forme en fin d'automne/début d'hiver suite à d'importantes tempêtes de neige (STURM et al., 2002). Le reste de l'hiver, les chutes de neige sont moins fréquentes et l'accumulation est moins importante. Les autres processus responsables de la variation d'épaisseur de la couverture neigeuse sont l'érosion (transport par le vent et chute dans les leads) et la sublimation (passage de l'état solide à gazeux). Bien que l'impact de ces phénomènes soit encore mal estimé, des études ont montré qu'ils pouvaient causer des variations du manteau neigeux de plusieurs centimètres (STURM et al., 2002).

Du fait de la variabilité de la période d'apparition de la banquise, l'épaisseur de neige à la surface de la banquise est spatialement in-homogène. La glace formée en milieu d'hiver n'est recouverte que par quelques centimètres de neige tandis que la glace présente au début de l'automne est recouverte par un manteau neigeux pouvant atteindre 80 cm à la fin de l'hiver

(STURM et al., 2006). L'épaisseur de neige dépend également des caractéristiques de la glace. La neige se trouvant sur de la glace lisse sera moins résistante face à l'érosion du vent que la neige se trouvant sur de la glace rugueuse qui retient cette dernière plus facilement.

Le manteau neigeux est généralement constitué de 3 types de neige : la neige fraîche, le "wind slab" et le givre de profondeur. La neige fraîche est définie comme la neige tombée au cours des dernières 24 heures. Elle ne s'est pas encore métamorphosée et conserve ses caractéristiques (taille et forme) acquises au moment du dépôt. Le wind slab est formé pendant les tempêtes de neige au cours desquelles le vent brise les gros grains de neige en de petites structures (0.3-0.8 mm) et tasse la neige pour former une couche relativement dense (300-400 $kg.m^{-3}$). Le givre de profondeur se forme quant à lui à la base de la couverture neigeuse au début de l'hiver, lorsque de forts gradients de température induisent un métamorphisme qui transforme les grains de neige en cristaux pouvant atteindre 5 à 15 mm (STURM et al., 2006). Le givre de profondeur a une densité relativement faible comparé au reste du manteau neigeux (280-350 $kg.m^{-3}$).

La neige joue un rôle thermodynamique important dans la formation de la banquise puisqu'elle isole l'atmosphère froide de la glace et ralentit ainsi sa croissance. A l'inverse, son albédo (0.7-0.9) étant plus fort que celui de la glace (0.5-0.7), elle limite l'absorption d'énergie solaire au printemps et ralentit ainsi la fonte de la banquise.

1.4 Variabilité décennale de l'extension de banquise arctique

L'océan Arctique est une région immense et très difficile d'accès. Par conséquent, le suivi de l'ensemble de l'extension de la banquise est un exercice qui peut s'avérer particulièrement complexe. Dans ce contexte, les observations spatiales permettent d'étudier la glace de mer à des résolutions temporelle et spatiale incomparables. En particulier, les imageurs radiométriques permettent d'obtenir tout au long de l'année (de jour comme de nuit) des cartes quotidiennes d'étendue de glace de mer à une résolution kilométrique et cela malgré la couverture nuageuse.

Le suivi par satellite de la concentration de glace de mer a débuté en 1974 avec le lancement de la mission Electrically Scanning Microwave Radiometer ESMR et s'est poursuivi avec les missions Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) en 1978, Special Sensor Microwave Imagers (SSM/I) de 1987 à 2007 et Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS) de 2008 à nos jours. En parallèle, la mission Advanced Microwave Scanning Radiometer (AMSR) avec les radiomètres AMSR-E (2002-2011) et AMSR-2 (2012-) a également permis de mesurer l'étendue totale de la banquise de 2002 jusqu'à aujourd'hui. A ce jour nous disposons d'une archive de presque 40 ans d'observations quotidiennes d'étendue de banquise arctique grâce aux mesures satellites.

L'exploitation de ces données a permis de montrer que la surface de banquise arctique a considérablement diminué depuis les premières mesures réalisées à la fin des années 1970. Cette diminution de la surface de banquise est plus forte en été (-13.3%/décennie) qu'en hi-

1.4. Variabilité décennale de l'extension de banquise arctique

ver (-2.7%/décennie) comme en atteste la figure 1.5. Cette différence du comportement de la banquise entre l'hiver et l'été est principalement due au fait que malgré le réchauffement climatique (HANSEN et al., 2010), les températures restent fortement négatives en hiver et permettent ainsi de régénérer presque entièrement la banquise.

Communément, on représente les variations d'extension minimale de la banquise (en Septembre) plutôt que ses variations annuelles moyennes. Au delà de l'aspect "sensationnel", l'extension minimale est une donnée qui caractérise bien l'état de santé de la banquise puisqu'elle correspond à la surface de glace qui a survécu à l'été.

En Septembre 2012, la surface de glace de mer a provisoirement atteint son plus bas record avec une extension de 3.5 millions de km^2 , soit environ 2 fois moins que durant les années 1980 (cf. figure 1.5.a). Il n'est nul doute que ce triste record devrait être battu dans les prochaines années.

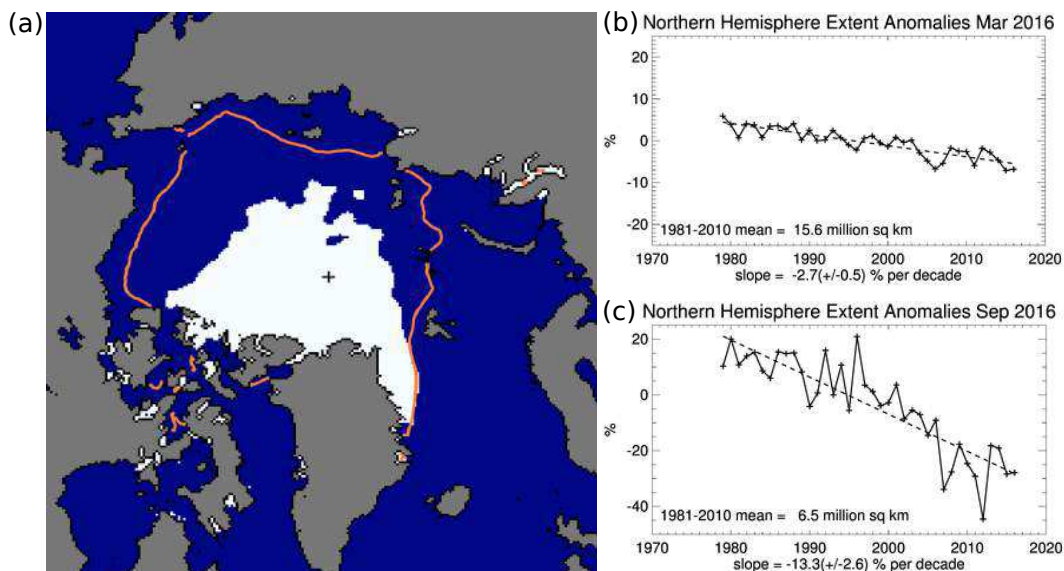


FIGURE 1.5 – (a) Carte de la banquise arctique (en blanc) à son plus bas record d'extension, le 16 Septembre 2012. La courbe orange montre la limite médiane du minimum d'extension calculée sur la période 1979-2000. Tirée de http://nsidc.org/data/seaice_index/. (b) et (c) Graphiques montrant les anomalies mensuelles moyennes de l'extension de glace de mer dans l'hémisphère Nord données en pourcentage respectivement pour les mois de Mars et Septembre. Tirés de http://nsidc.org/data/seaice_index/

Dès la fin du XXème siècle, des études ont montré que la variabilité naturelle du climat ne pouvait pas entièrement expliquer la diminution de l'extension de la banquise arctique observée au cours des dernières décennies (VINNIKOV et al., 1999 ; GREGORY et al., 2002). Plus récemment, l'étude de KAY et al., (2011) a démontré qu'environ la moitié de la diminution de l'extension de la banquise entre 1979 et 2005 était liée à la variabilité naturelle et que le reste était dû à l'émission anthropique de gaz à effet de serre. Ces résultats sont particulièrement intéressants puisqu'ils montrent que même si le forçage anthropique exerce un rôle important sur les variations d'extension de la banquise, la variabilité interne reste malgré tout un acteur majeur des changements constatés. L'impact de la variabilité naturelle sur les tendances

d'extension de la banquise est particulièrement important pour des échelles allant de 2 à 20 ans. Concernant les tendances supérieures à 20 ans, comme celle observée au cours des 4 dernières décennies, le rôle de l'activité anthropique est cependant beaucoup plus grand que celui de la variabilité naturelle (KAY et al., 2011).

Lorsque l'on rentre plus en détail dans les mécanismes responsables de la diminution de l'extension de la banquise, on se rend vite compte que le système océan/glace/atmosphère arctique est truffé de rétroactions et qu'il est bien compliqué d'estimer la part de chacun des processus physiques dans la diminution de l'étendue de la banquise arctique. Néanmoins, cet exercice est nécessaire pour bien situer le contexte scientifique de cette thèse.

Afin de comprendre pourquoi la banquise a connu un tel retrait, il faut d'abord se pencher sur la circulation atmosphérique. En effet, la circulation atmosphérique conditionne le transport de la banquise par les vents, l'apport de chaleur depuis les moyennes latitudes ou encore l'installation de conditions cyclonique ou anticyclonique. A travers ces différents phénomènes, elle influence donc fortement les conditions de développement de la banquise et joue un grand rôle dans les variations de son extension.

Pour caractériser l'état de la circulation atmosphérique au-dessus de l'océan Arctique, on fait souvent appel à l'Oscillation Arctique (OA) aussi appelée Northern Annual Mode (NAM). L'OA est un indice des variations de pression inter-annuelle enregistrées au niveau de la mer entre 20°N et le pôle Nord et qui est généralement associé à des régimes de circulations atmosphériques particuliers.

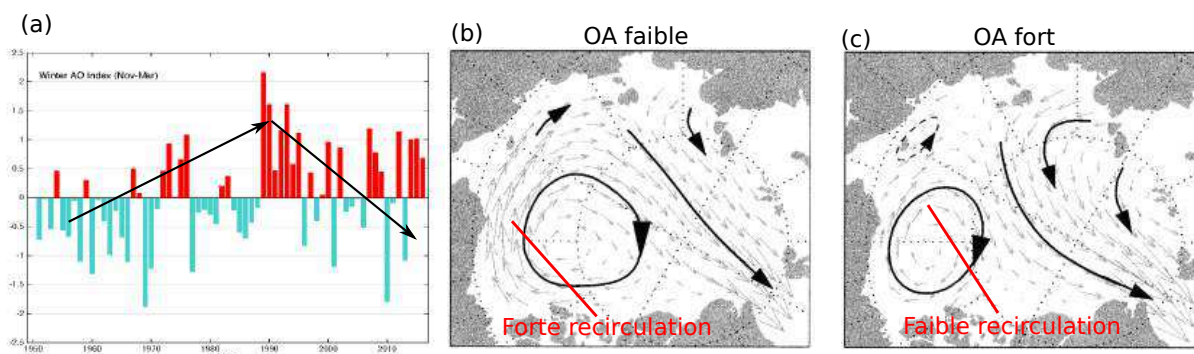


FIGURE 1.6 – (a) Graphique montrant les variations saisonnières moyennes de l'indice Oscillation Arctique (OA) pour les mois de Novembre à Mars. Adapté de <https://www.pmel.noaa.gov>, et circulations de la glace de mer pour (b) un indice faible d'OA et (c) un indice élevé d'OA. Adapté de (RIGOR et al., 2002)

Comme le montre la figure 1.6.a, l'indice de l'OA affiche une tendance fortement à la hausse entre le milieu des années 1960 et le début des années 1990. Cette tendance a été associée à une intensification du courant transpolaire et à une réduction de la taille du Gyre de Beaufort (cf. figures 1.6.b-c) (RIGOR et al., 2002 ; DESER et TENG, 2008). L'intensification du courant transpolaire a eu pour principale conséquence d'augmenter la perte de glace de mer par export à travers le détroit de Fram réduisant ainsi l'extension de la banquise à la fin de l'été (RIGOR et al., 2002). Dans le même temps, la contraction du gyre de Beaufort a causé une réduction du transport de glace pérenne localisée au Nord du Canada vers les

1.5. Rôle de l'épaisseur de glace dans la réduction de l'étendue de banquise

côtes Eurasiennes et a eu pour conséquence le remplacement d'une grande partie de la glace pérenne par de la glace saisonnière (RIGOR et WALLACE, 2004). La glace saisonnière étant plus fine et plus fragile que la glace pérenne, s'en est alors suivi une rapide diminution de l'étendue de banquise.

Depuis le début des années 1990, la tendance de l'OA s'est inversée et l'indice a presque retrouvé son niveau des années 1980 (cf. figure 1.6.1). Néanmoins, l'étendue de la banquise a tout de même continué de diminuer. Pour expliquer la réduction d'étendue de la banquise malgré la baisse de l'indice d'OA, un nouveau mode de circulation a été mis en évidence depuis le début des années 2000 : le Dipôle Arctique (DA, WU et al., 2006). Le DA se caractérise par de faibles pressions au nord des côtes Eurasiennes et de fortes pressions au nord des côtes Nord-Américaines. La phase positive du DA est associée à un réchauffement et à une intensification des vents de secteur sud le long des côtes méridionales. Une autre conséquence des fortes anomalies de DA et des fortes pressions au dessus de la mer de Beaufort est la présence d'un ciel anormalement libre de nuage qui entraîne une augmentation de la fonte de la banquise par radiation solaire (KAY et al., 2008). Durant l'été 2007, une forte anomalie du DA a conduit à un important export de glace proche des côtes d'Alaska et de Sibérie en direction du large et a intensifié l'export de glace à travers le détroit de Fram (WANG et al., 2009). Cette année là, l'extension de banquise a atteint un niveau inédit jusque là.

Un autre processus important pour expliquer la diminution de la couverture de banquise arctique est bien évidemment l'augmentation des températures atmosphériques et notamment l'augmentation liée aux émissions de gaz à effet de serre (ZHANG et WALSH, 2006). Cette augmentation des températures a eu pour principal effet d'avancer la date de fonte de la banquise au printemps et de retarder celle du gel à la fin de l'Automne. L'étude de MARKUS et al., 2009 a montré que la durée de la période de fonte a augmenté de 4.7 à 6.4 jours.décennie⁻¹ en moyenne sur tout l'Arctique et ce depuis la fin des années 1970. Cette augmentation atteignait même 10 jours.décennies⁻¹ pour la plupart des mers côtières. Par conséquent c'est environ un mois supplémentaire de fonte qui s'est ajouté au cours de ces trois dernières décennies dans ces régions du fait de l'augmentation des températures.

1.5 Rôle de l'épaisseur de glace dans la réduction de l'étendue de banquise

La variabilité de la circulation atmosphérique et l'augmentation des températures de surface ont, comme nous venons de le voir, contribué à réduire l'extension de la banquise arctique. Au delà de la réduction de son extension, la banquise s'est également fortement amincie du fait d'une perte importante de glace pérenne comme l'illustre la figure 1.7 (KWOK et ROTHROCK, 2009). Plusieurs études ont suggéré que cet amincissement pourrait être en partie responsable de l'accélération du déclin de la banquise (STROEVE et al., 2007 ; STROEVE et al., 2008). En effet l'amincissement de la glace fragilise thermodynamiquement la banquise en avançant la période de disparition de la banquise (MARKUS et al., 2009). En outre, l'amincissement a également contribué à fragiliser mécaniquement la banquise en la rendant plus facilement fracturable. Cette fragilisation a par la suite conduit à une augmentation de l'export de glace

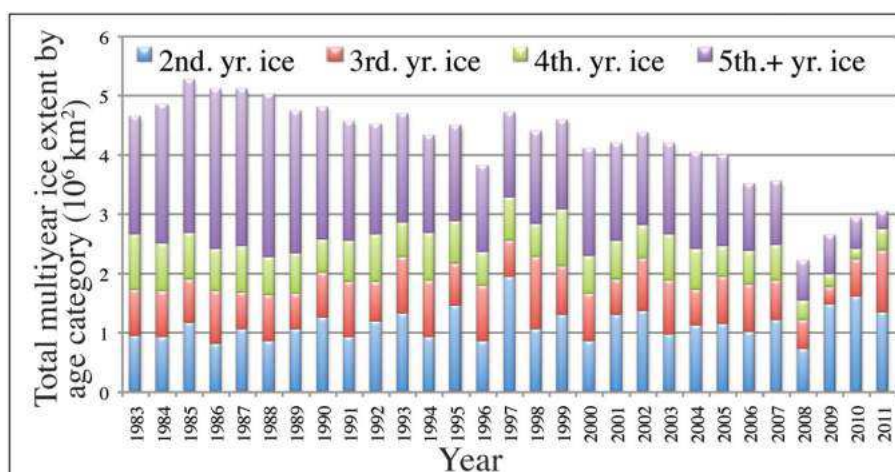


FIGURE 1.7 – Graphique représentant la variation de surface de glace de mer selon son âge entre 1983 et 2011. Tiré de l'étude de MASLANIK et al., (2011)

à travers les différents détroits (RAMPAL et al., 2009 ; SMEDSRUD et al., 2011 ; SPREEN et al., 2011).

Bien que ces processus de rétroaction liés à l'amincissement de la banquise aient été largement suggérés, il n'existe aujourd'hui pas d'étude montrant clairement le rôle de l'amincissement de la banquise dans la réduction de son extension. Afin d'améliorer notre compréhension de ces processus, il est donc nécessaire d'analyser les variations d'épaisseur de glace au cours des dernières décennies et de les mettre en lien avec les variations d'étendue de banquise. Malheureusement, l'épaisseur de glace est un paramètre particulièrement complexe à mesurer à l'échelle du bassin Arctique. Tout comme pour la mesure de l'extension de glace de mer, la communauté scientifique s'est donc tournée vers les satellites pour répondre à ce besoin. Bien qu'il existe diverses techniques de suivi par satellite de l'épaisseur de la banquise, la technique la plus utilisée à ce jour est basée sur la mesure altimétrique.

Les premières estimations d'épaisseur de glace de mer par altimétrie datent de 2003 avec l'étude pionnière de LAXON et al., (2003). Par la suite, plusieurs études ont permis d'estimer l'épaisseur de glace par altimétrie à l'échelle du bassin Arctique (GILES et al., 2008 ; KWOK et al., 2009 ; LAXON et al., 2013 ; KWOK et CUNNINGHAM, 2015). Ces estimations ont notamment permis de mettre en lumière l'amincissement brutal de la banquise après l'été record 2007 (GILES et al., 2008 ; KWOK et al., 2009) ou bien encore le fort regain sur la période 2013-2015 (TILLING et al., 2015).

Bien que mis bout à bout, l'ensemble de ces estimations devraient pouvoir fournir une tendance sur l'épaisseur de banquise arctique depuis 1996 (soit environ 20 ans), il n'existe à ce jour aucune étude faisant état de l'évolution de l'épaisseur de banquise sur plus de 6 années d'affilées. Comme nous le verrons au cours des chapitres suivants, cette absence d'une longue série temporelle d'épaisseur de glace est principalement liée à un manque de cohérence entre les différentes technologies altimétriques ainsi qu'à une mauvaise connaissance de l'impact des caractéristiques de la glace sur la mesure altimétrique.

1.6 Objectifs de la thèse et plan du manuscrit

Face à l'absence d'un jeu de données d'épaisseur de glace suffisamment long pour étudier le lien entre extension et épaisseur de banquise, il est nécessaire d'améliorer nos connaissances sur la mesure de l'épaisseur de glace par altimétrie afin de produire de meilleures observations. **C'est précisément l'objectif de cette thèse que de comprendre les limitations des techniques de mesures actuelles afin d'améliorer les estimations d'épaisseur de glace de mer sur une période longue.**

Pour atteindre cet objectif, nous commencerons par décrire notre principal outil de travail : l'altimètre radar (Chapitre II). Nous ferons ensuite le tour des différentes méthodologies d'estimation d'épaisseur de glace de mer en nous focalisant plus particulièrement sur la méthode altimétrique du franc-bord (Chapitre III). La description détaillée de cette technique de mesure sera l'occasion d'identifier les points clés sur lesquels ce manuscrit devra se concentrer pour améliorer les estimations longues d'épaisseur de banquise.

Suite à l'identification de ces points clés, deux chapitres seront consacrés à l'amélioration des estimations d'épaisseur de glace de mer par altimétrie (Chapitre IV & VI).

Une fois ces nouvelles estimations produites, nous consacrerons un chapitre à l'analyse des variations d'épaisseur de glace de mer Arctique sur la plus longue période jamais étudiée (Chapitre V).

Enfin nous terminerons par une synthèse des travaux présentés au sein de cette thèse et nous évoquerons les perspectives d'avenir concernant l'étude de la banquise par altimétrie spatiale.

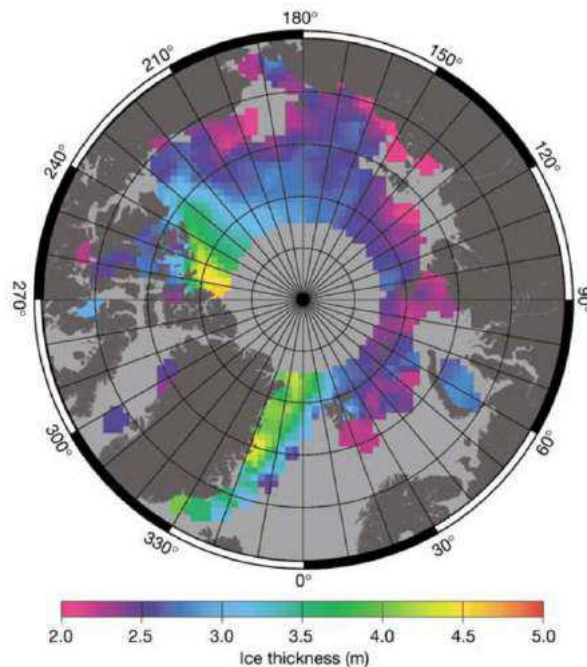


FIGURE 1.8 – Carte d'épaisseur de glace hivernale (Octobre à Mars) obtenue entre 1993 et 2001 à partir du satellite altimétrique ERS. Tiré de l'étude de LAXON et al., (2003).

L'altimétrie spatiale

Sommaire

2.1	Introduction.	19
2.2	Histoire de l'altimétrie	20
2.3	L'orbitographie	21
2.4	De l'impulsion radar à la forme d'onde	22
2.5	Le retracking	27
2.6	Corrections atmosphériques et océaniques	28
2.7	Pénétration du signal radar dans la neige	30
2.8	L'altimétrie et la glace de mer : limites du mode LRM	31
2.9	L'altimétrie SAR	33

2.1 Introduction.

Bien qu'il existe diverses techniques pour mesurer l'épaisseur de glace (nous en reparlerons au chapitre 3), la méthode la plus utilisée à l'heure actuelle repose sur l'altimétrie spatiale. Afin d'éviter toute confusion sur le principe de l'altimétrie, il est nécessaire de débiter ce chapitre par une petite note de rédaction. Les mesures altimétriques utilisées pour l'étude de la banquise sont obtenues à partir de mesures radar ou bien à partir de mesures laser. Du point de vue de l'instrument et de la mesure de l'objet géophysique, ces techniques instrumentales sont fondamentalement différentes. Cette thèse traitant uniquement d'altimétrie radar, j'emploierai le terme "altimétrie" seul pour faire référence à l'altimétrie radar et je préciserai "altimétrie laser" dans les rares cas où j'évoquerai cette seconde technique.

La principe de l'altimétrie spatiale est relativement simple : un altimètre, embarqué à bord d'un satellite se trouvant à plusieurs centaines de kilomètres de la Terre, mesure la hauteur des différentes surfaces. Ce principe permet de s'affranchir des difficultés de mesure terrain et d'échantillonner la surface terrestre avec une résolution spatio-temporelle régulière et systématique.

La technique pour mettre ce principe en œuvre est la suivante : un satellite, dont on connaît l'orbite avec précision, embarque à son bord un altimètre qui émet périodiquement des ondes électromagnétiques en direction de la Terre. Une onde émise à un temps t est réfléchiée par la surface terrestre et est renvoyée en direction de l'altimètre à un temps $t + \Delta t$. Sachant que

l'onde électromagnétique se déplace à la vitesse de la lumière, la mesure du temps mis par l'onde pour faire l'aller-retour (Δt) permet d'estimer la distance entre le satellite et la surface terrestre mesurée. Cette distance est communément appelée "range". La hauteur de la surface est finalement obtenue en calculant la différence entre l'altitude du satellite et le range (cf. figure 2.1) suivant l'équation simple :

$$\text{Hauteur} = \text{Altitude} - \text{Range} \quad (2.1)$$

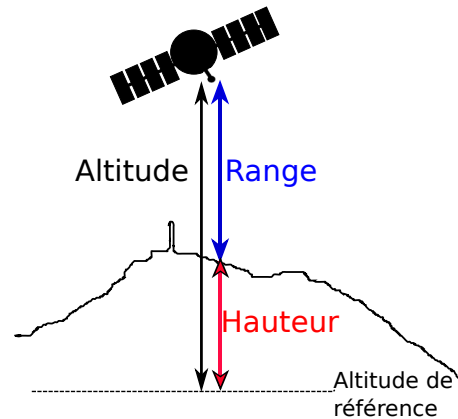


FIGURE 2.1 – Schéma représentant le principe de l'altimétrie spatiale au dessus du plus beau des volcans.

Bien que le principe de l'altimétrie spatiale semble simple, il existe en réalité une multitude de difficultés qui rendent son application relativement complexe. À travers ce chapitre, nous donnerons au lecteur une vision détaillée de l'altimétrie spatiale et nous montrerons comment cette technique a évolué au fil du temps pour fournir des estimations précises de hauteur sur les surfaces gelées.

2.2 Histoire de l'altimétrie

L'utilisation de l'altimétrie spatiale en géophysique a débuté avec la volonté de mesurer la hauteur de la surface des océans. L'un des principaux intérêts à l'époque était l'estimation des courants géostrophiques à partir de la mesure des pentes de la surface océanique. La toute première mission spatiale embarquant un altimètre dédié à l'étude des océans, Skylab, a été lancée par les américains en 1973. L'altimètre radar à bord de Skylab était surtout un test servant à estimer le potentiel de l'altimétrie spatiale. Ainsi, sa faible précision verticale (15 m) n'a pas réellement permis d'étudier les océans.

C'est avec le lancement de SeaSat par la NASA en 1978 que l'altimétrie des océans a connu ses premiers succès. Bien que SeaSat n'ait vécu que 105 jours, l'altimètre radar ALT embarqué à son bord a permis pour la première fois de mesurer des courants géostrophiques depuis l'espace. Suite à ce succès, de nombreuses missions d'altimétrie spatiale dédiées à l'étude des océans ont été lancées par les agences spatiales Européenne, Américaine, Française et plus

2.3. L'orbitographie

récemment les agences Chinoise et Indienne. A l'heure où j'écris ce chapitre, pas moins de 6 satellites embarquent à leur bord un altimètre en train de mesurer la hauteur des océans (cf. Annexe B.1).

L'amélioration des techniques de mesure radar et d'orbitographie (voir sections suivantes) au fil des missions a peu à peu permis d'obtenir des mesures du niveau de la mer avec une précision de l'ordre du centimètre, permettant le suivi de structures océaniques extrêmement fines ainsi que la mesure de la hausse du niveau moyen des océans (CHELTON et al., 1989; CABANES et al., 2001; CAZENAVE et LLOVEL, 2010).

Bien que les satellites altimétriques survolent l'ensemble de la surface terrestre (océans et continents), l'altimétrie spatiale a pendant longtemps été dédiée à la seule étude des océans. C'est avec le lancement d'ERS (1991-2000) par l'ESA que s'est développée une utilisation plus large de l'altimétrie spatiale. En particulier, l'orbite d'ERS, inclinée à 81.5° , a été mise à profit pour étudier la banquise et les calottes glaciaires. Par la suite, les missions Envisat (2002-2012) et SARAL (2013-) ont permis de continuer ce suivi "opportuniste" des pôles.

Les bons résultats obtenus par l'altimétrie spatiale sur les surfaces gelées et les besoins scientifiques d'observations grandissants ont conduit les agences spatiales à lancer des missions d'altimétrie principalement dédiées au suivi de la cryosphère. Ainsi, en 2003 la NASA mettait en orbite ICESat (2003-2009) avec à son bord un altimètre laser permettant d'effectuer des mesures jusqu'à 86° de latitude tandis que l'ESA lançait CryoSat-2 (2010-), un altimètre radar permettant de mesurer les surfaces gelées jusqu'à 88° . Ces missions spatiales dédiées à l'étude de la cryosphère ont permis de réaliser d'énormes progrès dans la mesure de la variabilité des calottes polaires et de la banquise comme le montrera le Chapitre 3 de ce manuscrit.

2.3 L'orbitographie

Avant de détailler le fonctionnement de l'altimètre, parlons d'abord d'orbitographie. L'orbitographie est la discipline scientifique qui consiste à mesurer avec précision la position d'un corps en orbite. La connaissance précise de l'altitude du satellite est en effet essentielle pour déterminer la hauteur des surfaces terrestres par altimétrie (cf. equation (1.1)). Actuellement, la position radiale des satellites altimétriques est connue avec une erreur RMS inférieure à 5 cm alors qu'elle dépassait largement les 50 cm pour Seasat.

Les erreurs d'orbitographie sont principalement causées par la mauvaise connaissance du champs de gravité terrestre, les frottements dus à la présence de l'atmosphère et par la pression des radiations solaires. Dans un premier temps, des méthodes simples ont permis de s'affranchir en partie de ces problèmes. Par exemple, le satellite TOPEX a été placé à une altitude supérieure à 1300 km pour limiter les frottements dans l'atmosphère terrestre. Autre exemple, les erreurs causées par les perturbations solaires et atmosphériques étaient en partie corrigées en analysant les données altimétriques situées aux points de croisement.

Après plusieurs décennies d'observations spatiales, la modélisation du champs de gravité terrestre, des effets atmosphériques et de la pression des radiations solaires a été grandement améliorée et a permis de minimiser les erreurs d'orbite des satellites altimétriques. De plus, les

progrès technologiques ont permis de mettre au point des techniques d'orbitographie très précises. En particulier, le programme DORIS développé au début des années 1990 par le CNES, le GRGS et l'IGN a permis de fortement améliorer la connaissance de l'orbite des satellites. DORIS est un système basé sur l'échange de signal radar entre une cinquantaine de balise réparties sur l'ensemble de la Terre et une antenne à bord du satellite dont on veut connaître la position. Le principe de ce système est relativement ingénieux : les balises envoient dans un premier temps un signal radar à une fréquence précise en direction du satellite. Du fait du mouvement du satellite (plusieurs $km.s^{-1}$), la fréquence du signal émis par la balise est différente de celle mesurée par à bord du satellite. On appelle ce phénomène "effet Doppler". La mesure du décalage Doppler est ensuite utilisée pour ajuster la trajectoire prédite par un modèle d'orbite afin de déterminer la position radiale du satellite avec une erreur RMS qui atteint aujourd'hui 2.7 cm. Dans les prochaines années, l'objectif du projet DORIS serait même de descendre jusqu'à 1 cm d'erreur RMS sur la détermination de la position radiale des satellites.

2.4 De l'impulsion radar à la forme d'onde

Maintenant que nous savons comment le paramètre "Altitude" dans l'équation (1.1) est mesuré avec une précision de quelques centimètres, il s'agit de comprendre comment la mesure altimétrique du range peut être obtenue avec une précision tout aussi remarquable.

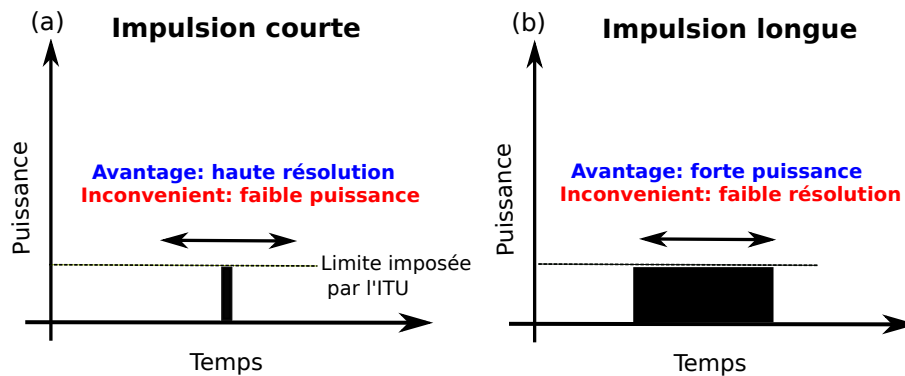


FIGURE 2.2 – Schéma représentant une impulsion radar a) courte et b) longue.

Lorsque l'on pense au concept de l'altimétrie spatiale, on imagine souvent que la durée du signal émis par le satellite est émis instantanément tel un Dirac (figure 2.2.a). Un tel fonctionnement serait en effet idéal pour obtenir une mesure précise du range. Cependant, la puissance instantanée maximale d'émission radar fixée par l'International Telecommunication Union (ITU) ne permet pas avec une telle impulsion d'obtenir un ratio signal/bruit suffisant. Une solution alternative consisterait à émettre une impulsion longue comme schématisé dans la figure 2.2.b. Si cette solution permet d'avoir un ratio signal/bruit suffisant, elle ne permet en revanche pas d'avoir la précision souhaitée sur la mesure altimétrique (de l'ordre de quelques centimètres).

2.4. De l'impulsion radar à la forme d'onde

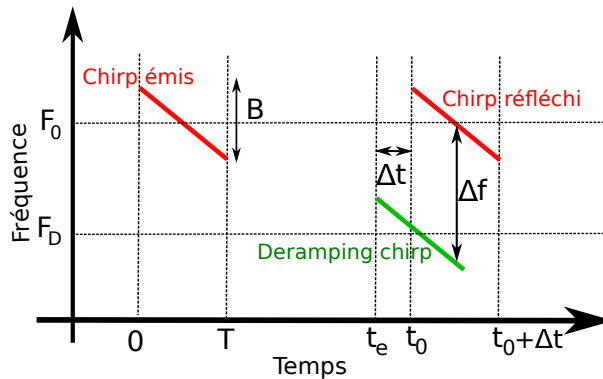


FIGURE 2.3 – Schéma illustrant la modulation d'impulsion par la technique du deramping chirp.

Pour faire face à cette impasse, les ingénieurs ont mis au point une technique alliant à la fois la précision d'une impulsion courte et le fort ratio de signal/bruit d'une impulsion longue : **la modulation d'impulsion** (voir figure 2.3). Cette méthode consiste à émettre une impulsion longue (le chirp) modulée en fréquence avec une largeur de bande BW . Par exemple, l'altimètre RA-2 à bord d'Envisat fonctionne à une fréquence centrale (F_0) de 13,575 GHz avec une largeur de bande de 320 MHz. L'altimètre RA-2 émet ainsi des chirps de 13,415 à 13,735 GHz.

Lorsque le chirp réfléchi par la surface terrestre revient à l'altimètre au temps t_0 , il est multiplié à une réplique (le deramping chirp) généré en interne à l'instant estimé du retour (t_e) et à une fréquence centrale légèrement différente (F_D). L'application d'un filtre passe-bas au produit de ces signaux permet alors d'obtenir une onde continue ayant une fréquence proportionnelle au retard du deramping chirp ($\Delta t = t_e - t_0$). Une transformée de Fourier inverse est ensuite appliquée à cette onde continue afin de restituer l'histogramme de puissance en fonction du temps : **"la forme d'onde"** (voir figure 2.4). Tout le bénéfice de la modulation d'impulsion apparaît alors dans l'échantillonnage temporel de cette forme d'onde. En principe, la résolution de l'échantillonnage de la forme d'onde devrait être égale à la durée d'impulsion de l'onde radar (τ), soit environ $3 \mu s$ pour RA-2. Cependant, la modulation d'impulsion permet de se ramener à une durée d'impulsion équivalente (τ_{eq}) égale à $1/BW$, soit 3.125 ns pour RA-2 ($1/320 \text{ MHz}$). La modulation d'impulsion permet donc d'obtenir une résolution temporelle améliorée d'un facteur 1000 sans pour autant dégrader le rapport signal sur bruit.

Les ondes radar se déplaçant à la vitesse de la lumière (c), la résolution temporelle de la forme d'onde se traduit par une résolution spatiale égale à $c\tau$, soit 94 cm pour RA-2 ($2,998 \cdot 10^8 \times 3,125 \cdot 10^{-9}$). Puisque l'altimètre mesure une distance aller-retour, cette résolution spatiale devient égale à $c\tau/2$ pour un aller simple, soit 47 cm pour RA-2. Ainsi, la distance entre deux points voisins de la forme d'onde (généralement appelée "porte") représente 47 cm de variation du range (voir figure 2.4). La taille de la porte peut varier selon les missions et les contraintes sur la largeur de bande imposées par l'ITU. Par exemple, la largeur de bande d'AltiKa ($BW = 500 \text{ MHz}$) permet d'atteindre une taille de porte d'environ 31 cm .

Notons enfin que la taille de porte des altimètres est une mesure de la résolution verticale

"brute" et qu'elle pourra par la suite être améliorée grâce au retracking (voir section 2.5).

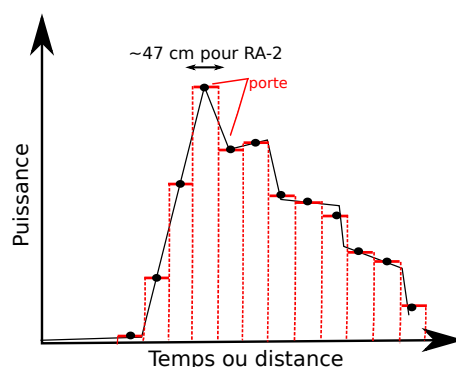


FIGURE 2.4 – Schéma d'une forme d'onde représentée comme un histogramme de puissance dont la largeur des barres représentent l'échantillonnage temporel de la mesure radar. Chaque point représente l'échantillonnage avec lequel la forme d'onde est acquise.

Attaquons nous maintenant à l'aspect de la forme d'onde. Lorsque l'on entend le principe simplifié de l'altimétrie, on imagine que le signal radar est émis en direction de la surface comme un faisceau laser très fin. Là encore, les limites instrumentales de l'altimétrie radar et les contraintes imposées par l'ITU ne permettent pas de mettre en œuvre un tel système. En réalité, le signal radar n'est pas émis selon un faisceau mais dans toutes les directions. Cependant, elle n'est pas émise dans toutes les directions avec la même intensité. La distribution angulaire de l'intensité du signal émis par l'altimètre est appelée "digramme d'antenne". Dans un diagramme d'antenne typique (figure 2.5.a), l'essentiel du signal émis par l'altimètre radar est contenu dans le lobe principal avec un résidu d'énergie faible dans les lobes secondaires. Par conséquent, on peut faire l'approximation raisonnable que la surface "illuminée" par l'altimètre radar correspond à la surface du lobe principal. L'ouverture angulaire (θ) du lobe principal peut ainsi être exprimée en fonction de la longueur d'onde du signal émis et de la taille de l'antenne radar :

$$\theta = 1,22 \cdot \frac{\lambda}{d} \quad (2.2)$$

L'antenne de RA-2 à bord d'Envisat (1.2 m) et la longueur d'onde du signal radar en bande Ku (0.022 m) se traduisent par une ouverture angulaire d'environ 1.31° . Le diamètre de la tâche au sol (D) correspondant à cette ouverture angulaire peut ensuite se déduire à partir du range (distance Terre-satellite) de la façon suivante :

$$D = range \times \theta \quad (2.3)$$

Sachant qu'Envisat vole environ à 800 km au dessus de la surface terrestre, le diamètre de l'empreinte au sol de RA-2 vaut alors 18.3 km (cf. figure 2.5.b).

L'onde radar qui est émise en direction de la surface à travers l'ouverture d'antenne se

2.4. De l'impulsion radar à la forme d'onde

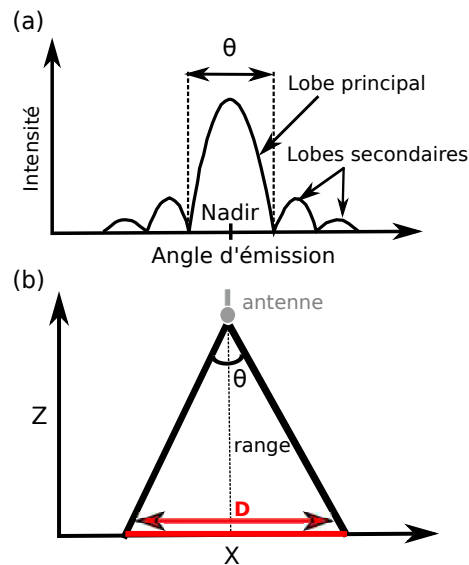


FIGURE 2.5 – Schéma représentant (a) l'intensité du signal émis par l'antenne radar en fonction de l'angle par rapport au nadir et (b) projection du lobe principal sur la surface terrestre (en rouge).

propage à une vitesse identique dans toutes les directions. De ce fait, le signal radar est équidistant de l'altimètre et forme une portion de sphère centrée sur l'altimètre (voir figure 2.6.a). Lorsque le signal radar entre en contact pour la première fois avec le sol, l'intersection de la sphère sur la surface terrestre forme un disque. Le signal radar contenu dans ce disque est alors réfléchi en direction de l'antenne et l'altimètre commence à enregistrer du signal en retour. La partie de la forme d'onde correspondant au premier retour du signal radar est appelé front montant et la projection au sol correspondant à ce signal est appelée empreinte "pulse-limited". Pendant ce temps, les parties externes de la sphère commencent elles aussi à intersecter le sol pour former des anneaux. Plus le signal provient des parties externes de la sphère et plus ces anneaux sont fins. On peut aisément démontrer que chaque anneau possède une surface identique et donc une énergie rétrodiffusée théorique équivalente. A son tour, le signal en provenance des bords de l'empreinte au sol est réfléchi en direction de l'antenne et est enregistré par l'altimètre quelques nanosecondes après le signal en provenance du nadir. Voilà donc pourquoi l'altimètre radar reçoit de la puissance pendant une période relativement importante : suivant la position du signal altimétrique dans l'empreinte radar (et suivant les variations de topographie), le temps mis par le signal radar pour revenir vers l'altimètre peut-être très variable. Par conséquent, le signal retour enregistré par l'altimètre s'étale dans les temps et se présente sous la forme d'une vague d'énergie (la forme d'onde).

Comme expliqué ci-dessus, les anneaux de l'écho radar à chaque pas de temps ont une surface identique indépendamment de leur distance au nadir. Cela signifie que la puissance reçue par l'altimètre pour chacun de ces anneaux devrait être constante après le front montant de la forme d'onde. Or, comme on peut le voir sur le schéma de la figure 2.6.c et dans le schéma de la forme d'onde de la figure 2.4, la puissance reçue par l'altimètre après le front montant

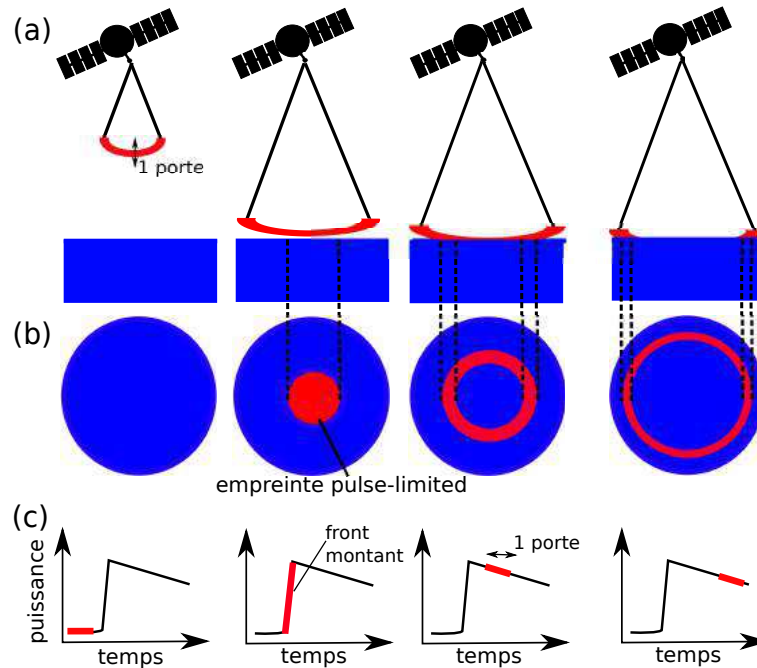


FIGURE 2.6 – Schéma représentant (a) la position de la "sphère" du signal altimétrique, (b) sa projection sur une surface plate et (c) le signal reçu par l'altimètre correspondant à la réflexion de cette même surface.

diminue. Ce phénomène est lié à la forme du diagramme d'antenne. En effet, comme le montre la figure 2.5.a, l'énergie au sein du lobe principal n'est pas régulièrement répartie mais est plus intense au centre. Ainsi, les anneaux proches du nadir sont illuminés avec un signal plus fort que ceux se trouvant en périphérie de l'empreinte. Par conséquent, la puissance reçue par l'altimètre est plus forte dans les premières portes et diminue peu à peu après le front montant. Ce phénomène, appelé gain d'antenne, permet ainsi de compenser en partie la grande taille de l'empreinte au sol en pondérant d'avantage la surface se trouvant dans la zone du proche nadir.

Avant de passer à la section retracking, il est important d'introduire un dernier phénomène impactant l'aspect de la forme d'onde : le **bruit de speckle**. Pour faire simple, ce bruit est causé par des fluctuations très localisées de la rétrodiffusion de surface et donne lieu à des variations de puissance au niveau de la forme d'onde. La position et l'intensité de ces variations étant aléatoires, il suffit de moyennner un grand nombre de forme d'onde décorréelées et acquises au dessus de la même surface pour atténuer ce bruit. En pratique, c'est environ une centaine de formes d'ondes "primaires" qui sont moyennnées afin de former une forme d'onde filtrée du bruit de speckle. Ce moyennnage permet de ramener le bruit de speckle à environ 10% de la valeur moyenne (pour des échos de type océanique). Bien que ce type de filtrage soit relativement efficace, le speckle reste toutefois une grande source d'incertitude dans l'estimation du range altimétrique.

2.5 Le retracking

Connaissant l'allure de la forme d'onde, il s'agit maintenant de comprendre comment la valeur du range peut être extraite de celle-ci. Pour déterminer le range, c'est à dire la distance altimètre-sol, il est nécessaire d'appliquer à la forme d'onde un algorithme de "**retracking**". Le retracking consiste à analyser la forme d'onde pour déterminer le point correspondant à la position moyenne de la surface. Dans la littérature, on trouve deux grandes familles d'algorithmes de retracking : les algorithmes basés sur des modèles physiques et les algorithmes dits empiriques.

Les algorithmes de retracking basés sur un modèle physique ont comme avantage de prendre en compte les caractéristiques instrumentales (taille de l'antenne, diagramme d'antenne, *etc*) et de s'adapter à la variation des caractéristiques de surface (rugosité, spécularité, *etc*). On y trouve "OCEAN", l'algorithme basé sur le modèle de Brown (BROWN, 1977) et historiquement utilisé pour estimer le niveau de la mer (HAYNE, 1980). On trouve également ICE-2, un algorithme développé au LEGOS pour l'étude des calottes polaires (LEGRESY et al., 2005) ou encore IceNew, un algorithme développé à CLS pour l'étude de l'ensemble des surfaces terrestres (océan, banquise, calotte, hydrologie, *etc*).

Concrètement, le principe de ces algorithmes consiste à modéliser une forme d'onde basée sur un modèle physique et à l'ajuster à chaque forme d'onde observée. L'ajustement par minimisation de la différence entre la forme d'onde réelle et la forme d'onde modélisée permet ainsi d'accéder à l'abscisse correspondant à la position moyenne de la surface (voir figure 2.7.a).

A contrario, les algorithmes de retracking empiriques ne prennent en compte ni les caractéristiques instrumentales ni les caractéristiques de surface et n'ont pas pour objectif d'ajuster un modèle à la forme d'onde observée. De ce fait, la puissance de calcul qu'ils requièrent est donc très réduite comparée à celle nécessaire aux algorithmes basés sur un modèle physique. L'intérêt principal de ces algorithmes est d'accepter toutes les géométries de forme d'onde pouvant exister. Ils sont par conséquent plus adaptés aux surfaces complexes telles que la glace ou les rivières.

Pour le plus simple d'entre eux, "SEA-ICE", le range est simplement estimé en déterminant l'abscisse correspondant à 50% du maximum de la forme d'onde observée (voir figure 2.7.b). Des versions plus complexes de rétracteurs empiriques ont été développées par la suite pour faire face à la complexité de l'aspect des formes d'onde. L'algorithme Offset Centre Of Gravity (OCOG) consiste, par exemple, à remplacer la forme d'onde par une boîte rectangulaire ayant le même centre de gravité et une puissance équivalente et à appliquer un seuil à la hauteur de cette boîte pour retrouver le range (WINGHAM et al., 1986). Une autre variante appelée Threshold First Maximum Retracker Algorithm (TFMRA, HELM et al., 2014) consiste à appliquer le seuil de retracking (50% ou autre) non pas sur le maximum absolu de la forme d'onde mais sur le premier maximum local sortant du bruit thermique afin d'être certain de déterminer le range de la surface se trouvant au nadir.

Du fait de la difficulté liée aux caractéristiques de surface de la glace, les algorithmes de retracking basés sur des modèles physique sont souvent inadaptés à l'étude de la banquise (mis à part ICENew). C'est principalement pour cette raison que les glaciologues utilisent

préférentiellement les algorithmes de retracking empiriques. Face à cette réalité technique et à la faible abondance de littérature concernant les algorithmes basés sur des modèles physiques, les travaux présentés dans cette thèse s'appuient uniquement sur des algorithmes de retracking empiriques.

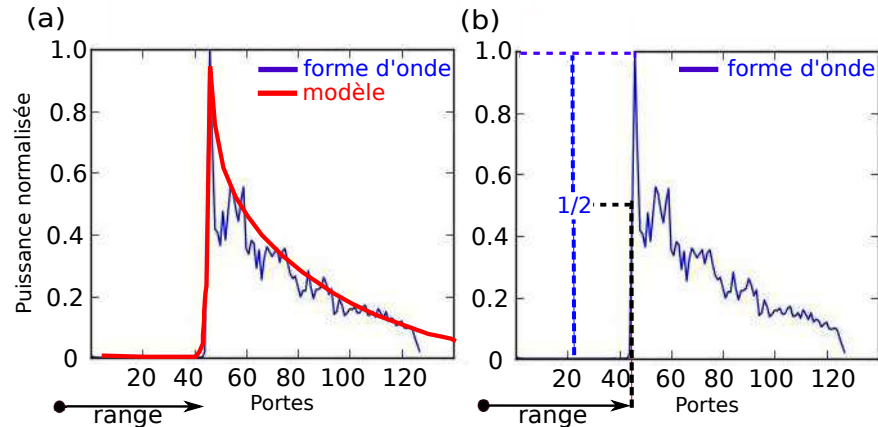


FIGURE 2.7 – Schéma représentant le principe (a) d'un retracking basé sur un modèle physique et (b) d'un retracking empirique (SEA-ICE dans ce cas).

2.6 Corrections atmosphériques et océaniques

Selon l'équation (1.1), la mesure de l'altitude et du range altimétrique devrait pouvoir permettre d'estimer la hauteur des surfaces terrestres. En réalité, l'équation (1.1) est incomplète et certains termes ont été volontairement omis. En particulier, les impacts sur la propagation de l'onde radar dans l'atmosphère et de la variabilité du niveau de la mer ne sont pas pris en compte dans cette équation.

L'une des premières choses que l'on apprend en physique est la dépendance de la vitesse des ondes électromagnétiques au milieu dans lequel elles se propagent. Jusqu'à présent, on considérait que la vitesse des ondes radar dans l'atmosphère était constante et équivalente à la vitesse de la lumière dans le vide ($c=2.998.10^8 m.s^{-1}$). Cependant, en traversant l'atmosphère les ondes radar sont ralenties par la présence de matière. Ce ralentissement induit un biais sur l'estimation du range qui doit être corrigé en appliquant des corrections *a posteriori*. On distingue 3 types de correction de propagation de l'onde radar dans l'atmosphère :

- La correction ionosphérique (*Iono*) a un ordre de grandeur de 0 à 50 cm et peut être estimée à partir de mesures bi-fréquence (si l'altimètre en question est bi-fréquence), à partir du système DORIS ou bien encore à partir de modèles physiques.
- La correction de la troposphère humide (*Tropo_H*) a également un ordre de grandeur de 0 à 50 cm et peut quant à elle être estimée à partir de mesures bi-fréquences d'un radiomètre embarqué à bord du même satellite. Si le satellite n'embarque pas de ra-

2.6. Corrections atmosphériques et océaniques

diomètre (comme CryoSat-2 par exemple), cette correction est estimée à partir d'un modèle météorologique. Notons que sur les surfaces enneigées, les corrections atmosphériques obtenues à partir du radiomètre ne peuvent être utilisées du fait de la pénétrations du signal optique dans la neige. Ainsi, pour la cryosphère, on utilise plus généralement des corrections obtenues à partir de modèles physiques.

- La correction de troposphère sèche ($TropoS$) a un ordre de grandeur de 1.8 à 2.3 m et dépend de la pression de l'atmosphère. Par conséquent, cette correction ne peut être mesurée à bord du satellite et est donc obtenue à partir d'un modèle météorologique.

Puisque cette thèse traite des glaces qui flottent à la surface de l'océan, il est également indispensable de parler de l'impact du niveau de la mer sur la mesure altimétrique.

Contrairement à ce que l'on peut penser, l'océan n'est pas une surface plane mais varie de plusieurs centaines de mètre de hauteur à la surface du globe. Afin d'obtenir une bonne mesure de hauteur océanique il est nécessaire de corriger l'estimation altimétrique des paramètres créant cette variabilité. Pour ce faire, on distingue généralement les corrections statiques des corrections dynamiques.

Dans les corrections statiques, on retrouve les corrections du géoïde et de la topographie dynamique. La correction du géoïde permet de prendre en compte la déformation de la surface océanique liée à l'inhomogénéité du champs de gravité terrestre. Cette déformation du niveau de la mer a une amplitude maximum de 200 m et peut atteindre 1 m pour 100 km.

La topographie dynamique est quant à elle la composante moyenne stationnaire du niveau de l'océan. Elle varie de 2 à 3 mètres à l'échelle planétaire et est générée par le couplage de la circulation atmosphérique moyenne avec la force de Coriolis et la présence des marges continentales. La somme du géoïde et de la topographie dynamique est appelée MSS (Mean Sea Surface). Elle est obtenue par altimétrie spatiale à partir de mesures répétitives. L'arrivée de la mission CryoSat-2 a permis de fortement améliorer la mesure de la MSS en Arctique jusqu'à 88°N (cf. Annexe A.1). Comme on le verra dans le Chapitre III, cette amélioration de la précision du champs de MSS constitue un progrès important pour la mesure de l'épaisseur de glace par altimétrie.

Les corrections dynamiques du niveau de la mer prennent en compte l'effet des marées océaniques de charge ($Marée_{océan}$), des marées solides ($Marée_{sol}$), des marées polaires ($Marée_{pol}$) et des marées barométriques ($Marée_{bar}$). Ces corrections ont un ordre de grandeur allant de 2 à 50 cm et sont toutes estimées à partir de modèles physiques. Ainsi, l'équation (1.1) peut être ré-écrite de la façon suivante :

$$\begin{aligned} \text{Hauteur} = & \text{Altitude} - \text{Range} - \text{MSS} - \text{Marée}_{Océan} - \text{Marée}_{Pol} - \text{Marée}_{Sol} \\ & - \text{Marée}_{Bar} - \text{Tropo}_H - \text{Tropo}_S - \text{Iono} \end{aligned}$$

2.7 Pénétration du signal radar dans la neige

Sur les surfaces en eau, le signal radar des altimètres fonctionnant en bande Ku ne pénètre absolument pas le milieu (ULABY et al., 1982). Cette caractéristique permet aux altimètres radar de mesurer la surface des océans ou bien celle des lacs sans se soucier des biais de mesure que pourrait entraîner la pénétration de l'onde radar.

Concernant la glace, la pénétration de l'onde radar n'est pas nulle comme elle l'est pour l'eau, mais reste tout de même relativement négligeable (<2-3 cm). Par ailleurs, la pénétration de l'onde radar en bande Ku dans la glace de mer est particulièrement faible du fait du taux de sel relativement élevé que contient cette dernière (NANDAN et al., 2016).

En ce qui concerne la neige, la pénétration de l'onde radar est beaucoup plus complexe car elle dépend fortement de ces caractéristiques physiques (taille de grain, température, humidité, etc). L'étude de BEAVEN, 1995 a montré à partir d'expériences réalisées en laboratoire que le signal radar en bande Ku pénètre pleinement à travers le neige froide et sèche. En revanche, la présence d'eau liquide dans la neige, même en très petite quantité (1%), a pour conséquence de complètement bloquer la pénétration du signal radar à cette fréquence (ULABY et al., 1982). Sachant que l'eau liquide est généralement présente dans la couche neigeuse au-dessus de -5°C (GARRITY, 1992), il est très probable qu'à partir de cette température la mesure radar ne pénètre plus jusqu'à l'interface neige/glace. Ce résultat théorique est appuyé par des mesures *in situ* qui ont montré que le signal radar en bande Ku ne pénètre que 25% de la couche neigeuse à -4°C et 80% de la couche neigeuse à -8°C (WILLATT et al., 2011).

Les mesures de température réalisées en plein hiver (Novembre à Avril) se situent plutôt entre -40°C et -6°C (PERSSON, 2012) et suggèrent donc que le signal radar en bande Ku ne devrait pas être trop impacté par la présence d'eau liquide dans la couche neigeuse au cours de cette période.

En dehors de la présence d'eau liquide dans le manteau neigeux, d'autres paramètres peuvent également modifier la profondeur de pénétration de l'onde radar en bande Ku. On peut notamment penser à l'effet de stratification. Ce phénomène est causé par le changement de propriétés diélectriques à l'interface de 2 milieux et a pour effet de rétrodiffuser une partie du signal radar en direction de l'altimètre avant même qu'il n'ait atteint l'interface neige/glace. L'étude théorique de KWOK, 2014 montre que l'impact de l'effet de stratification à l'interface air/neige est particulièrement important sur la mesure radar en bande Ku. Le biais potentiel de la mesure altimétrique induit par ce phénomène reste néanmoins mal quantifié à ce jour et nécessite d'avantage d'observations pour être mieux évalué.

Un autre paramètre du manteau neigeux pouvant impacter la mesure radar en bande Ku est la taille des grains de neige. Pour des grains de neige de l'ordre du millimètre, l'absorption et la diffusion de volume en bande Ku ($\lambda = 2.2\text{ cm}$) est relativement faible (ULABY et al., 1986). En revanche, pour des grains plus gros (>4-5 mm) comme ceux que l'on trouve dans la couche de givre profond, l'absorption du signal et la diffusion de volume est beaucoup plus élevée et la profondeur de pénétration du signal radar en bande Ku peut être fortement réduite (GUERREIRO et al., 2016). Nous aurons l'occasion d'y revenir au cours du chapitre VI. Malgré les limitations du signal radar à pénétrer le manteau neigeux de la banquise, la plupart

2.8. L'altimétrie et la glace de mer : limites du mode LRM

des études s'accordent à dire qu'il est raisonnable de considérer que le signal radar en bande Ku pénètre la totalité de la couche neigeuse à la surface de la banquise. Bien que cette conclusion relativement empirique ait été validée à partir de mesures *in situ*, il est nécessaire de garder à l'esprit qu'il n'existe à ce jour aucune certitude absolue sur l'interface mesurée par l'altimètre radar en bande Ku.

Au cours du Chapitre VI, nous reviendrons sur la pénétration de l'onde radar dans la neige en bande de fréquence Ka grâce à l'étude des résultats produits par la mission SARAL/AltiKa.

2.8 L'altimétrie et la glace de mer : limites du mode LRM

Les propriétés intrinsèques des surfaces gelées sont beaucoup plus complexes que celles de la surface océanique. A l'échelle de l'empreinte radar, l'océan présente un coefficient de rétrodiffusion relativement homogène alors que la banquise est elle caractérisée par un coefficient de rétrodiffusion très inhomogène. Cette complexité caractéristique des surfaces gelées tend à modifier l'aspect de la forme d'onde et rend par conséquent l'estimation du range altimétrique plus ardue.

Contrairement aux calottes glaciaires, la surface de la banquise ne présente pas plus de pente que la surface océanique. C'est un énorme point positif! En revanche, contrairement à l'océan et aux calottes glaciaires, le coefficient de rétrodiffusion de la banquise est fortement variable à l'échelle de l'empreinte radar. Cette variabilité du coefficient de rétrodiffusion est principalement liée à l'aspect macroscopique de la glace de mer : la banquise n'est pas une couche uniforme de glace mais plutôt une mosaïque de blocs de glace séparés par des zones d'océan ouvert (voir figure 2.8.a). La surface des blocs de glace (généralement appelées "floes") est très rugueuse et réfléchit le signal radar dans toutes les directions en n'en renvoyant que très peu en direction de l'altimètre (voir figure 2.8.b). A l'inverse, les zones d'océan ouvert (les leads) sont à l'abri du vent et leur surface, parfois gelée, est extrêmement lisse. Par conséquent, les leads rétrodiffusent beaucoup plus de signal radar en direction de l'altimètre que les floes.

Comme le montre la figure 2.8.a, l'empreinte radar d'un altimètre tel que RA-2 à bord d'Envisat peut inclure un grand nombre de floes et de leads, rendant ainsi la rétrodiffusion au sein de l'empreinte radar très inhomogène. La figure 2.8.c représente une forme d'onde schématisée correspondant au signal reçu par l'altimètre dans l'empreinte radar de la figure 2.8.a. Le premier retour correspond au signal radar provient de la zone nadir. Sa puissance est relativement faible car cette zone est principalement composée de floes peu spéculaires. Suite à ce premier retour, la forme d'onde se compose de pics très puissants qui correspondent au signal radar provenant de leads très spéculaires situés au delà du nadir (off-nadir). Ainsi, malgré la présence du diagramme d'antenne qui tend à atténuer le signal off-nadir, la différence de spécularité des objets de la scène donnent à la forme d'onde un aspect très chaotique (figure 2.8.c).

Pour ce genre de forme d'onde, ni les retrackings à seuil ni les retrackings basés sur un modèle physique ne permettent de mesurer le range "réel". En effet, la différence de spécularité

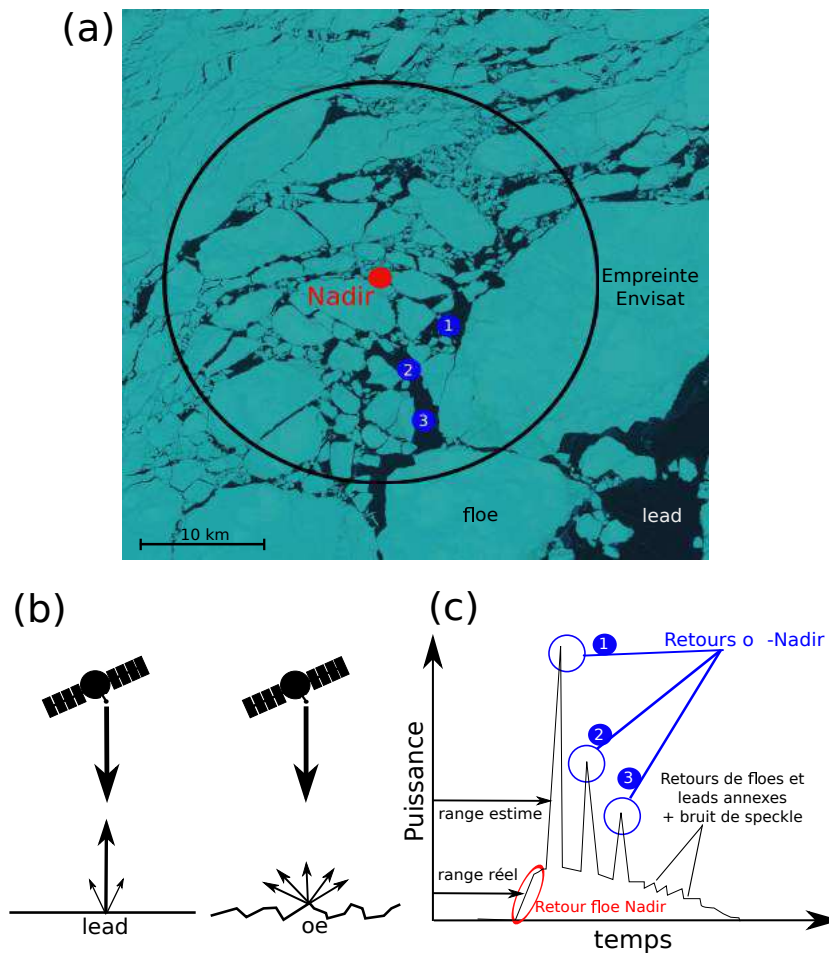


FIGURE 2.8 – (a) Image Landsat-8 acquise au dessus de la banquise en Avril 2015. Le cercle noir représente la limite théorique de l’empreinte radar de l’altimètre RA-2, le point rouge représente le nadir et les points bleus représentent des zones de rétrodiffusion spéculaires, (b) schéma montrant la rétrodiffusion du signal radar sur une surface plate (gauche) et rugueuse (droite) et (c) schéma de la forme d’onde correspondant à la scène de banquise montrée en (a).

2.9. L'altimétrie SAR

existant entre les leads et les floes est tellement grande que le retour correspondant au floe se situant au nadir est "noyé" dans le signal provenant des leads alentours. À cela vient s'ajouter le bruit de speckle qui peut amplifier le caractère chaotique de la forme d'onde et donc augmenter la difficulté à restituer une hauteur de surface précise.

Le caractère morcelé de la glace de mer ainsi que les caractéristiques de l'altimétrie conventionnelle (aussi appelée altimétrie Low Resolution Mode (LRM)) ne permettent ainsi pas d'estimer avec précision les hauteur de banquise. En témoigne le nombre réduit de publications sur les mesures d'épaisseur de banquise à partir des missions ERS-1/2, Envisat et SARAL/AltiKa (cf. Chapitre IV).

2.9 L'altimétrie SAR

Face aux limitations de l'altimétrie radar conventionnelle (LRM), de nouvelles pistes d'instrumentation ont été explorées afin d'améliorer la mesure altimétrique au dessus des surfaces gelées et notamment au dessus de la banquise.

Comme expliqué précédemment, la limite majeure de l'altimétrie LRM réside dans le fait que la largeur de l'empreinte radar est beaucoup trop grande par rapport à la taille des objets étudiés. Puisque les limites instrumentales ne permettent pas de réduire la surface sur laquelle le signal radar est émis, une alternative consiste à faire un meilleur usage des informations reçues par l'altimètre afin de réduire synthétiquement la taille effective de l'empreinte. Cette volonté d'utiliser le traitement du signal pour réduire artificiellement la taille de la surface participant au retour du signal radar dans la forme d'onde est la philosophie de l'altimétrie à synthèse d'ouverture d'antenne (En anglais : Synthetic Aperture Radar (SAR)).

Cette nouvelle technologie a été installée pour la première fois à bord d'un satellite altimétrique à l'occasion de la mission CryoSat (WINGHAM et al., 2006). Le premier lancement de CryoSat ayant échoué en 2006, il aura fallu attendre le lancement de CryoSat-2 en 2010 pour tester pour la première fois le potentiel de l'altimétrie satellitaire SAR sur les surface gelées.

Pour réduire synthétiquement la taille de l'empreinte radar, le principe de l'altimétrie SAR consiste à utiliser une information non prise en compte en mode LRM : le déplacement du satellite par rapport à la surface mesurée et l'effet Doppler qui en résulte. Pour comprendre précisément comment l'effet Doppler peut être utilisé, considérons la figure 2.9.a et définissons l'azimut comme l'axe de déplacement du satellite. Comme en mode LRM, l'altimètre situé en position azimut x_n illumine un grande surface au sol. Cette même surface rétrodiffuse le signal en direction du satellite et l'altimètre reçoit du signal radar provenant d'une zone délimitée en azimut par la position x_{n-4} à l'arrière et par la position x_{n+4} à l'avant. Pendant que le signal voyage entre la Terre et l'altimètre, le satellite se déplace à une vitesse de plusieurs $km.s^{-1}$ par rapport à la surface illuminée. Par effet Doppler, ce déplacement cause une altération en fréquence du signal reçu par l'altimètre. Le point clé de l'altimétrie SAR réside dans le fait que la vitesse relative du satellite par rapport à la surface n'est pas uniforme dans l'empreinte radar. Cette vitesse est maximale dans les positions azimuts extrêmes (x_{n-4} et x_{n+4}) et minimale en position azimut proche nadir (x_n). Par conséquent, l'effet Doppler dû au déplacement du satellite est lui aussi plus fort (en valeur absolue) sur les bords qu'au

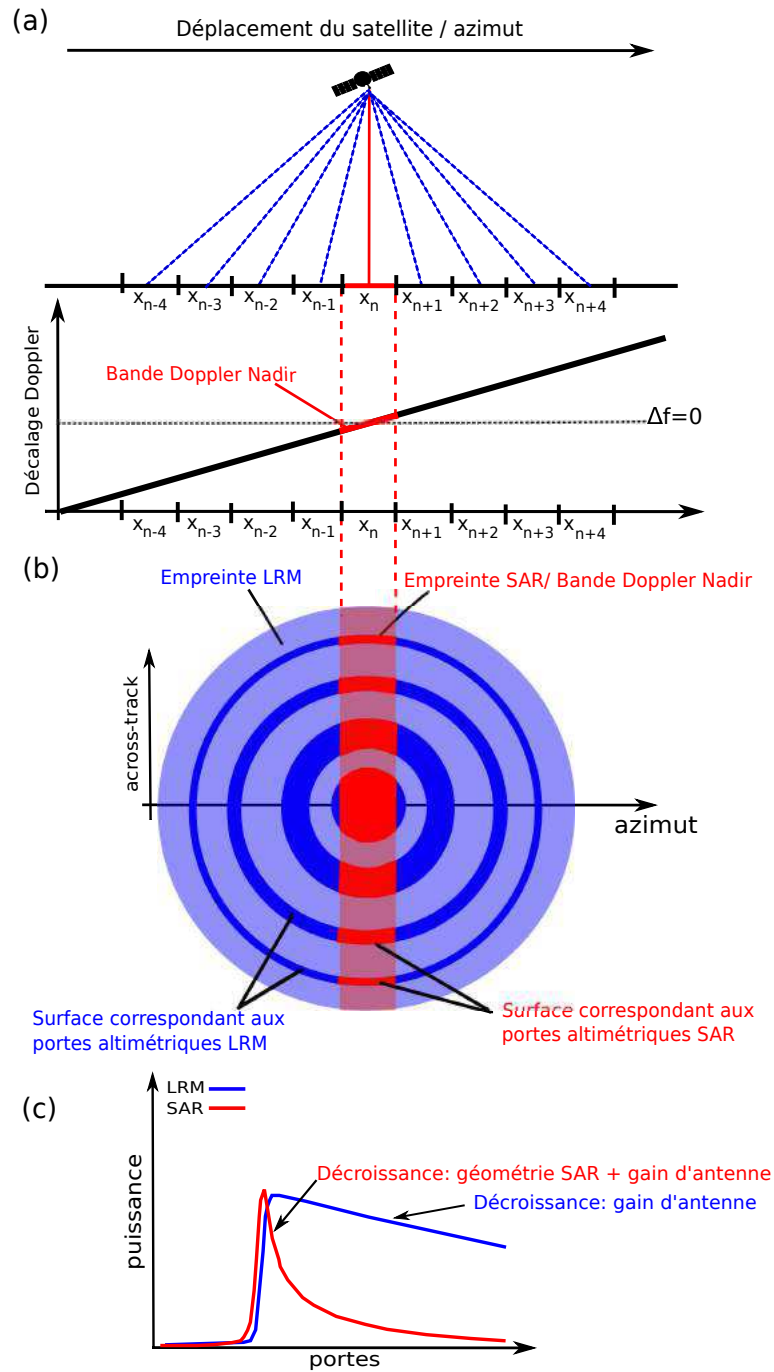


FIGURE 2.9 – (a) Schéma représentant la distance entre les diffuseurs se trouvant à différentes positions le long de la trace et le décalage en fréquence par effet Doppler associé, (b) schéma de l’empreinte effective en mode LRM (bleue) et de l’empreinte effective en mode SAR (rouge) et (c) formes d’ondes LRM (bleue) et SAR (rouge) pour une surface océanique caractérisée par des vagues de 2 m. Adapté de <http://www.altimetry.info/radar-altimetry-tutorial/>. Notez que nous avons choisi un nombre d’indice x_{n-4}, x_{n-3}, etc restreint afin d’aérer le schéma mais qu’en réalité le nombre d’indice est d’environ une centaine de part et d’autre de l’altimètre.

2.9. L'altimétrie SAR

nadir (voir figure 2.9.a).

Fort de ces considérations, l'étape majeure du traitement SAR consiste à appliquer une Transformée de Fourier Inverse (TFI) discrète au signal radar afin d'identifier la position azimut de chaque rétrodiffuseur. Puisque les fréquences Doppler sont discrétisées au moment de l'application de la TFI, l'estimation de la position azimut est elle aussi discrétisée. Par conséquent, le traitement Doppler ne permet pas d'estimer la position exacte des rétrodiffuseurs mais permet plutôt d'associer à chaque rétrodiffuseur un intervalle de position (x_n par exemple) que l'on appelle généralement bande Doppler. La largeur de la bande Doppler dépend de la focalisation choisie. Dans les traitements SAR actuellement opérés sur CryoSat-2 et Sentinel-3, la focalisation s'opère sur des bandes d'environ 300 m de large afin de conserver un rapport signal/bruit satisfaisant. Certaines études montrent cependant que le traitement SAR exploité au maximum de son potentiel permettrait de réduire la bande Doppler jusqu'à 50 cm de large tout en conservant un rapport signal/bruit suffisant (EGIDO et SMITH, 2017).

Maintenant que l'on sait comment le traitement Doppler permet d'estimer la position azimut des rétrodiffuseurs au sein de l'empreinte radar, intéressons nous à ce qui se passe dans le plan perpendiculaire à la direction azimut (plan "cross-track"). Dans ce plan, la vitesse relative du satellite par rapport à la surface est uniforme. Le décalage Doppler à une position azimut donnée est donc lui aussi constant indépendamment du fait que les rétrodiffuseurs se trouvent proches ou éloignés du nadir. Par conséquent, il est impossible de distinguer la position cross-track des rétrodiffuseurs au sein d'une même bande Doppler. Du fait de cette ambiguïté dite "gauche/droite", l'altimétrie SAR n'apporte pas plus d'information sur la position des rétrodiffuseurs dans la direction cross-track que l'altimétrie LRM.

En résumé, le traitement SAR permet d'obtenir une forme d'onde caractérisée par une empreinte effective rectangulaire d'environ 300 m par 18 km (voir fig 2.9.b). Malheureusement, le bruit de speckle associé à cette forme d'onde est très important et doit être filtré avant de pouvoir passer à l'étape du retracking. Puisque le traitement Doppler du mode SAR fait appel à l'ensemble des formes d'onde primaires, le speckle ne peut être atténué en moyennant ces dernières comme effectué en mode LRM.

Pour minimiser le speckle, il a donc fallu développer une nouvelle approche : le traitement "**multi-look**". Pour bien comprendre comment fonctionne le traitement multi-look, considérons la figure 2.10.a. Lorsque le satellite se trouve au nadir des positions x_{n-4} , x_{n+4} , etc, il voit également la bande Doppler x_n même si cette dernière ne se trouve pas au nadir du satellite. L'approche multi-look consiste à rassembler toutes les formes d'onde correspondant à la bande Doppler x_n , observées depuis l'ensemble des positions balayées par le satellite, au sein d'une même matrice : "**la stack**". Un exemple de stack est fourni dans la figure 2.10.b. Après un traitement pour inverser l'hyperbole due à la géométrie de l'acquisition du signal radar ("range migration"), la stack est moyennée dans le sens des vues afin de restituer une forme d'onde moyenne correspondant à la bande Doppler x_n , permettant ainsi de minimiser le bruit de speckle. Cette forme d'onde est maintenant prête à passer à l'étape du retracking. Les caractéristiques des formes d'onde SAR ont principalement 3 grandes conséquences sur la mesure altimétrique de la banquise :

- Premièrement, la réduction de la taille effective de l'empreinte radar permet de mini-

miser la probabilité d'observer une zone contenant à la fois des leads et des floes.

- Deuxièmement, cette amélioration permet de filtrer une grande partie des rétrodiffuseurs spéculaires indésirables se trouvant dans les bandes Doppler voisines. Notons toutefois que dû à l'ambiguïté gauche/droite, les rétrodiffuseurs spéculaires en position off-nadir se trouvant dans la bande Doppler nadir sont toujours susceptibles d'impacter la forme d'onde et donc l'estimation du range.
- La dernière conséquence importante de l'altimétrie SAR est d'ordre géométrique. La figure 2.9.b montre une empreinte en mode LRM (bleue) et l'empreinte correspondante en mode SAR (rouge). Comme expliqué dans les sections précédentes, en mode LRM, la projection du signal radar au sol contenu dans chaque porte altimétrique forme des anneaux ayant une surface constante indépendamment de leur position par rapport au nadir. Par conséquent, seul l'effet du gain d'antenne permet de pondérer le signal se trouvant au nadir et d'atténuer le signal se trouvant en position off-nadir (figure 2.9.c). En mode SAR, la projection au sol du signal contenu dans chaque porte ne forme plus des anneaux complets mais des portions d'anneau de 300 m (fait purement géométrique). Contrairement au mode LRM, la surface de ces bandes diminue en s'éloignant du nadir. Ajouté à l'effet du gain d'antenne, la géométrie de l'empreinte SAR permet ainsi d'atténuer significativement l'impact de la rétrodiffusion off-nadir. Comme le montre la figure 2.9.c, l'atténuation du signal off-nadir donne aux formes d'ondes SAR un aspect très "piqué" par rapport aux formes d'ondes LRM. Cette caractéristique des formes d'onde SAR a pour conséquence de fortement réduire l'impact de la rugosité de surface sur la mesure du range (RANEY, 1998 ; RANEY, 2008).

Comme nous le verrons dans le Chapitre III, la technologie SAR a profondément révolutionné la mesure de l'épaisseur de la glace de mer. Depuis le lancement de CryoSat-2 en 2010, de nombreuses études ont permis de restituer avec une précision fortement améliorée l'épaisseur de glace à l'échelle du Bassin Arctique et ont permis de mieux comprendre les mécanismes de variabilité saisonnière et inter-annuelle (LAXON et al., 2013 ; KWOK et CUNNINGHAM, 2015 ; TILLING et al., 2015). Cela dit, l'arrivée de l'altimétrie SAR pose un problème majeur pour la mesure de l'épaisseur de glace par altimétrie : Depuis 1991 et les premières mesures altimétriques réalisées au-dessus de la banquise, les observations ont été réalisées en mode LRM. Par conséquent, l'arrivée de l'altimétrie SAR constitue une discontinuité et une source potentielle de biais pour la production d'un jeu de donnée d'épaisseur de glace couvrant l'ensemble de l'ère de l'altimétrie satellitaire. Ce sujet épineux occupe une position centrale au sein de cette thèse et sera traité au cours du Chapitre IV.

2.9. L'altimétrie SAR

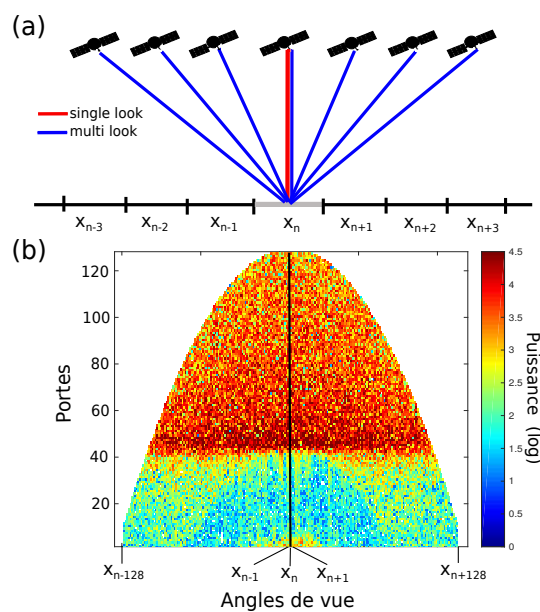


FIGURE 2.10 – (a) Schéma représentant le traitement multi-look (bleu) et (b) exemple de stack acquise par Sentinel-3 au dessus de l'océan et issue du produit CNES S3PP. La couleur symbolise la puissance (logarithmique) rétrodiffusée par une même bande Doppler et reçue par l'altimètre sous différents angles de vue (axes des X) et en fonction du temps (axe des Y). Le range migration a été appliquée afin d'aligner le signal dans les différentes vues.

Méthodes d'estimation d'épaisseur de glace de mer

Sommaire

3.1	Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord	39
3.1.1	Principe théorique	39
3.1.2	État de l'art des algorithmes d'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie spatiale	44
3.1.3	Amélioration de l'épaisseur de banquise par altimétrie : Identification des points clés	54
3.1.4	Description de l'algorithme d'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie utilisé dans la thèse	54
3.1.5	Incertitudes des estimations d'épaisseur de glace	57
3.2	Autres méthodologies d'estimation d'épaisseur de glace de mer	61
3.2.1	Estimation de l'épaisseur de glace par imagerie radiométrique	61
3.2.2	Mesures <i>in situ</i>	62

Toutes les techniques de mesure d'épaisseur de glace existantes ont chacune leurs avantages et leurs inconvénients. Les mesures *in situ*, par exemple, sont relativement précises mais n'offrent pas une bonne couverture spatio-temporelle. À l'inverse, les mesures satellites permettent d'avoir une excellente couverture spatio-temporelle mais sont bien souvent moins précises que les mesures *in situ*. A travers ce chapitre, nous décrirons d'abord la technique de mesure du franc-bord par altimétrie qui est la méthodologie principale sur laquelle s'appuie cette thèse. Nous parlerons ensuite de la mesure d'épaisseur de glace par imageur à micro-ondes et nous terminerons par décrire les techniques de mesures *in situ*.

3.1 Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

3.1.1 Principe théorique

Comme chacun le sait, la banquise flotte à la surface de l'océan. On appelle "franc-bord" la hauteur de glace émergée et "tirant" la hauteur de glace immergée (voir figure 3.1.a). La flottaison de la banquise est due à la poussée d'Archimède et au fait que la densité de la glace

(environ 900 kg.m^{-3}) est plus faible que la densité de l'eau de mer (environ 1020 kg.m^{-3}). Pour rappel, le principe d'Archimède nous dit : "Tout corps plongé dans un fluide au repos, entièrement mouillé par celui-ci ou traversant sa surface libre, subit une force verticale, dirigée de bas en haut et opposée au poids du volume de fluide déplacé." Ainsi si l'on applique le second principe de la dynamique Newtonienne au système glace/eau se trouvant à l'équilibre, on obtient :

$$\Pi_A = P \quad (3.1)$$

où Π_A représente la poussée d'Archimède et P le poids de volume d'eau déplacé. Le poids étant égale au produit de la masse et de la constante de pesanteur et la masse étant égale au produit de la densité et du volume, il vient alors :

$$V_e \rho_e g = V_g \rho_g g \quad (3.2)$$

où V_e et V_g représentent respectivement le volume d'eau déplacé et le volume de glace, où ρ_e et ρ_g représentent respectivement la densité de l'eau de mer et la densité de la glace et où g représente la constante de gravité. En passant en surfacique et en simplifiant, on obtient :

$$h_e \rho_e = h_g \rho_g \quad (3.3)$$

où h_e et h_g représentent respectivement le tirant d'eau et l'épaisseur de glace. Le tirant d'eau étant égale à la différence d'épaisseur de glace et de franc-bord ($h_e = h_g - fb$), l'équation 3.4 peut être exprimée sous la forme :

$$h_g = \frac{\rho_e}{\rho_e - \rho_g} fb \quad (3.4)$$

Cette équation montre qu'il est possible d'estimer l'épaisseur de glace à partir d'une mesure de franc-bord. Ce constat est la base d'approche de l'estimation d'épaisseur de glace de mer par altimétrie :

La première étape pour estimer l'épaisseur de banquise par altimétrie consiste à mesurer la hauteur de la banquise et de l'océan à partir de l'altimètre (cf. figure 3.1) afin de calculer le franc-bord selon l'équation simple :

$$fb = H_{banquise} - H_{océan} \quad (3.5)$$

La seconde étape consiste ensuite à convertir le franc-bord en épaisseur de glace à partir de l'équation d'équilibre hydrostatique (eq. 3.4).

Notons que cette technique a également été utilisée pour mesurer l'épaisseur des icebergs (TOURNADRE et al., 2012) ainsi que celle des plates-formes attachées au continent Antarctique

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

(CHUTER et BAMBER, 2015).

Malheureusement, la nature ne se laisse pas facilement observer et l'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie n'est pas si aisée.

La première difficulté réside dans la mesure précise du franc-bord par altimétrie. Cet exercice est en effet extrêmement complexe du fait de la difficulté des altimètres à mesurer les hauteurs au dessus des surfaces gelées.

Deuxièmement, la conversion du franc-bord en épaisseur de glace est plus complexe qu'il n'y paraît au premier abord. Jusqu'à présent, nous avons considéré la banquise comme un simple bloc de glace nue flottant à la surface de l'océan. La réalité est en fait plus complexe puisque la banquise est recouverte d'une couche de neige et que le système océan/banquise/neige possède des propriétés physiques (densité de glace, épaisseur de neige, *etc*) très variables dans le temps et l'espace. Pour comprendre comment ces caractéristiques peuvent impacter l'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie, analysons tour à tour les paramètres permettant de convertir le franc-bord en épaisseur de glace.

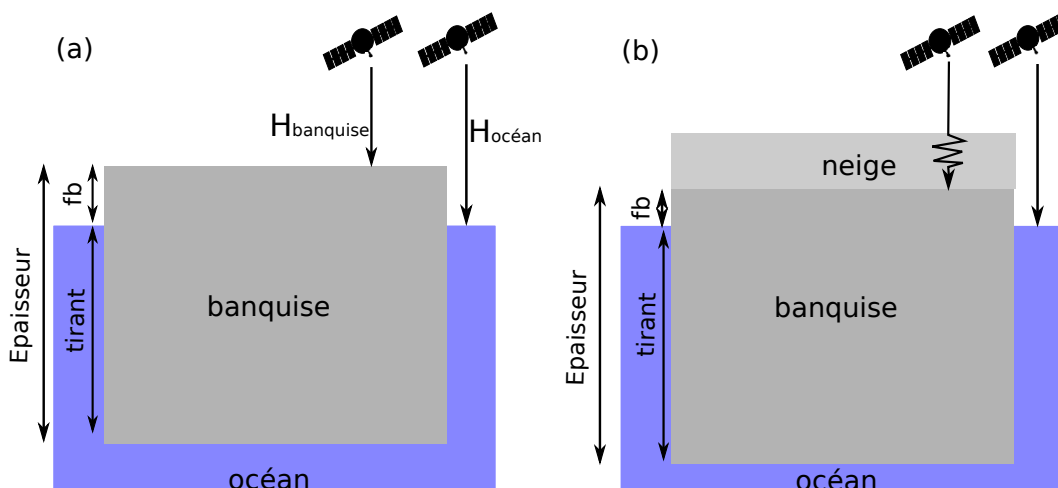


FIGURE 3.1 – Schéma représentant le principe de la méthode du franc-bord (a) sans neige et (b) avec de la neige.

Impact de la couverture neigeuse

La neige à la surface de la banquise se caractérise par une épaisseur, une densité et une taille de grains très variables. Cette variabilité des propriétés du manteau neigeux a de nombreux impacts sur la mesure altimétrique et sur l'équilibre hydrostatique.

En plus de potentiellement limiter la pénétration de l'onde radar comme nous l'avons vu dans le Chapitre II, le manteau neigeux modifie la vitesse de propagation de l'onde radar. En effet, la neige contient une plus grande densité de matière que l'air et rallonge le parcours moyen de l'onde par diffusions successives (voir figure 3.1.b). Le ralentissement de l'onde radar dans la neige (c_n) par rapport à la vitesse dans le vide (c) peut être paramétré en fonction de la densité de la neige (ρ_n) suivant l'expression tirée de ULABY et al., 1986 :

$$\frac{c_n}{c} = (1 + 0.51\rho_n)^{-1.5} \quad (3.6)$$

Le franc-bord estimé par altimétrie (fb) peut alors être corrigé (fb') de la façon suivante :

$$fb' = fb + h_n(1 - (1 + 0.51\rho_n)^{-1.5}) \quad (3.7)$$

En considérant une densité moyenne de 300 kg.m^{-3} , on constate que le signal radar se déplace environ 20% moins vite dans la neige que dans l'air. En prenant une valeur typique d'épaisseur de neige de 20 cm, ce ralentissement se traduit par une sous-estimation du franc-bord de 4 cm (20 cm \times 20 %). Par conséquent, il est essentiel de corriger l'effet du ralentissement de l'onde radar par la neige pour obtenir une mesure précise de franc-bord.

Passons maintenant à l'impact du manteau neigeux sur l'équilibre hydrostatique. Un manteau neigeux classique ($\rho_n = 300 \text{ kg.m}^{-3}$ et $h_n = 20 \text{ cm}$), représente une charge de 60 kg.m^{-2} . Cette charge supplémentaire enfonce la banquise dans l'océan et réduit le franc-bord. Pour autant, l'épaisseur de glace n'est elle pas modifiée (cf. figure 3.1.b). Pour prendre cet effet en compte, revenons à l'équation 3.2 en y ajoutant la masse de neige :

$$V_e\rho_e g = V_g\rho_g g + V_n\rho_n g \quad (3.8)$$

En effectuant les mêmes simplifications que pour les équation 3.2 à 3.5, il vient :

$$H_g = \frac{\rho_e fb + \rho_n h_n}{\rho_e - \rho_g} \quad (3.9)$$

Le second terme de l'équation 3.9, dû à la charge de neige sur la banquise, change fortement la relation qui existe entre le franc-bord et l'épaisseur de glace.

Afin d'analyser précisément l'impact de la couverture neigeuse sur l'estimation d'épaisseur de glace, nous montrons dans la figure 3.2.a et 3.2.b comment varie l'épaisseur de glace pour une mesure altimétrique de franc-bord (prise ici à 20 cm) en fonction des variations d'épaisseur et de densité de neige. Les domaines de variabilité d'épaisseur et de densité de neige sont tirés de l'étude de WARREN et al., 1999 tandis que les densités de glace de mer et d'eau de mer sont respectivement fixées à 900 kg.m^{-3} et 1024.5 kg.m^{-3} et le franc-bord est pris à 20 cm. Pour cette analyse, nous montrons en pointillé l'impact lié à l'équilibre hydrostatique et en trait continu l'impact lié à la combinaison de l'hydrostatique et au ralentissement de l'onde radar dans la neige.

Le premier résultat frappant est le faible impact de la densité de neige sur la conversion du franc-bord en épaisseur de glace avec une variation relative de l'ordre de 2%. De plus, la variabilité plus faible pour la courbe représentant la combinaison des 2 phénomènes démontre que les deux effets se compensent.

L'épaisseur de neige a quant à elle un impact beaucoup plus important, avec une variabilité

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

relative de 40% lorsque seul l'hydrostatique est pris en compte et de 92% lorsque la combinaison de l'hydrostatique et du ralentissement de l'onde radar est considérée.

Ces résultats démontrent qu'une estimation précise d'épaisseur de glace par altimétrie passe nécessairement par une bonne connaissance de l'épaisseur du manteau neigeux et dans une moindre mesure par une bonne connaissance de la densité de neige.

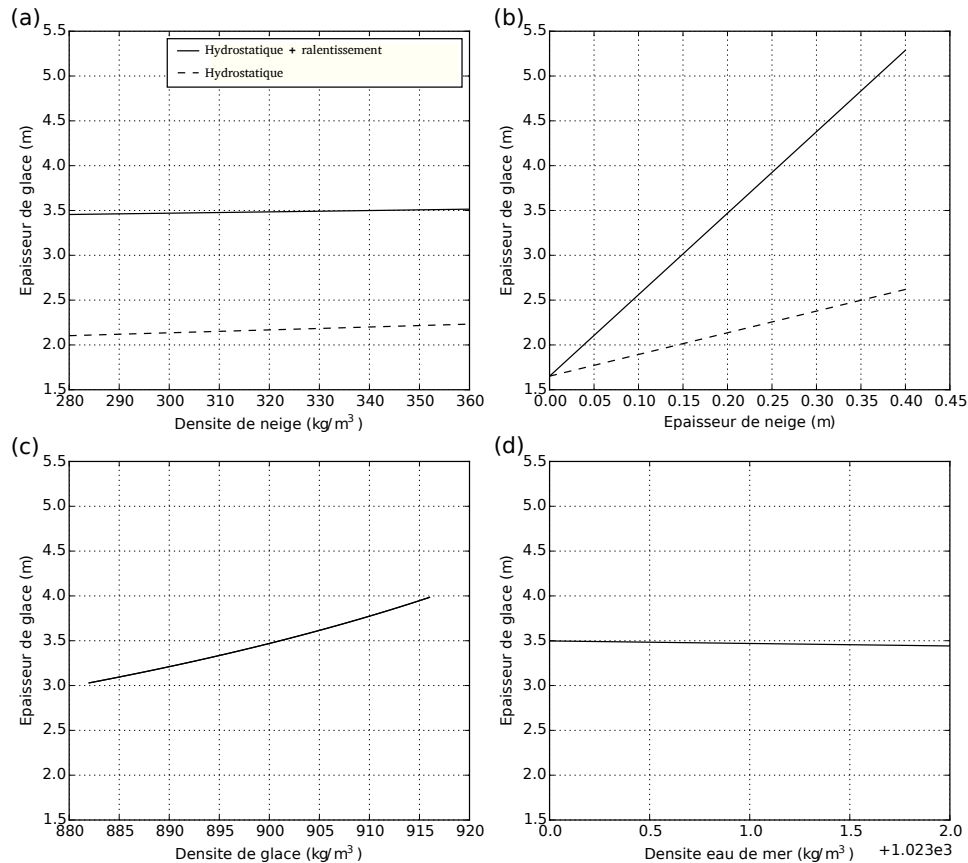


FIGURE 3.2 – Figure représentant les variations d'épaisseur de glace selon l'équation 3.9 en fonction de : (a) la densité de neige, (b) l'épaisseur de neige, (c) la densité de glace et (d) la densité d'eau de mer dans le cas où seul l'hydrostatisme est pris en compte (traits pointillés) et dans le cas où l'hydrostatique ET le ralentissement de l'onde radar sont pris en compte (traits pleine). Pour chaque cas, seul le paramètre en abscisse varie et les autres paramètres sont fixés ($fb = 20\text{cm}$, $h_n = 20\text{cm}$, $\rho_n = 300\text{kg.m}^{-3}$, $\rho_g = 917\text{kg.m}^{-3}$ et $\rho_e = 1024.5\text{kg.m}^{-3}$)

Impact de la densité de glace de mer

Jusqu'à présent, nous avons considéré que la densité de glace de mer était constante (900kg.m^{-3}). Cependant, nous avons vu dans le Chapitre I que selon son âge et la vitesse à laquelle elle s'est formée, la glace de mer peut afficher des densités relativement variables.

L'étude de TIMCO et FREDERKING, 1996 répertorie près d'une vingtaine de mesures indépen-

dantes de densité de glace de mer et montre que cette dernière varie fortement en fonction du type de glace (glace pérenne/glacé saisonnière) et de la position de l'échantillon (au dessus/au dessous du niveau de la mer). Pour les mesures réalisées au dessus de niveau de la mer, la densité varie de 840 à 910 $kg.m^{-3}$ pour la glace saisonnière et de 720 à 910 $kg.m^{-3}$ pour la glace pérenne. En dessous du niveau de la mer, la densité est relativement similaire pour la glace pérenne et la glace saisonnière avec des valeurs variant de 900 à 940 $kg.m^{-3}$. Puisque environ 90% de la glace se trouve sous le niveau de la mer, on peut définir ces dernières valeurs comme représentant le domaine de variabilité de densité de la glace de mer.

Plus récemment, l'étude de ALEXANDROV et al., 2010 basée sur des mesures de densité de glace de mer acquises au cours de la campagne SEVER (ROMANOV, 1995) montre que la densité de glace varie de 882 $kg.m^{-3}$ pour la glace pérenne à 917 $kg.m^{-3}$ pour la glace saisonnière. Bien que les résultats des études de ALEXANDROV et al., 2010 et TIMCO et FREDERKING, 1996 fournissent des valeurs absolues de densité de glace sensiblement différentes, elles s'accordent toutes les deux sur une variabilité d'environ 35 $kg.m^{-3}$ à 40 $kg.m^{-3}$.

A partir de ces estimations du domaine de variabilité, nous montrons dans la figure 3.2.c les variations d'épaisseur de glace en fonction des variations de densité de glace de mer pour un franc-bord de 20 cm, une densité de neige de 300 $kg.m^{-3}$, une densité d'eau de mer de 1024.5 $kg.m^{-3}$ et une épaisseur de neige de 20 cm. Puisque la densité de glace de mer n'intervient pas dans l'équation de correction de la propagation de l'onde radar (équation 3.7), seule la courbe montrant l'impact des 2 effets combinés est représentée.

A l'image de l'épaisseur de neige, les variabilités de la densité de glace de mer peuvent jouer un rôle important pour la conversion du franc-bord en épaisseur de glace avec une variation relative de l'ordre de 29 %. Par conséquent, la densité de glace doit, tout comme l'épaisseur de neige, être bien paramétrée afin d'estimer le plus précisément possible l'épaisseur de glace de mer.

Impact de la densité d'eau de mer

Le dernier paramètre de l'équation de l'hydrostatique restant à analyser est la densité d'eau de mer. Dans son étude, WADHAMS et al., 1992 répertorie les différentes estimations de densité d'eau de mer obtenues à la surface de l'Océan Arctique. Cette étude fournit une valeur moyenne de densité d'eau de mer de 1024.5 $kg.m^{-3}$ en hiver et de 1023.5 $kg.m^{-3}$ en été. Cette variation saisonnière est principalement attribuée à la dilution causée par la fonte de la banquise.

Lorsque les valeurs du domaine de variabilité de densité d'eau de mer sont injectées dans l'équation 3.9, on retrouve des variations relatives d'épaisseur de glace de l'ordre de 1% (voir figure 3.2.d). Par conséquent, la connaissance précise de la densité de l'eau de mer n'est absolument pas critique pour convertir précisément le franc-bord en épaisseur de glace.

3.1.2 État de l'art des algorithmes d'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie spatiale

Le lecteur l'aura compris, pour mesurer l'épaisseur de glace de mer par altimétrie, il est important d'avoir de bonnes mesures de franc-bord, d'épaisseur de neige, de densité de glace

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

TABLE 3.1 – Tableau récapitulatif des variations relatives d’épaisseur de glace liées à la variabilité de l’épaisseur de neige (h_n), de la densité de neige (ρ_n), de la densité de glace (ρ_g) et de la densité d’eau de mer (ρ_e).

	h_n	ρ_e	ρ_g	ρ_n
Variations du paramètre	0-40 cm	1023-1025 $kg.m^{-3}$	882-917 $kg.m^{-3}$	280-360 $kg.m^{-3}$
Impact relatif sur H_g	92%	2%	29%	1%

et dans une moindre mesure de bonnes estimations de densité de neige et d’eau de mer. Pour répondre à ces besoins, de nombreuses études ont développé des techniques de mesure, de correction et de paramétrisation afin de rendre optimale l’estimation de l’épaisseur de glace par altimétrie spatiale.

Dans cette section, nous commencerons par examiner les techniques de mesure du franc-bord et nous analyserons ensuite les méthodes permettant de convertir le franc-bord en épaisseur de glace.

3.1.2.1 Algorithmes de franc-bord

Identification lead/floe

Comme mentionné dans la section 3.1.1, le franc-bord est estimé en calculant la différence de hauteur qui existe entre la banquise et le niveau de la mer. Puisque la banquise (les floes) recouvre la majorité de la surface océanique, le niveau de l’océan ne peut être mesuré que dans les fractures de glace (les leads). Pour estimer le franc-bord, il est donc nécessaire d’identifier dans un premier temps quelles sont les observations qui correspondent aux floes et quelles sont celles qui correspondent aux leads.

Les optimistes se diront que les observations les plus basses (plus faible hauteur) devraient correspondre aux leads. Malheureusement, les observations les plus basses correspondent le plus souvent à des mesures off-nadir et sont donc des mesures inexploitable (cf. Chapitre II). Par conséquent, il est nécessaire de trouver un autre critère que celui de la hauteur pour distinguer les surfaces.

Une autre solution pour différencier les surfaces consisterait à co-localiser les mesures altimétriques avec des images (optiques, micro-ondes, SAR, *etc*). Bien que cette stratégie puisse fonctionner de manière ponctuelle, une généralisation de cette méthode à l’ensemble des mesures altimétriques serait très lourde à mettre en place. De plus, il n’existe à ce jour aucun satellite accueillant à son bord à la fois un imageur haute-résolution à visée nadir et un altimètre radar. La colocalisation ne pourrait donc s’opérer qu’à partir de plateformes satellites différentes et donc avec un temps de décalage non négligeable lorsque l’on considère la vitesse de déplacement de la banquise (plusieurs $km.j^{-1}$).

Face à ces limites, la communauté scientifique s’est donc tournée vers une approche beaucoup plus simple, mais très efficace. Si la hauteur de la surface estimée par altimétrie ne permet pas de distinguer les leads et les floes, d’autres paramètres fournis par le signal radar

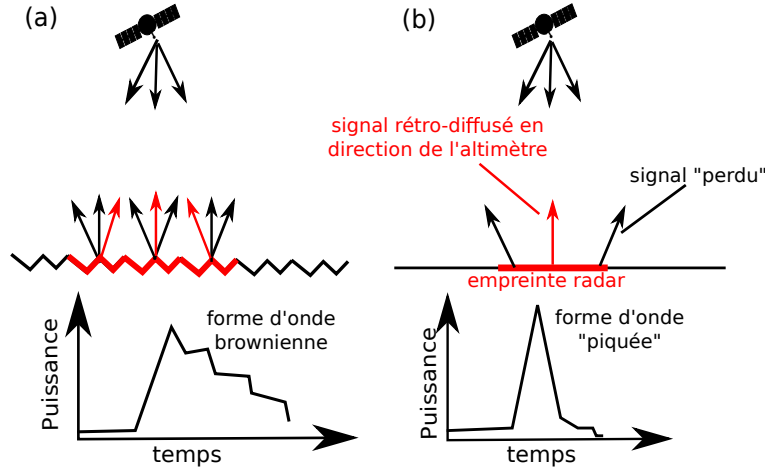


FIGURE 3.3 – Schéma montrant le comportement du signal radar et la forme d'onde associée à (a) une surface rugueuse et (b) une surface lisse.

permettent en revanche de distinguer les caractéristiques de la surface observée (ZYGMUNTOWSKA et al., 2013; ZAKHAROVA et al., 2015). Pour bien comprendre comment le signal radar peut être utilisé, il faut d'abord se pencher sur les propriétés de surface des floes et des leads.

Comme nous l'avons vu au cours du Chapitre I, les floes sont particulièrement rugueux. Cette rugosité joue un rôle très important sur le signal altimétrique puisqu'elle entraîne une rétrodiffusion dans toutes les directions et qu'elle permet à l'altimètre d'enregistrer du signal radar en provenance de l'ensemble de l'empreinte au sol (figure 3.3.a). Cette configuration de rétrodiffusion se traduit par un écho dont la forme est proche du modèle de Brown (faible décroissance du front descendant).

À l'inverse des floes, la surface des leads est relativement spéculaire car l'eau y est à l'abri du vent et souvent recouverte d'une fine couche de glace. Cette surface plate se comporte comme un miroir, qui retourne l'essentiel du signal radar vers l'altimètre (figure 3.3.b). Cette configuration de l'altimètre se trouvant au Nadir d'un lead se traduit alors par une forme d'onde avec une géométrie très "piquée" (avec une décroissance du front descendant très forte).

La différence intrinsèque de géométrie de forme d'onde entre lead et floe est précisément le phénomène qui permet d'identifier le type de surface se trouvant au nadir de l'altimètre à partir de la mesure radar. Pour quantifier la forme piquée des échos altimétriques et ainsi identifier les leads et les floes, le paramètre "pulse peakiness" (PP, cf. equation 3.10) est généralement utilisé (PEACOCK et LAXON, 2004).

$$PP = \frac{\max(WF)}{\sum_{i=0}^{i=N_{WF}} (WF_i)} \quad (3.10)$$

Pour distinguer les leads de la banquise il est nécessaire de définir un seuil au delà duquel les observations altimétriques peuvent être considérées comme des leads. Pour estimer ce seuil, la méthode généralement employée consiste à co-localiser le PP mesuré par l'altimètre avec des images haute-résolution acquises dans un intervalle de temps relativement court. Un

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

exemple de co-localisation entre des images Landsat (imageur fonctionnant dans le domaine du visible et proche infra-rouge) et le PP calculé à partir des formes d'onde Envisat et de CryoSat-2 est présenté dans la figure 3.4.

A partir d'une simple visualisation de ces données co-localisées, on peut assez facilement définir un seuil de PP permettant d'identifier la position des leads. Dans le cas de la figure 3.4 par exemple, un seuil de 0.3 semble permettre d'identifier l'ensemble des leads.

Après avoir identifié les leads, il est nécessaire de localiser les observations altimétriques correspondant aux floes. Malheureusement, les mesures non-identifiées comme des leads ne sont pas nécessairement des mesures de floes valides. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre II et plus précisément dans la figure 2.8, les formes d'onde altimétriques correspondant aux floes sont souvent impactées par la proximité d'un lead et sont le plus souvent inexploitable. Il est donc nécessaire de filtrer ce cas de figure afin d'identifier clairement les échos correspondant à des floes non-pollués par la présence de leads (PEACOCK et LAXON, 2004; RIDOUT et TONBOE., 2012; RICKER et al., 2014). Là encore, la méthode classique pour filtrer les observations dites "mixées", consiste à faire usage du PP. Comme le montre la figure 3.4, la proximité de leads très spéculaires tend à faire augmenter le PP. C'est précisément ces valeurs anormalement élevées de PP qui permettent d'identifier la présence d'observations mixées. Sur la figure 3.4 par exemple, les observations caractérisées par un PP se situant sous la barre des 0.1-0.15 peuvent être raisonnablement considérées comme de la banquise tandis que les observations se situant entre 0.1-0.15 et 0.3 doivent être filtrées.

Si l'identification des leads et des floes par analyse du signal radar fonctionne très bien durant l'hiver, ça n'est malheureusement pas le cas en été. En effet, comme nous l'avons vu au cours du Chapitre I, dès que les températures remontent la neige fond et laisse place à des mares de fonte. La surface de ces mares de fonte est souvent aussi lisse que la surface des leads et signe donc de la même façon sur le signal radar que ces derniers (cf. Annexe A figure 2). Par conséquent, il est impossible à l'heure actuelle de distinguer avec certitude les mesures correspondant aux leads en été. La mesure de l'épaisseur de glace par altimétrie se limite donc généralement à la période hivernale.

Retracking

Une fois que les leads et les floes sont identifiés, on peut passer à l'application du retracking aux formes d'ondes et au calcul du range altimétrique. Si cette partie est une étape clé de la méthode du franc-bord, c'est également celle qui présente la plus grande diversité dans la littérature. La procédure de retracking décrite pour la première fois dans l'étude de LAXON et al., 2003 et plus longuement développée dans projet ESA Climate Change Initiative (CCI) (RIDOUT et TONBOE., 2012), reste toutefois la plus utilisée dans la littérature (GILES et al., 2008; LAXON et al., 2013; ARMITAGE et RIDOUT, 2015; SCHWEGMANN et al., 2015). Cette procédure consiste à utiliser un algorithme de retracking pour les leads différent de celui utilisé pour les floes. L'utilisation de 2 retrackings différents est justifiée par le fait que les retrackers empiriques ne prennent pas en compte la différence de géométrie des échos entre les leads et les floes (LAXON, 1994).

Dans cette procédure, l'algorithme de retracking utilisé pour les leads consiste à représenter

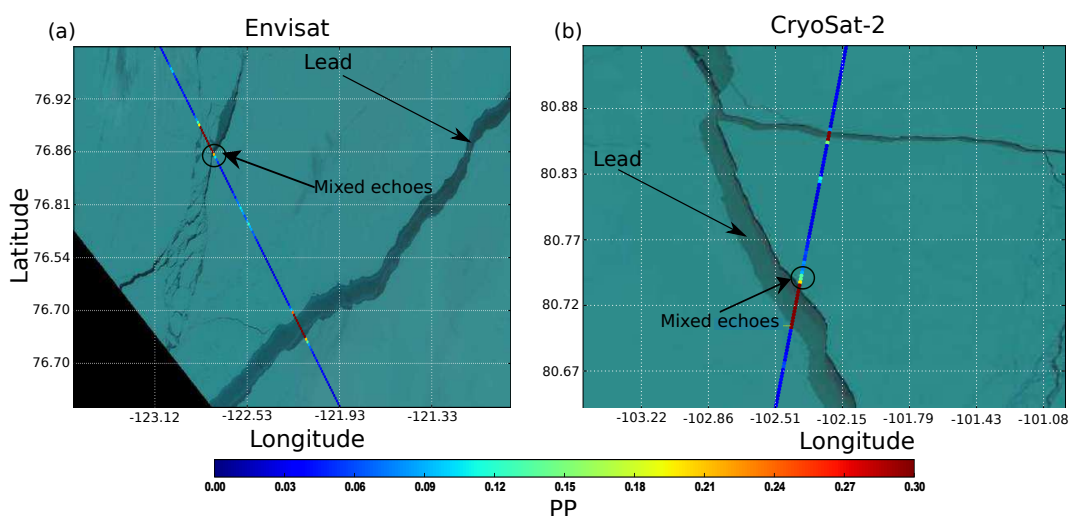


FIGURE 3.4 – Figure montrant la projection (a) du PP d’Envisat sur une image Landsat-7 et (b) du PP de CryoSat-2 sur une image Landsat-8. Notons que les images et les données altimétriques ont été acquises à moins de 24h d’intervalle.

le front montant par une Gaussienne et le front descendant par une exponentielle négative. Le range altimétrique est ainsi estimé en plaquant ces fonctions aux formes d’onde grâce à un algorithme de Levenberg-Marquardt (MARQUARDT, 1963).

L’algorithme de retracking utilisé pour l’estimation de la hauteur des floes est quant à lui un Offset Center Of Gravity (cf. Chapitre II) qui est utilisé avec un seuil à 50% (WINGHAM et al., 1986).

En plus de l’utilisation de 2 algorithmes de retracking différents, la méthode CCI fait également état d’une correction constante qui viserait à corriger le biais inhérent à l’utilisation de 2 retrackings. Cette correction reste toutefois très peu détaillée et il n’existe pas de travaux publiés montrant le bénéfice d’une telle approche. Ce sujet sera plus longuement discuté au cours Chapitre IV.

À l’inverse de la méthode décrite dans le projet CCI, certaines études n’utilisent qu’un seul et unique retracker empirique pour estimer le range altimétrique des leads et des floes (RICKER et al., 2014; KWOK et CUNNINGHAM, 2015). D’autres études encore, comme celle de KURTZ et al., 2014, utilisent un retracker basé sur un modèle physique qui prend en compte la différence de rugosité existant entre les leads et les floes.

Face à la diversité de toutes ces méthodologies, il n’existe à ce jour aucun consensus sur une méthode de retracking plus performante que les autres et le débat reste ouvert.

Estimation de la hauteur

L’étape suivante de la méthode du franc-bord consiste à estimer la hauteur des surfaces grâce à la mesure du range altimétrique estimé à partir du retracking des formes d’onde. Comme nous l’avons vu au cours du Chapitre II, cette étape consiste à retirer la valeur du range à l’altitude du satellite, corriger les effets de ralentissement de l’onde radar dans l’atmosphère et appliquer les corrections du niveau de la mer (marées, MSS, etc).

Une étude récente a montré que les corrections atmosphériques et océaniques appliquées à

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

ce stade ont relativement peu d'impact sur la mesure du franc-bord (RICKER et al., 2015). Selon cette même étude, moins de 10% des observations de franc-bord sont impactées par une variation de plus de 1 cm après application des correction atmosphériques et océaniques. Il est donc assez raisonnable de conclure que cette étape ne constitue pas une source majeure d'incertitude sur la mesure du franc-bord. Néanmoins, nous appliquons toutes les corrections nécessaires pour limiter toute sorte de biais, aussi faibles soient-ils.

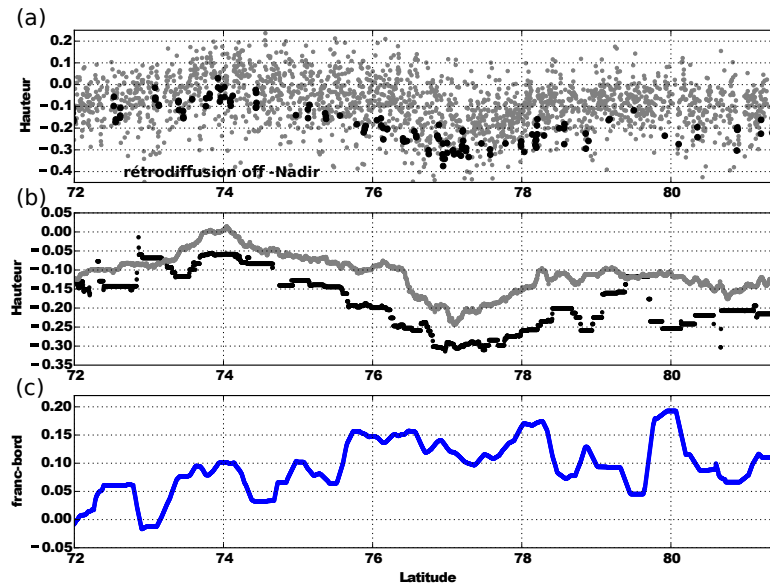


FIGURE 3.5 – Figure montrant (a) la hauteur des floes (points gris) et des leads (points noirs) échantillonnée à une fréquence de 20 Hz (300 m) le long d'une trace CryoSat-2, (b) idem après application d'une médiane glissante avec une fenêtre de 50 km et (c) franc-bord calculé à partir des courbes de la figure (b). Notons que les variations de hauteur présentées dans les figures (a) et (b) sont causées par des variations du niveau de la mer non prises en compte par les corrections appliquées (MSS, marées, etc).

Calcul du franc-bord

Une fois que la hauteur des surfaces est estimée (cf. figure 3.5.a), il ne reste plus qu'à calculer le franc-bord. Avant cela, une moyenne glissante sur la hauteur des floes et de leads est généralement appliquée le long de la trace altimétrique afin de réduire l'impact des erreurs de mesures individuelles (cf. section 3.1.7 pour le calcul d'incertitude). La taille des fenêtres glissantes varient généralement de 10 km pour les altimètres ayant une bonne résolution (comme CryoSat-2) à 50 km pour les altimètres moins résolus (comme Envisat). Lorsque la moyenne glissante a été appliquée (cf. figure 3.5.b), la hauteur moyenne du niveau de la mer le long de la trace altimétrique est soustraite à celle du niveau moyen des floes afin de calculer le franc-bord le long de la trace altimétrique.

Grillage

La dernière partie de l'algorithme de franc-bord consiste généralement à moyenner les données sur une grille régulière (grille sur laquelle chaque pixel a la même taille). Cette étape a pour principal objectif de réduire l'erreur gaussienne en moyennant une grande quantité de données et permet également de représenter sur des cartes moyennes l'épaisseur de glace à l'échelle de l'Arctique (LAXON et al., 2013).

L'approche de grillage la plus basique consiste à appliquer une moyenne sur chaque point de grille avec un rayon allant de 25 à 100 km. Cette moyenne peut être pondérée par la proximité au point de grille (GUERREIRO et al., 2016) ou encore par l'incertitude de la mesure de franc-bord (RICKER et al., 2014). Des exemples de carte de franc-bord avant et après grillage sont présentés respectivement figure 3.6.a et 3.6.b.

3.1.2.2 Algorithmes de conversion du franc-bord en épaisseur de glace

Une fois que les cartes de franc-bord sont obtenues, il ne reste "plus qu'à" les convertir en cartes d'épaisseur de glace. Comme nous l'avons vu dans la section 3.1 et comme suggéré par l'équation 3.9, cette conversion passe par une connaissance des champs d'épaisseur de neige et de densité de neige, de glace et d'eau de mer. Analysons donc comment ces champs de données sont estimés dans la littérature pour opérer cette conversion.

Densité de l'eau de mer :

Pour convertir le franc-bord en épaisseur de glace, toutes les études utilisent une valeur constante (dans le temps et l'espace) de densité d'eau de mer. Cette valeur varie de 1023.8 kg.m^{-3} (GILES et al., 2008 ; LAXON et al., 2013) à 1030 kg.m^{-3} (KERN et al., 2015) et sont presque toutes basées sur les résultats décrits dans l'étude de WADHAMS et al., 1992.

Densité de la glace de mer :

Comme nous l'avons vu précédemment, la densité de la glace de mer est variable dans l'espace et le temps (TIMCO et FREDERKING, 1996 ; ALEXANDROV et al., 2010) et est susceptible de causer d'importantes incertitudes sur la conversion du franc-bord en épaisseur de glace. Malheureusement, il n'existe à l'heure actuelle aucun moyen d'observer à grande échelle ce paramètre et les scientifiques ont donc du faire appel à une paramétrisation.

Les premières paramétrisations de densité de glace de mer consistaient simplement à utiliser une seule et unique valeur pour l'ensemble de la banquise et pour tous les mois d'hiver (LAXON et al., 2003 ; GILES et al., 2008). Plus récemment, l'étude de ALEXANDROV et al., 2010 a suggéré d'utiliser une densité de 882 kg.m^{-3} pour la glace pérenne et de 917 kg.m^{-3} pour la glace saisonnière. Par la suite, toutes les estimations d'épaisseur de glace par altimétrie ont tenu compte de ces valeurs (LAXON et al., 2013 ; KWOK et CUNNINGHAM, 2015 ; KERN et al., 2015 ; TILLING et al., 2015).

Afin d'utiliser les préconisations de l'étude de ALEXANDROV et al., 2010, il faut d'abord être capable de différencier la glace pérenne de la glace saisonnière à l'échelle de l'Océan Arctique. Fort heureusement, il existe de nombreuses techniques permettant de différencier le type de glace de mer à partir de capteurs satellites. Le premier jeu de données de type de

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

glace utilisé pour paramétrer la densité de glace de mer a été la classification OSI-SAF. Cette classification est basée sur l'étude de BREIVIK et al., 2012 et fait notamment appel au diffusiomètre Quikscat (bande C) afin d'identifier la différence de rugosité existant entre la glace pérenne (très rugueuse) et la glace saisonnière (peu rugueuse). Dans les études d'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie (LAXON et al., 2013; KERN et al., 2015), la classification de type de glace est généralement utilisée comme suit :

$$\rho_g = \begin{cases} 882kg.m^{-3}, & \text{si type} = \text{MY} \\ 917kg.m^{-3}, & \text{si type} = \text{FY} \end{cases} \quad (3.11)$$

Où MY (Multi Year) et FY (First Year) sont les notations généralement adoptées pour désigner respectivement la glace pérenne et la glace saisonnière.

L'étude de (KWOK, 2004) va encore plus loin en estimant la fraction de glace pérenne dans chaque pixel du diffusiomètre. Cette fraction de glace pérenne est ensuite utilisée pour convertir le franc-bord en épaisseur de glace (KWOK et CUNNINGHAM, 2015) en paramétrant la densité de glace de mer (ρ_g) de la façon suivante :

$$\rho_g = \rho_g^{MY} f_{MY} + \rho_g^{FY} (1 - f_{MY}) \quad (3.12)$$

Où f_{MY} représente la fraction de glace pérenne (glace Multi Year) et où ρ_g^{MY} et ρ_g^{FY} sont respectivement les densités de glace pérenne ($882 kg.m^{-3}$) et de glace saisonnière ($917 kg.m^{-3}$).

Épaisseur de neige

Comme nous le disions plus haut, l'épaisseur de neige est très certainement le paramètre qui a le plus fort impact dans la conversion du franc-bord en épaisseur de glace. Malheureusement, il n'existe là non-plus pas de technique permettant d'estimer l'épaisseur de neige à la surface de l'ensemble de la banquise arctique. Toutefois, certaines études ont montré qu'il était possible d'estimer l'épaisseur de neige sur la glace saisonnière à partir de capteurs à micro-onde embarqués à bord de satellites (MARKUS et CAVALIERI, 1998; MAASS et al., 2013). Bien que ces données soient prometteuses, les exercices de validation montrent qu'il est encore nécessaire d'améliorer les algorithmes afin de fournir de meilleures estimations. De plus, ces capteurs ne fournissent pas de données d'épaisseur de neige sur la glace pérenne et sont, par conséquent, très peu utilisés pour convertir le franc-bord en épaisseur de glace (KERN et al., 2015).

Face à ce manque de données d'épaisseur de neige, il a donc encore une fois fallu faire usage d'une paramétrisation. Pour paramétrer l'épaisseur de neige sur la banquise, les premières études d'épaisseur de glace par altimétrie ont fait appel à la climatologie issue de l'étude de WARREN et al., 1999 (W99) pour convertir le franc-bord en épaisseur de glace (LAXON et al., 2003; GILES et al., 2008). Cette climatologie mensuelle est basée sur des

mesures *in situ* d'épaisseur et de densité de neige acquises par des scientifiques soviétiques entre 1954 et 1991. Bien que ces mesures aient été obtenues principalement dans la partie centrale de l'Arctique et au large de la côte Sibérienne, l'étude de WARREN et al., 1999 fournit des estimations d'épaisseur et de densité de neige sur l'ensemble de l'Océan Arctique grâce à l'utilisation d'une interpolation quadratique mensuelle appliquée à l'ensemble des données obtenues en Arctique. Pour reconstruire la climatologie W99, un tableau avec les coefficients de la fonction ajustée pour l'épaisseur de neige et la densité de neige est fournie pour chaque mois de l'année (cf. AnnexeB. 3).

Bien que l'épaisseur de neige fournie par la climatologie W99 soit un jeu de donnée très précieux, une étude récente a montré qu'elle n'est pas représentative de l'état actuel de la couverture neigeuse (KURTZ et FARRELL, 2011). Plus précisément, il a été démontré en utilisant des mesures aéroportées que l'épaisseur de neige à la surface de la glace saisonnière est environ 50% plus faible que celle de la climatologie W99. L'épaisseur actuelle de neige à la surface de la glace pérenne est en revanche semblable à celle prescrite par la climatologie. A la suite de ce résultat, des études récentes ont adapté leur paramétrisation d'épaisseur de neige pour convertir le franc-bord en épaisseur de glace. Les études de LAXON et al., 2013 et TILLING et al., 2015 ont, par exemple, utilisé la classification de type de glace OSI-SAF pour paramétrer l'épaisseur de neige (h_n) de la façon suivante :

$$h_n(X, t) = \begin{cases} h_n^{W99}(X, t), & \text{si type} = \text{MY} \\ \frac{1}{2}h_n^{W99}(X, t), & \text{si type} = \text{FY} \end{cases} \quad (3.13)$$

Où $h_n^{W99}(X, t)$ représente l'épaisseur de neige fournie par la climatologie W99. Dans l'étude de KWOK et CUNNINGHAM, 2015, l'épaisseur de neige est paramétrée à partir de la fraction de glace pérenne f_{MY} similairement à la densité de glace de mer :

$$h_n(X, t, f_{MY}) = h_n^{W99}(X, t)f_{MY} + \frac{1}{2}h_n^{W99}(X, t)(1 - f_{MY}) \quad (3.14)$$

Densité de neige

Depuis les toutes premières études, la paramétrisation de la densité de neige n'a pas été modifiée et les estimations d'épaisseur de glace par altimétrie sont toutes établies à partir de la densité de neige fournie par la climatologie W99. Comme pour l'épaisseur de neige, les champs mensuels de densité de neige couvrent l'ensemble de l'Arctique grâce à l'application d'une interpolation quadratique à l'ensemble des mesures *in situ* (voir Annexe B.3).

Une fois que tous les champs de paramètres sont estimés ou paramétrés, les cartes d'épaisseur de glace sont alors calculées à partir des équations 3.5, 3.7 et 3.9.

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

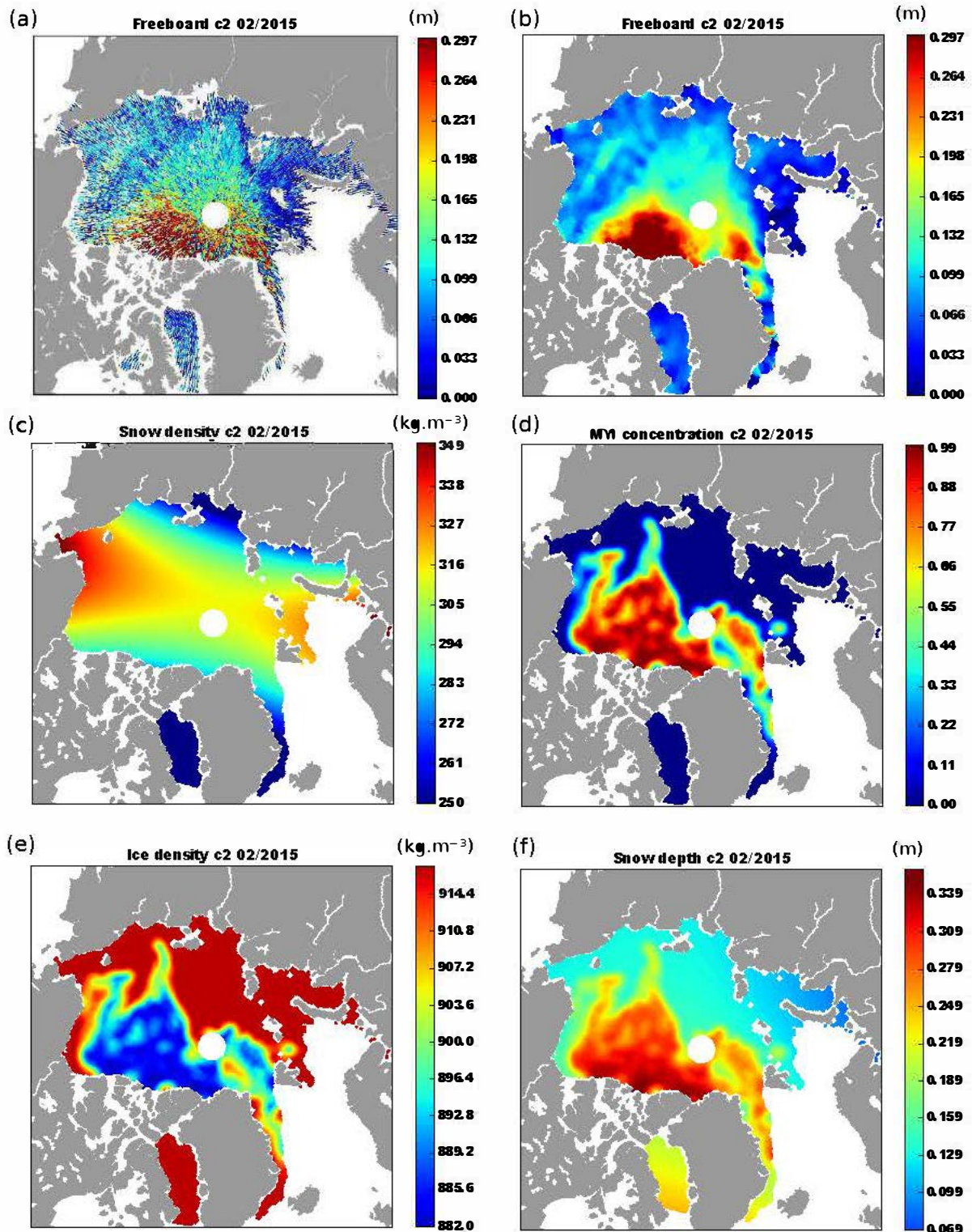


FIGURE 3.6 – Cartes correspondant au mois de Février 2015 et montrant (a) le franc-bord le long des traces CryoSat-2, (b) le même franc-bord grillé, (c) la densité de neige, (d) la concentration de glace pérenne, (e) la densité de glace de mer et (f) l'épaisseur de neige pour le mois de Février 2015.

3.1.3 Amélioration de l'épaisseur de banquise par altimétrie : Identification des points clés

Le lecteur l'aura compris, la mesure de l'épaisseur de banquise par altimétrie à l'échelle du Bassin Arctique est un vaste chantier où bon nombre de points restent encore à améliorer. Face à ce constat, il est important d'identifier les éléments clés qui nous permettront de répondre à notre objectif premier, à savoir, améliorer les estimations longues d'épaisseur de banquise par altimétrie.

Comme nous l'avons vu dans les sections précédentes, il ne peut y avoir de bonnes estimations d'épaisseur de glace sans une mesure précise du franc-bord. Par conséquent, une estimation sur le long terme d'épaisseur de glace passe nécessairement par une estimation longue et continue du franc-bord. Puisqu'une mission altimétrique dépasse rarement la décennie, les estimations longues de franc-bord ne peuvent se faire qu'en combinant les mesures de franc-bord obtenues à partir de plusieurs missions successives. Jusqu'à aujourd'hui, aucune étude n'a encore permis de combiner les mesures de franc-bord acquises à partir de différentes missions d'altimétrie radar. **La continuité de la mesure du franc-bord inter-mission** sera donc notre premier cheval de bataille dans cette thèse (Chapitre IV). En particulier, nous nous intéresserons à la continuité de mesure du franc-bord entre l'altimétrie LRM (ERS-1/2 & Envisat) et l'altimétrie SAR (CryoSat-2 & Sentinel-3).

Au cours des sections précédentes, nous avons également vu que la conversion du franc-bord en épaisseur de glace est une source d'incertitude importante. Parmi les différents paramètres pouvant biaiser cette conversion, nous avons montré que l'épaisseur de neige, par son rôle sur la pénétration de l'onde radar et sur l'hydrostatique, est le paramètre ayant la plus grande influence (cf. Tableau 3.1). Face à ce constat et en l'absence de mesure d'épaisseur de neige à l'échelle de l'Arctique, notre deuxième grand objectif consistera à **développer une méthode innovante d'estimation de l'épaisseur de neige par altimétrie** afin d'améliorer la conversion du franc-bord en épaisseur de glace (Chapitre VI).

3.1.4 Description de l'algorithme d'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie utilisé dans la thèse

Maintenant que l'état de l'art est dressé et que nos objectifs sont décrits, passons à la description des algorithmes que nous allons développer au cours de cette thèse pour estimer l'épaisseur de glace à partir du signal altimétrique.

Avant de commencer cette description, il est important de faire un point sur la philosophie de l'approche développée. Le but final de cette thèse est d'améliorer les estimations d'épaisseur de banquise sur le long terme. Pour améliorer ces estimations, il est nécessaire dans un premier temps de comprendre pourquoi les méthodes actuelles ne permettent pas la production d'un tel jeu de données. Par conséquent, l'approche algorithmique de l'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie développée dans cette thèse ne se veut pas révolutionnaire (dans un premier temps) mais compte au contraire s'appuyer fortement sur l'état de l'art présenté dans les sections précédentes.

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

Deuxième point important : la méthodologie que nous souhaitons mettre en place doit être applicable à l'altimétrie SAR comme à l'altimétrie LRM. Par conséquent, nous n'utiliserons pas de paramètres du mode SAR non-disponibles en mode LRM (la stack par exemple). De plus, les différents filtrages et lissages doivent être identiques pour tous les satellites altimétriques utilisés afin de ne pas causer de biais inter-mission. Afin de faciliter la description du calcul d'épaisseur de glace par altimétrie, un schéma de l'algorithme utilisé est fourni dans la figure 3.7.

Le range altimétrique est calculé à partir des formes d'onde et du retracking Threshold First Maximum Retracking Algorithm (TFMRA) paramétré avec un seuil à 50%. Le choix de ce retracking est basé sur les excellents résultats présentés dans l'étude de RICKER et al., 2014 et sur le fait que ce retracking est le plus adapté dans les régions où le signal off-nadir est susceptible de biaiser les estimations du range (HELM et al., 2014).

Afin de passer du range à la hauteur des surfaces, la hauteur native (altitude - range) est corrigée de la surface moyenne océanique, de la marée océanique, de la marée barométrique, de la marée polaire, de la marée solide, du ralentissement de l'onde dans la ionosphère et dans la troposphère (sèche et humide).

Une fois la hauteur estimée, les leads et les floes sont identifiés à partir d'un seuil appliqué sur le PP. Les observations ayant un PP supérieur à 0.3 sont considérées comme des leads tandis que les observations avec un PP inférieur à 0.1 sont considérées comme des floes. Les observations avec un PP situé entre 0.1 et 0.3 sont rejetées. Notons que les seuils utilisés (0.3 et 0.1) sont basés sur la visualisation de plus de 20 images Landsat co-localisées avec des mesures altimétriques pour chaque mission satellite.

Le niveau moyen des leads et des floes est ensuite estimé grâce à un filtre médian avec une fenêtre d'une largeur de 25 km. L'utilisation de la médiane est une nouveauté qui a pour objectif de filtrer statistiquement les valeurs aberrantes de hauteur souvent causées par des réflexions off-nadir.

Pour le grillage, un filtre médian est appliqué afin d'obtenir des champs mensuels de franc-bord sur une grille stéréo-polaire de 12.5 km de résolution (grille couramment utilisée pour les données de banquise). Le choix de la taille du rayon de grillage (100 km) est issu d'un compromis entre la réduction de l'importante erreur gaussienne des altimètres fonctionnant en mode LRM et la volonté de ne pas trop dégrader la bonne résolution spatiale des altimètres fonctionnant en mode SAR (cf. Chapitre IV).

Concernant la conversion du franc-bord en épaisseur de glace, la densité de neige suit la climatologie mensuelle W99 tandis que la densité d'eau de mer est fixée à 1024.3 kg.m^{-3} . La densité de la glace de mer et l'épaisseur de neige suivent quant à elles les équations 3.12 et 3.14.

Afin d'appliquer ces équations, il nous a d'abord fallu choisir un jeu de données de fraction de glace pérenne. Ce choix s'est principalement fait sur la volonté de couvrir l'ensemble de la période d'altimétrie polaire (1991-). La classification de type de glace OSI-SAF n'étant disponible que depuis 2005, d'autres solutions ont alors dû être explorées.

Le jeu d'observations que nous avons décidé de retenir est la classification de type de glace par la méthode du "pixel tracking" (TSCHUDI et al., 2010). Cette technique utilise des images

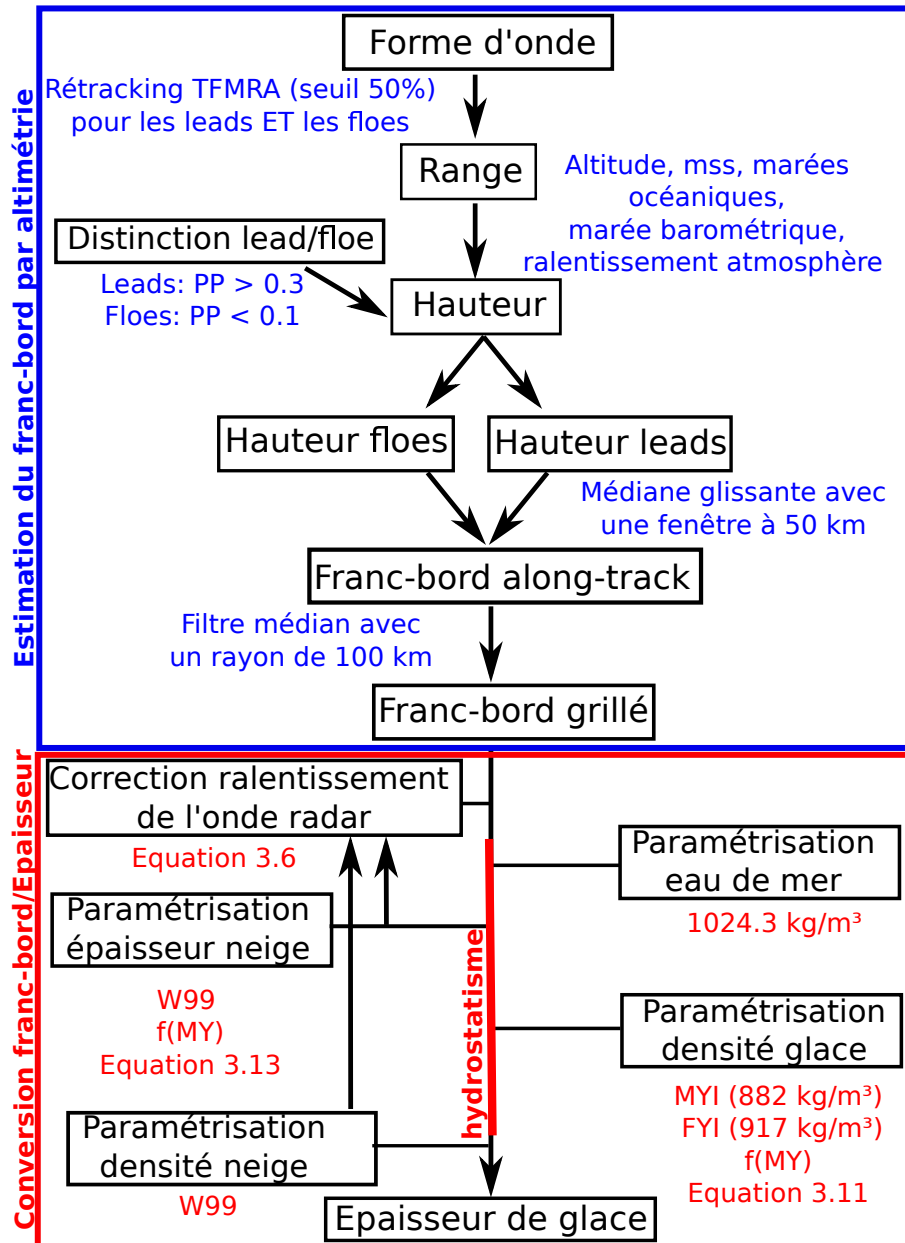


FIGURE 3.7 – Schéma décrivant l’algorithme d’estimation d’épaisseur de glace par altimétrie utilisé dans cette thèse. La partie bleue correspond à l’estimation du franc-bord et la partie rouge correspond à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace.

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

radiométriques acquises quotidiennement afin de suivre tous les jours le déplacement de chaque petit élément de banquise. Ce suivi quotidien permet d'estimer précisément le temps que le pixel de banquise a passé dans le bassin Arctique et permet même de donner à la glace un âge relativement précis (à l'année près). Ce jeu d'observations a principalement deux gros avantages. Premièrement, il ne fait pas d'hypothèse empirique sur la relation existant entre la rugosité de la glace et son âge comme le fait le jeu de données OSI-SAF. Deuxièmement, cette méthode fait appel à tous les capteurs radiométriques disponibles depuis 1978 (SSM/I, AMSR-E, *etc*) et permet ainsi d'avoir des données de type de glace sur l'ensemble de l'ère altimétrique (1991-).

Pour passer du champs d'âge de glace fourni par la méthode de TSCHUDI et al., 2010 à un champs de fraction de glace pérenne, une méthode relativement simple est appliquée : toutes les observations de plus de 1 an sont considérées comme glace pérenne et toutes celles de moins de 1 an sont considérées comme glace saisonnière. Par la suite, un filtre avec un rayon de 100 km (comme pour le franc-bord) est utilisé pour estimer la fraction de glace pérenne autour de chaque point de grille.

Une fois que les champs de franc-bord, d'épaisseur de neige, de densité de neige de glace et d'eau de mer sont calculés (voir exemples de champs figure 3.7), les équations 3.5, 3.7 et 3.9 sont appliquées pour estimer des cartes mensuelles d'épaisseur de glace à l'échelle du bassin Arctique (voir figure 3.8.a).

3.1.5 Incertitudes des estimations d'épaisseur de glace

L'algorithme d'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie étant entièrement décrit, il est maintenant nécessaire d'estimer les incertitudes liées aux calculs intermédiaires et aux différentes paramétrisations.

Pour réaliser ce calcul, nous ferons l'hypothèse que les différentes incertitudes ne sont pas liées entre elles et qu'elle se propagent indépendamment de manière gaussienne. Cette hypothèse apparaît relativement raisonnable pour la densité de glace de mer, la densité d'eau de mer et le franc-bord. En revanche, il existe un lien étroit entre l'épaisseur de neige et sa densité puisque l'épaisseur de neige conditionne le gradient de température entre l'atmosphère et la glace et impacte indirectement le métamorphisme des grains et donc la densité de la couche neigeuse. Notons qu'à l'inverse, la densité de neige n'a *a priori* aucun impact sur l'épaisseur de neige.

Malgré la dépendance de la densité à l'épaisseur de la couche neigeuse, son faible impact sur la conversion du franc-bord en épaisseur de glace (cf. figure 3.2) autorise raisonnablement l'approximation d'indépendance des variables, qui permet de calculer l'incertitude d'épaisseur de glace (ϵ_{H_g}) selon la formule de propagation gaussienne des incertitudes :

$$\epsilon_{H_g}^2 = \sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \right)^2 \epsilon_{x_i}^2 \quad (3.15)$$

Chapitre 3. Méthodes d'estimation d'épaisseur de glace de mer

TABLE 3.2 – Tableau récapitulant le domaine de variabilité et les incertitudes des paramètres nécessaires à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace.

Paramètres	Valeurs typiques	Incertitude	Référence
Épaisseur neige	0-40 m	0.094 m	(WARREN et al., 1999)
Densité neige	280-370 $kg.m^{-3}$	3.2 $kg.m^{-3}$	(WARREN et al., 1999)
Densité glace FY	917 $kg.m^{-3}$	35.7 $kg.m^{-3}$	(ALEXANDROV et al., 2010)
Densité glace MY	882 $kg.m^{-3}$	23.0 $kg.m^{-3}$	(ALEXANDROV et al., 2010)
Densité eau de mer	1023-1025 $kg.m^{-3}$	0.5 $kg.m^{-3}$	(WADHAMS et al., 1992)

Où i représente l'indice des différentes variables x (densité de glace, de neige, *etc*) et ϵ_{xi} représente l'incertitude associée à x_i . f est la fonction du calcul d'épaisseur de glace faite à partir de la mesure altimétrique. Elle est obtenue en combinant les équations 3.5, 3.7 et 3.9 :

$$H_g = \frac{\rho_e((H_{floe} - H_{lead}) + h_n(1 - (1 + 0.51\rho_n)^{-1.5})) + \rho_n h_n}{\rho_e - \rho_g} \quad (3.16)$$

Ainsi, l'incertitude sur l'estimation d'épaisseur de glace est donnée par :

$$\begin{aligned} \epsilon_{H_g}^2 = & \left[-\frac{((H_{floe} - H_{lead}) + h_n(1 - (1 + 0.51\rho_n)^{-1.5}))\rho_g + \rho_e h_n}{(\rho_e - \rho_g)^2} \right]^2 \epsilon_{\rho_e}^2 \\ & + \left[\frac{\rho_e((H_{floe} - H_{lead}) + h_n(1 - (1 + 0.51\rho_n))) + \rho_n h_n}{(\rho_e - \rho_g)^2} \right]^2 \epsilon_{\rho_g}^2 \\ & + \left[\frac{\rho_e(1 - (1 + 0.51\rho_n)^{-1.5}) + \rho_n}{(\rho_e - \rho_g)} \right]^2 \epsilon_{h_n}^2 \\ & + \left[\frac{-\rho_e(-1.5)(0.51)(1 + 0.51\rho_n)^{-2.5} + h_n}{(\rho_e - \rho_g)} \right]^2 \epsilon_{\rho_n}^2 \\ & + \left[\frac{\rho_e}{(\rho_e - \rho_g)} \right]^2 \epsilon_{H_{floe}}^2 \\ & + \left[-\frac{\rho_e}{(\rho_e - \rho_g)} \right]^2 \epsilon_{H_{lead}}^2 \end{aligned} \quad (3.17)$$

Pour la densité de neige (ρ_n), de glace (ρ_g) et d'eau de mer (ρ_e) ainsi que pour l'épaisseur de neige (h_n), les valeurs d'incertitude sont fournies dans les études d'où les données sont extraites (WADHAMS et al., 1992; WARREN et al., 1999; ALEXANDROV et al., 2010). Le tableau 3.2 répertorie l'ensemble de ces valeurs.

Concernant la hauteur des floes et des leads, il n'existe pas de chiffrage d'incertitude précis de la mesure altimétrique comme il peut en exister pour l'océan. Par conséquent, certaines études utilisent la valeur associée au bruit de speckle comme valeur d'incertitude (LAXON et al., 2013). Bien que cette valeur soit représentative de l'incertitude de la mesure radar, elle ne prend pas en compte les incertitudes liées à l'étape du retracking de la forme d'onde. Pour prendre en compte l'ensemble des incertitudes liées à la mesure altimétrique on peut

3.1. Estimation par altimétrie : la technique du franc-bord

utiliser l'écart-type local de la hauteur des leads comme on le fait généralement pour mesurer l'incertitude des mesures du niveau de la mer. En revanche, l'écart-type de hauteur des floes ne peut être utilisé comme valeur d'incertitude puisqu'il est en partie lié à la variabilité de la hauteur de la banquise. Puisque nous n'avons aucun autre moyen de mesurer l'incertitude altimétrique au dessus des floes, nous ferons donc l'hypothèse que cette dernière est égale à celle mesurée sur les leads. Cette hypothèse est relativement forte puisqu'à l'inverse des leads, la mesure altimétrique à la surface des floes peut être biaisée par la variabilité de pénétration de l'onde radar dans la neige. Néanmoins, cette approche est la seule dont nous disposons pour calculer l'incertitude de mesure altimétrique et nous devons donc malheureusement nous en accommoder.

Suivant la procédure décrite ci-dessus, l'écart-type moyen (σ_{SLA}) est estimé pour les missions Envisat et CryoSat-2 en calculant la moyenne des écart-types locaux (dans la fenêtre glissante de 25 km) sur la période Novembre 2010 - Avril 2011 (période commune). Le σ_{SLA} de CryoSat-2 est très clairement plus faible que celui d'Envisat (voir tableau 3.3). Cette différence de résultat sera abordée au cours du Chapitre IV.

Une fois que l'incertitude associée à chaque mesure altimétrique est évaluée, il s'agit d'estimer la valeur que prend cette incertitude après le moyennage d'un grand nombre de données de hauteur de leads et de floes le long de la trace altimétrique. Pour cela, nous considérerons que la distribution des incertitudes individuelles est gaussienne et que l'incertitude moyenne liée à la mesure altimétrique peut être estimée de la façon suivante :

$$\begin{aligned}\epsilon_{H_{floe}} &= \frac{\sigma_{SLA}}{\sqrt{N_{obs_{floe}}}} \\ \epsilon_{H_{lead}} &= \frac{\sigma_{SLA}}{\sqrt{N_{obs_{lead}}}}\end{aligned}\tag{3.18}$$

Où $N_{obs_{floe}}$ et $N_{obs_{lead}}$ représentent le nombre de mesures de hauteur de floes et de leads disponibles pour calculer la hauteur moyenne au moment du grillage des données. Cette paramétrisation de l'erreur gaussienne permet pour la première fois d'intégrer la densité du nombre de leads et de floes au calcul d'incertitude d'épaisseur de glace.

La combinaison des équations 3.17 et 3.18 permet de calculer des cartes d'incertitude associées à chaque carte d'épaisseur de glace mensuelle et cela pour chaque mission altimétrique. Un exemple de carte d'épaisseur de glace et d'incertitude associée pour la mission CryoSat-2 est présenté figure 3.8.b.

Dans cet exemple, l'incertitude pour une épaisseur moyenne d'environ 2 m est de l'ordre de 45 cm soit près de 25%. Cette valeur est considérable lorsque l'on cherche à estimer des variations décennales de l'ordre de 10% à 20%. Nous analyserons dans les chapitres suivants l'impact de ces incertitudes sur l'analyse des variations d'épaisseur de glace par altimétrie.

TABLE 3.3 – Tableau montrant l'écart-type moyen de l'anomalie de surface de la mer (SLA) après correction de la Mean Sea Surface et des effets de marées pour les missions CryoSat-2 et Envisat.

	CryoSat-2	Envisat
σ_{SLA}	0.037 m	0.093 m

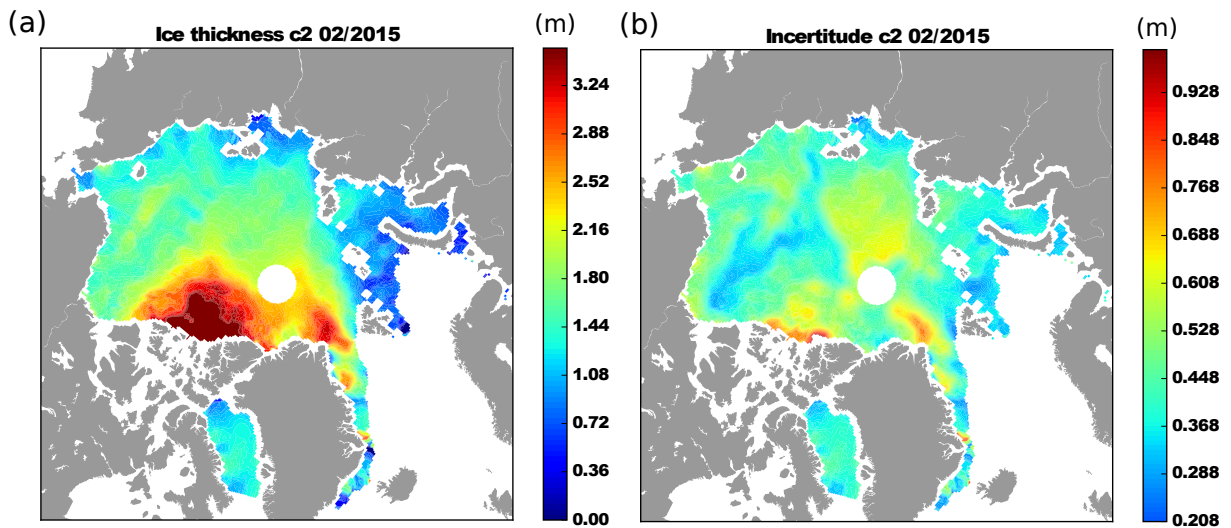


FIGURE 3.8 – (a) Carte d'épaisseur de glace calculée à partir du franc-bord de CryoSat-2 pour le mois de Février 2015 et (b) carte d'incertitude associée.

3.2 Autres méthodologies d'estimation d'épaisseur de glace de mer

3.2.1 Estimation de l'épaisseur de glace par imagerie radiométrique

À l'inverse des altimètres, les imageurs radiométriques n'émettent pas de signal radar mais enregistrent simplement le signal émis par la surface. On dit que ce sont des capteurs passifs. Les radiomètres fonctionnent généralement à des fréquences (18 GHz, 35 GHz, 85 GHz, *etc*) et des polarisations (horizontale/verticale) sensibles à différentes caractéristiques physiques (densité, taille de grain, humidité, *etc*). Ces différences de sensibilité permettent d'étudier en détail les caractéristiques physiques de la banquise ainsi que celles de la neige qui la recouvre.

Les imageurs radiométriques tels que SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) ont initialement été utilisés pour détecter la présence de banquise à la surface de l'océan et pour produire de longues séries temporelles d'extension et de concentration de glace de mer (CAVALIERI et al., 1999). Assez rapidement, les scientifiques se sont rendus compte que les caractéristiques de la banquise telles que la diffusion de volume ou la salinité de la glace avaient une signature différente selon la fréquence et la polarisation considérée (VANT et al., 1974). Suite à ce constat, plusieurs études ont utilisé les données radiométriques pour identifier la glace nouvelle, la glace saisonnière ou encore la glace pérenne (COMISO, 1986; MARKUS et CAVALIERI, 2000). La plupart de ces études sont basées sur des méthodologies empiriques mais offrent toutefois d'excellents résultats qui sont encore utilisés de nos jours pour produire des séries temporelles d'extension de glace pérenne (COMISO, 2012a).

Suite à ces premiers résultats, certaines études ont utilisé les imageurs radiométriques pour estimer l'épaisseur de glace. L'étude de DRUCKER et al., 2003 utilise le capteur visible infrarouge AVHRR (Advances Very High Resolution Radiometer) pour estimer de fines épaisseurs de glace (0-20 cm). Bien que cette méthode fournisse de très jolis résultats (cf. figure 3.9.a), le domaine spectral utilisé permet seulement d'estimer l'épaisseur de glace par temps clair, ce qui dans les régions arctiques est relativement rare. Pour faire face à ce problème, d'autres études ont utilisé des bandes spectrales moins impactées par la présence de nuages et de vapeur d'eau. C'est notamment le cas de l'étude de MARTIN et al., 2004 qui utilise le rapport des polarisations (horizontal/vertical) de la température de brillance à 37 GHz du capteur SSM/I pour estimer l'épaisseur de glace dans des pixels de 25 km. L'arrivée du radiomètre AMSR-E a ensuite permis d'améliorer la résolution de ces estimations d'épaisseur de glace à 12.5 km (MARTIN et al., 2005). Malheureusement, les estimations basées sur les capteurs SSM/I et AMSR-E permettent seulement d'estimer des épaisseurs de glace de l'ordre de 10 à 20 cm.

Plus récemment, la bande L (1.4 GHz) de la mission SMOS (Soil Moisture Ocean Salinity) a également été utilisée pour estimer l'épaisseur de glace de mer (KALESCHKE et al., 2012). Les estimations d'épaisseur de SMOS sont basées sur un modèle simple d'émissivité de la glace de mer qui fait l'hypothèse que seule la glace impacte le signal radiométrique et que

la température de brillance $T_{brillance}$ peut-être approximée comme étant égale au produit de l'émissivité ϵ_{ice} et de la température de la glace T_{glace} :

$$T_{brillance} = \epsilon_{ice} T_{glace} \quad (3.19)$$

L'équation 3.19 est ensuite adaptée à partir d'un modèle semi-empirique pour exprimer la température de brillance en fonction de la salinité, la température et l'épaisseur de la glace (KALESCHKE et al., 2010). L'inversion de ce modèle permet ainsi d'estimer l'épaisseur de glace à partir de la température de brillance grâce à une paramétrisation de la salinité et de la température de la banquise. Les incertitudes liées à ce modèle limitent encore une fois l'estimation de l'épaisseur de glace à une valeur relativement fine (environ 0.55 m). Les premières validations des produits d'épaisseur de glace sont encourageantes (cf. fig 3.9.b) mais affichent tout de même de fortes limitations et nécessitent encore quelques améliorations (KALESCHKE et al., 2016). Cela dit, les produits d'épaisseur de glace de mer basés sur SMOS ont montré de meilleurs résultats que l'altimétrie spatiale concernant la glace fine et ont donc été utilisés en combinaison des produits altimétriques (notamment CryoSat-2) pour améliorer les cartes d'estimation d'épaisseur de glace de mer (KALESCHKE et al., 2015 ; RICKER et al., 2017a).

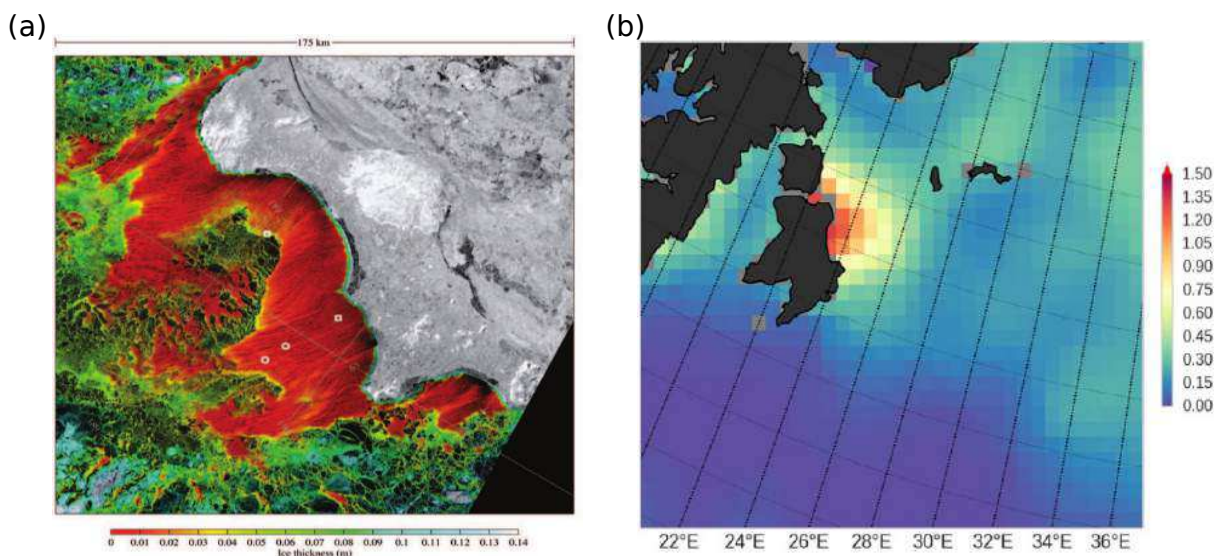


FIGURE 3.9 – Cartes d'épaisseur de glace estimées à partir de (a) AVHRR (tirée de DRUCKER et al., 2003) et (b) à partir de SMOS (tiré de KALESCHKE et al., 2016).

3.2.2 Mesures *in situ*

Venons en maintenant à la dernière section de ce chapitre, les mesures *in situ*. Bien que *in situ* signifie "sur place" en latin, on utilise souvent ce terme pour nommer l'ensemble des mesures réalisées sur la glace, sous la glace et par voies aéroportées (hélicoptère, drone, etc). Les campagnes *in situ* peuvent prendre la forme d'un hivernage ou bien d'une mission de

3.2. Autres méthodologies d'estimation d'épaisseur de glace de mer

courte durée. Parmi les différentes campagnes d'hivernage ayant eu lieu, on peut notamment citer la campagne SHEBA (Surface Heat Budget Of The Arctic Ocean) qui s'est déroulée entre Septembre 1997 et Septembre 1998 et qui a permis de mesurer, entre autres, la croissance de la banquise ainsi que celle du manteau neigeux (STURM et al., 2002). Les hivernages sur la banquise sont toutefois assez rares de nos jours et la plupart des campagnes de mesure se déroulent généralement sur une période de seulement quelques semaines. L'un des objectifs de ces campagnes courtes est la validation des mesures satellites et notamment celle de l'épaisseur de glace. Les campagnes CryoVex ont, par exemple, comme principal objectif de valider les mesures d'épaisseur de glace obtenues à partir de la mission CryoSat-2.

Les mesures manuelles

La mesure d'épaisseur de glace de mer la plus basique consiste tout simplement à creuser la glace à l'aide d'une tarière afin de mesurer directement l'épaisseur (voir figure 3.10.a). Bien que simple à mettre en place, cette méthode ne permet pas de couvrir une grande surface de banquise ni de correctement échantillonner sa variabilité locale.

Pour mesurer l'épaisseur de glace plus efficacement, les glaciologues utilisent des capteurs électromagnétiques tels que le Ground Penetration Radar (GPR) ou l'EM31 (voir figure 3.10.b). L'EM31 est un instrument électromagnétique qui permet de cartographier en profondeur la conductivité des milieux. Sur la banquise, il est utilisé pour détecter la position du fort gradient de conductivité situé à l'interface glace/océan depuis la surface et offre ainsi une mesure directe de l'épaisseur de glace. Le GPR est quant à lui un instrument radar fonctionnant à des fréquences allant de 0.1 à 1 GHz. Ces instruments sont généralement tractés sur une luge ou sur un traîneau afin de réaliser des acquisitions longues de quelques kilomètres.

Les mesures autonomes

Les méthodes de mesure manuelles sont limitées à la période de présence des scientifiques sur la banquise. Pour pallier ce problème, des appareils de mesure autonomes ont été installés afin de mesurer l'épaisseur de la banquise en continue.

Parmi ces appareils, on retrouve les bouées dérivantes IMB (RICHTER-MENGE et al., 2006, Ice Mass Balance) ou encore les bouées Ice-T du programme OTPIMISM (VIVIER et al., 2016, Observing processes impacting the sea ice mass balance from *In Situ* Measurements). Sur ces bouées, les données d'épaisseur de glace sont généralement acquises grâce à une thermo-résistance qui permet de mesurer la distance entre l'interface air/neige et l'interface glace/océan par contraste thermique (figure 3.10.c).

Autre appareil autonome régulièrement utilisé pour la mesure de l'épaisseur de glace : le mouillage (figure 3.10.d). À l'inverse des bouées, les mouillages sont fixés au plancher océanique et se situent à plusieurs dizaines de mètres sous la glace. Les mouillages ne mesurent pas directement l'épaisseur de glace mais le tirant d'eau. Pour ce faire, le sonar mesure la distance qui sépare la banquise du capteur. La profondeur du capteur sonar est ensuite déduite de la pression océanique, de la salinité et de la température. Sur le principe de l'altimétrie, le tirant d'eau est finalement estimé en calculant la différence entre la profondeur et la distance à la banquise. Comme pour le franc-bord, le tirant peut ensuite être converti en épaisseur

de glace en résolvant l'équation d'équilibre hydrostatique. Les données de tirant acquises par les mouillages du programme BGEP (Beaufort Gyre Exploration Program) depuis 2003 ont largement contribué à la validation des estimations d'épaisseur de glace par altimétrie (KWOK et al., 2009; LAXON et al., 2013; KWOK et CUNNINGHAM, 2015).

Les mesures aéroportées

Les mesures aéroportées (acquises à partir d'un avion ou d'un hélicoptère) sont un bon compromis entre la précision des mesures terrain et l'excellente couverture spatio-temporelles des satellites. Notons toutefois que les restrictions sur le vol de nuit limitent l'acquisition de ces données aux périodes printanières et estivales.

L'épaisseur de glace peut être mesurée directement à partir d'un EM31 tracté via un câble à un hélicoptère ou un avion survolant la glace à très basse altitude (cf. figure 3.10.e). Le vol à basse altitude étant relativement dangereux pour l'EM31 et pour le personnel à bord, ce type de sortie est généralement assez court et les estimations d'épaisseur de glace couvrent le plus souvent une zone limitée.

L'épaisseur de glace peut également être mesurée indirectement par la méthode du franc-bord. A la différence des satellites, les avions équipés d'un altimètre radar volent relativement proche de la glace permettant ainsi de réduire la taille de l'empreinte au sol. De plus, les radars embarqués à bord des appareils aéroportés ne sont pas soumis aux mêmes normes instrumentales que les satellites. Ils peuvent donc utiliser une meilleure configuration instrumentale (plus forte puissance d'émission, plus grande largeur de bande, *etc*) pour atteindre une résolution verticale de l'ordre du centimètre.

En plus des altimètres très précis, les avions sont souvent équipés de radar de neige pouvant mesurer l'épaisseur du manteau neigeux à la surface de la banquise. C'est le cas notamment de la mission aéroportée Operation Ice Bridge (OIB) qui mesure en continu le franc-bord en parallèle de l'épaisseur de neige. L'apport de l'information sur l'épaisseur de neige permet de convertir le franc-bord en épaisseur de glace avec une excellente précision. Notons toutefois que la conversion du franc-bord en épaisseur de glace passe par une paramétrisation empirique de la densité de neige, de glace et de l'eau de mer. Par conséquent, l'épaisseur de glace aéroportée peut être localement biaisée du fait de la variabilité des propriétés de la glace et de la neige. Les données acquises par les différentes missions OIB (2009-2017) ont, elles aussi, largement contribué à calibrer et valider les estimations d'épaisseur de glace réalisées à partir de satellites altimétriques (LAXON et al., 2013; KWOK et CUNNINGHAM, 2015).

Les mesures à partir de sous-marins

A l'image des mouillages, les sous-marins militaires de l'U.S Navy peuvent échantillonner le tirant d'eau de la banquise le long de leur déplacement. Les données de tirant sont principalement disponibles entre 1958 et 2000 et couvrent une surface d'environ 3 millions de km² au niveau du bassin canadien et de l'arctique central (KWOK et al., 2009). Malheureusement, les données sous-marins déclassifiées depuis 2000 sont peu nombreuses et ne permettent donc pas la validation des données satellites les plus récentes.

3.2. Autres méthodologies d'estimation d'épaisseur de glace de mer

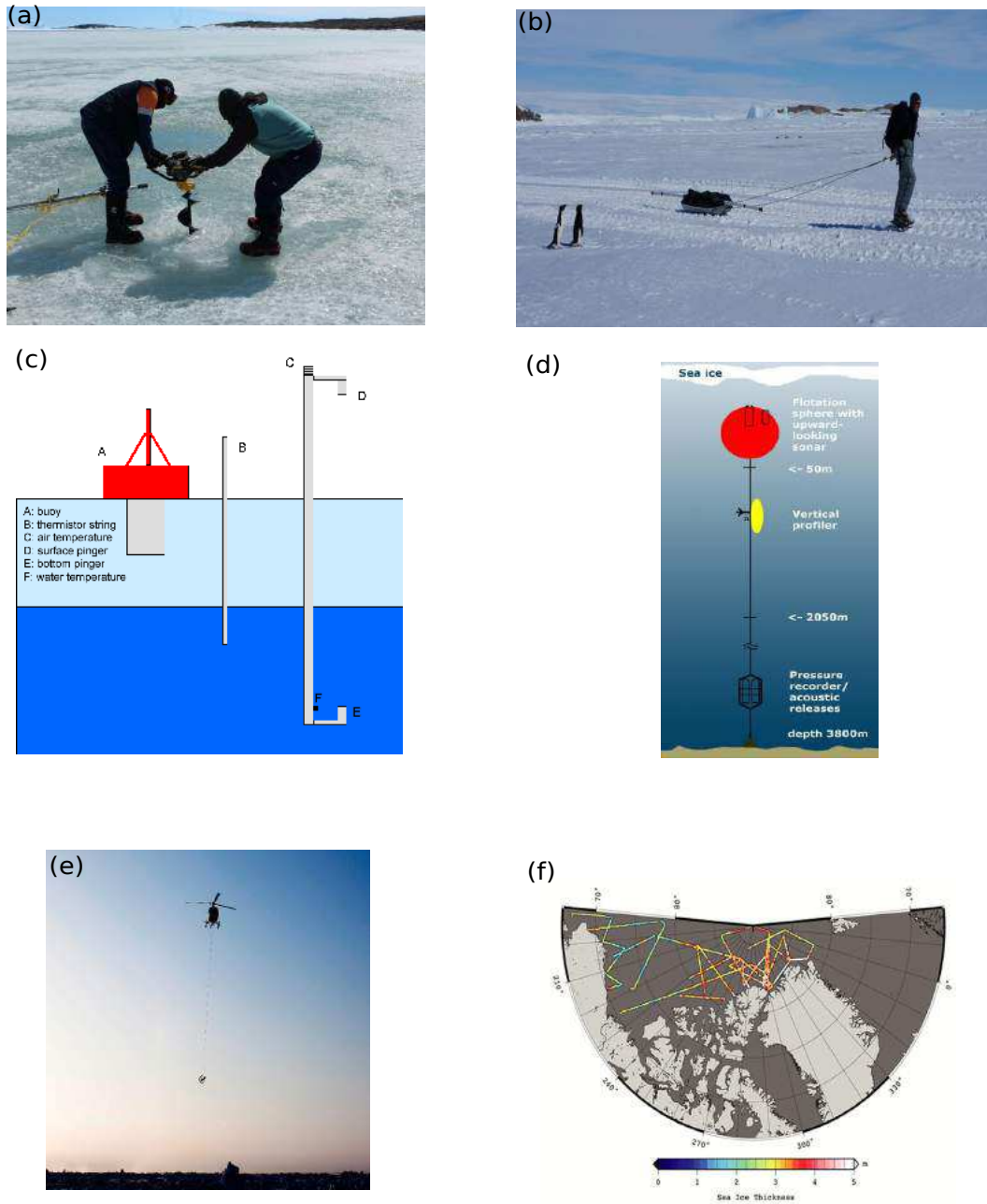


FIGURE 3.10 – (a) Photo de personnes creusant un trou dans la glace à l'aide d'une tarière, (b) photo d'un EM31 tracté par un scientifique, (c) schéma d'une bouée Ice Mass Balance (IMB), (d) schéma d'un mouillage du Beaufort Gyre Exploration Program (BGEF), (e) photo d'un EM31 attaché par un câble à un hélicoptère et (f) carte d'épaisseur de glace obtenue lors d'une campagne Operation Ice Bridge (OIB).

Continuité de la mesure d'épaisseur de glace entre altimétrie LRM et altimétrie SAR

Sommaire

4.1	Introduction	67
4.2	Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré	70
4.2.1	Résumé (français)	70
4.2.2	Abstract	71
4.2.3	Introduction	71
4.2.4	Data and methodology	73
4.2.5	Results	78
4.2.6	Discussion	88
4.2.7	Conclusions	89
4.3	Discussion et perspectives	92

4.1 Introduction

Comme mentionné dans le Chapitre III, notre premier objectif pour améliorer les longues estimations d'épaisseur de glace de mer consiste à assurer la continuité des mesures de franc-bord réalisées à partir de différentes missions altimétriques. Afin de mieux cerner la problématique de cette continuité, la figure 4.1 montre la chronologie des missions à orbite polaire fonctionnant en bande Ku.

Le point important soulevé par cette chronologie est la transition technologique qu'a connue l'altimétrie radar polaire aux environs de 2010 avec la fin des missions Européennes fonctionnant en mode LRM (Envisat/2012) et le début des missions fonctionnant en mode SAR (CryoSat-2/2010). La dernière mission lancée en 2016, Sentinel-3A ainsi que son petit frère dont le lancement est prochainement prévu confirment cette tendance de renouvellement de l'observation altimétrique polaire.

Chapitre 4. Continuité de la mesure d'épaisseur de glace entre altimétrie LRM et altimétrie SAR

Ce constat soulève une question importante : Est-on capable d'assurer une continuité de l'observation d'épaisseur de banquise par altimétrie spatiale malgré cette transition technologique ?

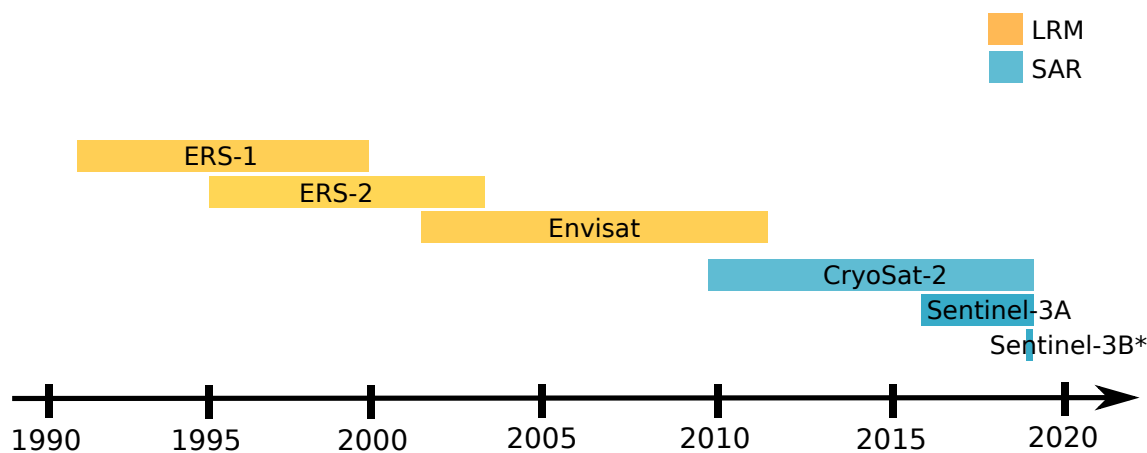


FIGURE 4.1 – Chronologie des missions altimétriques à orbite polaire et fonctionnant en bande Ku. Les missions sur fond rouge fonctionnent en mode LRM et les missions sur fond bleu fonctionnent en mode SAR au dessus de la banquise. *Mission dont le lancement est prochainement prévu.

Avant de répondre à cette question, commençons par dresser l'état des lieux bibliographique de la mesure du franc-bord pour chaque mission altimétrique. Le Tableau 4.1 regroupe l'ensemble des études ayant estimé le franc-bord à partir d'altimètres opérant en bande Ku. Parmi toutes les missions existantes (cf. annexe B.1), seules 3 ont pour l'instant été exploitées pour estimer le franc-bord : ERS-2 (LRM), Envisat (LRM) et CryoSat-2 (SAR). Notons qu'au vu des résultats préliminaires présentés par la communauté, les estimations de franc-bord faites à partir de la mission Sentinel-3A (SAR) devraient bientôt être publiées.

Au total, seules 3 études présentant des résultats de franc-bord à partir d'altimètres LRM ont été publiées. Parmi ces 3 études, les deux premières proviennent d'une équipe de chercheurs originaires du CPOM à Londres (LAXON et al., 2003; GILES et al., 2008) tandis que la dernière provient d'une équipe de CliSAP à Hambourg (KERN et al., 2015). Alors que les études réalisées par le CPOM ne soulignent aucun biais majeur dans leurs estimations, l'étude du CliSAP fait état d'un biais positif d'épaisseur de glace de l'ordre de 0.5-1.5 m pour la mission Envisat. Ce constat, ajouté à l'absence d'estimation de franc-bord et d'épaisseur de glace sur l'ensemble de la mission Envisat (2002-2012) suggère que les résultats obtenus par le CPOM n'ont jamais pu être reproduits par une autre équipe de chercheurs.

Si l'on se penche maintenant sur la première mission d'altimétrie SAR, CryoSat-2, on constate que les résultats scientifiques concernant le franc-bord et/ou l'épaisseur de glace sont relativement nombreux (LAXON et al., 2013; KURTZ et al., 2014; ARMITAGE et RIDOUT, 2015; KWOK et CUNNINGHAM, 2015; RICKER et al., 2015; TILLING et al., 2015) et qu'ils ont été obtenus par une communauté de chercheurs beaucoup plus étendue (CPOM/UK, AWI/Allemagne, JPL/USA et CSL/USA). De plus, la validation des estimations de franc-

4.1. Introduction

TABLE 4.1 – Tableau récapitulatif de l’ensemble des études ayant mesuré le franc-bord à partir d’altimètres radars opérant en bande Ku. En rouge sont représentées les études ayant fait appel à des données externes (bouées, mouillages, vols aéroportés, *etc*) pour valider les résultats altimétriques. *Étude ayant suggérée un potentiel biais dans les estimations de franc-bord.

	ERS-2 (LRM)	Envisat (LRM)	CryoSat-2 (SAR)
Références	LAXON et al., 2003	GILES et al., 2008	LAXON et al., 2013
		KERN et al., 2015*	RICKER et al., 2014
			KURTZ et al., 2014
			ARMITAGE et RIDOUT, 2015
			KWOK et CUNNINGHAM, 2015
			RICKER et al., 2015
			TILLING et al., 2015

bord ou d’épaisseur de glace, généralement présente dans ces études, démontre la qualité des résultats présentés. Cette courte analyse bibliographique permet ainsi de soulever deux points importants :

- La quantité restreinte de publications concernant les estimations de franc-bord obtenues à partir d’ERS et Envisat ainsi que les résultats mitigés et ambiguës des exercices de validation suggèrent que l’altimétrie LRM n’est pas en mesure, à l’heure actuelle, de fournir de bonnes mesures de franc-bord et donc de bonnes estimations d’épaisseur de glace. Au delà de la continuité de la mesure du franc-bord entre altimétrie LRM et altimétrie SAR, la question qui se pose est donc celle de la qualité des mesures de franc-bord obtenues en mode LRM.
- Le nombre relativement important d’études réalisées à partir de CryoSat-2 ainsi que le succès des exercices de validation suggèrent que l’altimétrie SAR est un outil très adapté pour assurer le suivi des estimations d’épaisseur de glace de mer. Dans cette lignée, la suite Sentinel-3 devrait à son tour être en mesure de fournir d’excellentes mesures de franc-bord et d’épaisseur de glace.

Ces constats, et notamment le premier, sont à la base de notre réflexion sur la continuité de la mesure du franc-bord par altimétrie spatiale. Afin de répondre à la continuité de la mesure du franc-bord entre altimétrie LRM et altimétrie SAR ainsi qu’aux limitations de l’altimétrie LRM à estimer le franc-bord, notre d’approche consiste dans un premier temps à comparer des mesures de franc-bord obtenues simultanément par des capteurs LRM et SAR. La seule période permettant de réaliser une telle étude se situe à la fin de la mission Envisat et au début de la mission CryoSat-2 entre Novembre 2010 et Mars 2012 (cf. figure 4.1).

Ces travaux de comparaison des mesures de franc-bord Envisat et CryoSat-2 ont donné lieu à la publication d’une étude dans la revue "The Cryosphere" que nous allons maintenant découvrir.

4.2 Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

Auteurs : Kévin Guerreiro, Sara Fleury, Elena Zakharova, Frédérique Rémy et Alexei Kouraev.

Soumis en Déc 2016 et accepté pour publication dans "The Cryosphere" Sept 2017.

4.2.1 Résumé (français)

Au cours des dernières décennies, le franc-bord de la banquise a été mesuré à partir de plusieurs missions altimétriques dans le but de produire de longues estimations d'épaisseur de glace de mer. Alors que des études récentes ont démontré la capacité de la mission CryoSat-2 (2010-) à produire des mesures de franc-bord précises, les estimations actuelles obtenues à partir de la mission Envisat (2002-2012) nécessitent encore d'importantes améliorations.

Dans cette étude, nous commençons par estimer le franc-bord à partir des missions Envisat et CryoSat-2 en faisant appel à une chaîne de traitement identique. Nous analysons ensuite la différence de franc-bord entre les deux missions durant les hivers de vol en commun (Novembre 2010 - Avril 2011 and Novembre 2011 - Mars 2012). L'analyse des données long de trace et grillées en conjonction avec les valeurs de pulse-peakiness d'Envisat suggèrent que les différences observées entre les 2 capteurs sont liées aux propriétés physique de la glace de mer ainsi qu'à l'utilisation d'un retracker empirique.

En se basant sur la relation existante entre le pulse-peakiness d'Envisat et la différence de franc-bord entre Envisat et CryoSat-2, nous produisons une version "CryoSat-2-like" des estimation mensuelles de franc-bord Envisat (Envisat/PP).

Le franc-bord Envisat/PP affiche une distribution semblable à celle de CryoSat-2 (RMSE = 1.5 cm) au cours de l'ensemble de la période d'étude. La comparaison des jeux de données altimétriques à des mesures *in situ* de tirant d'eau durant la période commune de vole montre que les estimations Envisat/PP (RMSE = 12 - 28 cm) sont aussi précises que celles données par CryoSat-2 (RMSE = 15 -21 cm) et beaucoup plus précises que celles de la version non corrigée d u franc-bord Envisat (RMSE = 178 -179 cm).

La comparaison du jeu d'observation Envisat est ensuite étendue à l'ensemble de la mission Envisat afin d'évaluer la validité de la correction basée sur le PP en dehors de la période de calibration. Le bon accord entre les tirants d'eau Envisat/PP et ceux fournis par les mouillages BGEP (RMSE = 13 cm -32 cm) démontre ainsi le potentiel de la correction pulse-peakiness pour produire des estimations précises de franc-bord durant l'ensemble de la mission Envisat.

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

4.2.2 Abstract

During the past decade, sea-ice freeboard has been monitored with various satellite altimetric missions with the aim of producing long-term time series of ice thickness. While recent studies have demonstrated the capacity of the CryoSat-2 mission (2010-) to provide accurate freeboard measurements, the current estimates obtained with the Envisat mission (2002-2012) still require some large improvements.

In this study, we first estimate Envisat and CryoSat-2 radar freeboard by using the exact same processing algorithms. We then analyse the freeboard difference between the two estimates during the common winter periods (November 2010 - April 2011 and November 2011 - March 2012). The analysis of along-track data and gridded radar freeboard in conjunction with Envisat pulse peakiness maps suggests that the discrepancy between the two sensors is related to the surface properties of sea-ice floes and to the use of a threshold retracker.

Based on the relation between the Envisat pulse-peakiness and the radar freeboard difference between Envisat and CryoSat-2, we produce a monthly CryoSat-2-like version of Envisat freeboard. The improved Envisat dataset freeboard displays a similar spatial distribution as CryoSat-2 (RMSE = 1.5 cm) during the two ice growth seasons and for all month of the period of study.

The comparison of the altimetric datasets with *in situ* ice draft measurements during the common flight period shows that the improved Envisat dataset (RMSE = 12 - 28 cm) is as accurate as CryoSat-2 (RMSE = 15 - 21 cm) and highly more accurate than the uncorrected Envisat dataset (RMSE = 178 - 179 cm).

The comparison of the improved Envisat radar freeboard dataset is then extended to the rest of the Envisat mission to demonstrate the validity of PP-correction out of the calibration period. The good agreement between the improved Envisat dataset and the *in situ* ice draft dataset (RMSE = 13 - 32 cm) demonstrates the potential of the PP-correction to produce accurate freeboard estimates over the entire Envisat mission lifetime.

4.2.3 Introduction

Sea-ice is one of the most sensitive indicators of the Arctic climate system changes. Satellite observations have demonstrated that Arctic sea-ice extent has decreased at an average rate of 4% per decade from 1978 to 2010 and at an accelerated rate of 8.3% during the 1996-2010 period (COMISO, 2012b). In addition to the sea-ice cover reduction, it has been shown that Arctic sea-ice is also thinning (ROTHROCK et al., 1999; KWOK et ROTHROCK, 2009). Based on submarine ice draft measurements, ROTHROCK et al., 1999 reported a decrease of ~ 1.3 m in the 1990s relatively to ice thickness measurements obtained during the 1958-76 period. However, HOLLOWAY et SOU, 2002 show that local submarine measurements can be impacted by large scale displacement of perennial ice and that sea-ice thickness should be monitored at a basin-scale to accurately estimate sea-ice volume changes.

Over the past decade, satellite radar altimeters have been used to estimate basin-scale sea-ice thickness. It is generally assumed that over snow-covered sea-ice, the main scattering

horizon of the Ku-band (13.6 GHz) radar signal is located at the snow/ice interface (BEAVEN, 1995). Hence, Ku-band radar altimeters have been used to monitor the height of sea-ice above sea level, generally referenced as sea-ice freeboard. By assuming the hydrostatic equilibrium between the ocean and the snow-covered sea-ice, freeboard can be converted to ice thickness (LAXON et al., 2003). Following this methodology, sea-ice thickness has been estimated with the pulse-limited altimeters RA onboard ERS-1 and RA-2 onboard ERS-2 and Envisat (LAXON et al., 2003; GILES et al., 2008). While the Envisat ice thickness estimates are promising, the current prototype product (<http://icdc.cen.uni-hamburg.de/1/projekte/esa-cci-sea-ice-ecv0.html>) has a positive bias of 0.5 to 1.5 m and does not reproduce accurately the seasonal cycle of ice growth (KERN et al., 2015). It is the purpose of the European Space Agency (ESA) Sea Ice Climate Change Initiative project (SI-CCI) to improve RA-2 freeboard retrievals and to provide accurate time series of ice thickness over the Envisat mission lifetime (RIDOUT et TONBOE., 2012). More recently, sea-ice thickness was estimated with the Ku-band Synthetic Aperture Radar (SAR) Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) onboard CryoSat-2. Unlike for Envisat, CryoSat-2 ice thickness estimates are in good agreement with *in situ* measurements and display a realistic seasonal cycle (LAXON et al., 2013; KWOK et CUNNINGHAM, 2015; TILLING et al., 2015).

The difference between Envisat and Cryosat-2 ice thickness estimates rises an important question : Why does CryoSat-2 provide more realistic estimates of ice thickness than Envisat while both sensors operate at the same central frequency ?

First of all, the bias in Envisat ice thickness estimates could be caused by an inaccurate conversion of freeboard to ice thickness. Having said that, the study by KERN et al., 2015 shows that even when using a similar parametrization of snow depth and ice density as in CryoSat-2 studies (LAXON et al., 2013; KWOK et CUNNINGHAM, 2015), the Envisat ice thickness estimates remain relatively inaccurate. In particular, the authors do not succeed to reproduce the seasonal ice growth cycle. This result suggests therefore that the bias in Envisat ice thickness estimates is driven by a bias in the freeboard fields rather than by an inaccurate conversion of freeboard to ice thickness.

The common flight period of Envisat and CryoSat-2 (November 2010-March 2012) represents an unique opportunity to analyse the bias in the Envisat freeboard fields. In SCHWEGMANN et al., 2015, Envisat and CryoSat-2 radar freeboard datasets are compared over Antarctic sea-ice. While the spatial and temporal distributions are consistent, it is shown that CryoSat-2 radar freeboard is thicker (thinner) for thick (thin) freeboard values. The authors conclude that the discrepancy between the two datasets is likely related with the difference of footprint characteristics between pulse-limited and SAR altimetry.

Over sea-ice, conventional pulse-limited altimeters such as Envisat have a typical footprint of 2-10 km (CONNOR et al., 2009). Unlike pulse-limited altimetry, the SAR technology and the Doppler post-processing allow to identify the along-track position of each scatterers and offer SIRAL an along-track footprint of ~ 300 m (the across-track being unchanged). The reduction of the footprint size of the SAR mode has mainly 2 consequences on the monitoring of sea-ice. First of all, it allows to minimize the impact of bright-off reflections in the along-track direction and thus, improves the range estimation over ice floes. In addition, the Doppler post processing allows to sharpen the surface response of the radar signal, which reduces the impact of surface roughness and snow volume scattering on the retrieval of the altimetric

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

range (RANEY, 1995).

It is therefore very likely that the better results obtained with CryoSat-2 over sea-ice are related to the reduced impact of off-Nadir reflections and diffuse scattering effects on the radar signal. Following this theoretical basis, we seek to analyse the discrepancy of radar freeboard between CryoSat-2 and Envisat and its link with the ice surface properties. In particular, we seek to analyse the impact of surface specularity on the freeboard retrieval.

In section 2, we introduce the datasets used in the present study as well as the freeboard retrieval algorithms. Then, we compare CryoSat-2 and Envisat waveform echoes (section 3.1), along-track freeboard estimates (section 3.2) and gridded freeboard estimates (section 3.3). In section 3.4, we build a Cryosat-2-like version of Envisat freeboard based on the relation between the freeboard discrepancy between Envisat and CryoSat-2 and the Envisat pulse-peakiness. Finally, in section 3.5, we convert CryoSat-2, Envisat and the corrected Envisat freeboard datasets to ice draft fields and compare each dataset to *in situ* measurements.

4.2.4 Data and methodology

4.2.4.1 Envisat

Envisat was launched in 2002 by ESA and was set on the same orbit as the ERS-1/2 satellites, providing coverage of the Arctic Ocean up to 81.5°N. The RA-2 altimeter onboard Envisat includes a Ku-band pulse-limited radar altimeter with a bandwidth of 320 MHz. To derive the Envisat freeboard fields, we use the Sensor Geophysical Data Record (SGDR) product from ESA (<https://earth.esa.int/web/guest/-/ra-2-sensor-data-record-1471>) that is converted to *NetCDF* files by the Center of Topography of Oceans and Hydrosphere (CTOH). The *netcdf*s contain geolocated 20 Hz waveform echoes, orbit parameters, ionospheric (model) and tropospheric (model) corrections. In addition to the parameters provided in the ESA sgdr product, the CTOH product also provides the DTU15 mean sea surface correction (ANDERSEN et KNUDSEN, 2015) as well as the FES14 tide correction (CARRERE et al., 2015). Envisat freeboard is estimated from November 2010 to April 2011 for the first common winter and from November 2012 to March 2012 for the second common winter season. The reduced period during winter 2011/2012 is due to the end of the Envisat mission at the beginning of April 2012.

4.2.4.2 CryoSat-2

CryoSat-2 was launched by ESA in 2010 and was primarily designed for the observation of ice over land and ocean surfaces (WINGHAM et al., 2006). Although the highly inclined orbit of CryoSat-2 allows the monitoring of sea-ice freeboard up to 88°N, we only make use of observations below 81.5°N in the present study (maximum latitude of Envisat orbit). Below this latitude and over the Arctic ocean, CryoSat-2 operates mostly in SAR mode except for observations close to the coastline and for a narrow patch located between 130°W and 150°W

and at north of 80°N where it is set in SAR Interferometry mode. As the purpose of the present study is to analyse the difference of radar freeboard between pulse-limited and SAR altimetry, we only consider freeboard observations in SAR regions and discard observations in SARIn regions for both CryoSat-2 and Envisat. The SIRAL altimeter onboard CryoSat-2 operates at the same central frequency (Ku-band) and with the same bandwidth (320 MHz) as Envisat.

In the present study, we produce freeboard fields from the CryoSat-2 Baseline-C 11b product that is also converted to *NetCDF* files by CTOH. The *netcdf*s contain geolocated 20 Hz waveform echoes, orbit parameters, ionospheric (model) and tropospheric (model) corrections, mean sea surface correction (DTU15, ANDERSEN et KNUDSEN, 2015) and tide corrections (FES14, CARRERE et al., 2015). The atmospheric and oceanic corrections are identical for the Envisat and CryoSat-2 products. As for Envisat, CryoSat-2 freeboard is estimated from November 2010 to April 2011 for the first common winter and from November 2012 to March 2012 for the second common winter season.

4.2.4.3 Ancillary data

Daily sea-ice extent and MYI age fields are available at a 12.5 km resolution from NSIDC and are derived from AMSR-E and SSMIS passive microwave observations (ANDERSON et TSCHUDI, 2014).

The Beaufort Gyre Exploration Project (BGEP) moorings provide high frequency (0.5 Hz) measurements of sea-ice draft since August 2003 thanks to a network of 2 to 4 moorings located in the Beaufort Sea (<http://www.who.edu>). The buoys are equipped among other instruments of an Upward Looking Sonar (ULS) that measures the distance from the mooring to the bottom of the ice with a 420 kHz beam sonar. Sea-ice draft is then estimated by removing the depth of the mooring that is deduced from pressure measured every 40 seconds. The accuracy of each 0.5 Hz measurements is of ± 5 cm.

To provide simultaneous analysis of ice type with radar observations, we use Landsat-7 and Landsat-8 optical imagery. The georeferenced "natural color" images distributed by the USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) are obtained from a combination of visible (bands 6,5,4) and thermal (band 10) images and have a general resolution of 30 m. Due to a technical issues of the Landsat-7 imager, there are no usable image during the common flight period of CryoSat-2 and Envisat. We therefore use images out of the common flight period.

The Landsat-7 image used to collocate Envisat observations was acquired on the 16th April 2004 in the Beaufort Sea and the Landsat-8 image used to collocate CryoSat-2 observations was acquired on the 1st May 2015 in the Beaufort sea as well. In both examples used in the present study, the time latency between the Landsat images and the altimetric observations is shorter than 24h in order to minimize the impact of sea-ice drift on the correlation between both datasets.

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

4.2.4.4 Freeboard retrievals

In this section we describe the methodology that is applied to CryoSat-2 and Envisat to derive radar freeboard. While the different measurement mode (pulse-limited and SAR) are expected to drive differences in the radar freeboard estimates, we try to keep the retrieval algorithms as similar as possible between the two sensors in order to reduce the impact of the processing chain on each dataset.

The procedure we apply to retrieve Envisat and CryoSat-2 radar freeboard is described in details in the ESA SI-CCI project (RIDOUT et TONBOE., 2012) and is based on the already published method used for ERS-2 (PEACOCK et LAXON, 2004; LAXON et al., 2003).

Radar freeboard is obtained by measuring the difference of range between the ocean and sea-ice floes. The discrimination between sea-ice and ocean observations is performed through the analysis of the radar waveform shape. Radar echoes over open water in sea-ice fractures (leads) are generally highly specular due to the presence of a thin and smooth layer of ice and/or of a flat ocean surface. On the opposite, radar returns over sea-ice floes are relatively rough due to the impact of sea-ice deformation and snow accumulation. Consequently, the discrimination between leads and ice floes can be performed with the analysis of the pulse peakiness (PP). In the present study, the PP is defined as follows :

$$PP = \frac{\max(WF)}{\sum_{i=0}^{N_{WF}} (WF_i)} \quad (4.1)$$

Where WF represents the echo and N_{WF} is the number of range bins.

To distinguish lead from ice floe observations, the common methodology consists to use thresholds on the PP (PEACOCK et LAXON, 2004). In order to determine the appropriate thresholds, we collocate Landsat images with Envisat and CryoSat-2 PP observations as explained in the previous section. In Fig. 4.2, we show typical on-track Envisat (left) and CryoSat-2 (right) PP observations plotted over Landsat images.

The collocated analysis displays similar results for both Envisat and CryoSat-2. Over sea-ice leads, the PP is always higher than 0.3 and can reach 0.6 (not visible due to the colorbar saturation). Based on this result and other similar visual observations we define leads as observations with a PP higher than 0.3.

In most freeboard retrievals, a threshold on the PP is also applied to identify mixed echoes found in the neighbouring of sea-ice leads (see Fig. 4.2) and to only keep unambiguous ice floe observations (LAXON et al., 2003; PEACOCK et LAXON, 2004; GILES et al., 2008; RICKER et al., 2014). Based on visual observations of collocated Landsat images with PP values such as the one shown in Fig. 4.2, we define sea-ice floes as observations with a PP lower than 0.10. To estimate the surface elevation of ocean and sea-ice floes from the waveform echoes, several methodologies are used in the literature. In the ESA SI-CCI project, two different retracker algorithms are employed to take into account the difference of the waveform shape over specular leads and rough ice floes (RIDOUT et TONBOE., 2012) while in RICKER et al., 2014, the authors use a single retracker for leads and ice floe observations. Following the latter study, we only use a single retracker and make no extra-correction. This choice is made to limit the potential bias driven by the use of different algorithms and to fully understand the discre-

pancies between Envisat and CryoSat-2 radar freeboard measurements. Having said that, the difference of waveform shape between the two radar altimeters is likely to drive a difference in the radar freeboard fields.

Over surfaces with an heterogeneous reflectivity such as sea-ice, basic retracking algorithms based on the waveform maximum power can be easily biased by off-nadir reflections. For this reason, we use the more robust Threshold First-Maximum Retracker Algorithm (TFMRA) to estimate the surface level position (HELM et al., 2014). For both Envisat and CryoSat-2 and for both leads and ice floes observations, the TFMRA retracker is parametrized similarly : waveform echoes are first oversampled by a factor 10. Then, the first waveform echo maximum is identified by calculating the first derivative of the power echo using a 3-point Lagrangian and finally, the echo position is estimated at 50% of the first waveform echo maximum.

The next step of freeboard retrieval consists to interpolate the sea level besides sea-ice floes and to estimate the height of ice floes above the interpolated sea level. As the sea level interpolation can drive large errors due to uncertainties in estimates of ocean tide, barometer tide and mean sea surface height, we argue that the sea level should only be interpolated within sections of 25 km around each lead. Once the sea level is interpolated, single freeboard measurements are calculated and smoothed along the altimeter track with a 25 km window median. As in SCHWEGMANN et al., 2015, we then discard freeboards smaller than 1 m or larger than 2 m to avoid the presence of unrealistic values.

Finally, monthly freeboard observations are gridded onto a 12.5 km \times 12.5 km polar stereographic grid using a median filter with a radius of 100 km. Similarly to the freeboard maps, the Envisat along-track PP is also converted to monthly gridded maps.

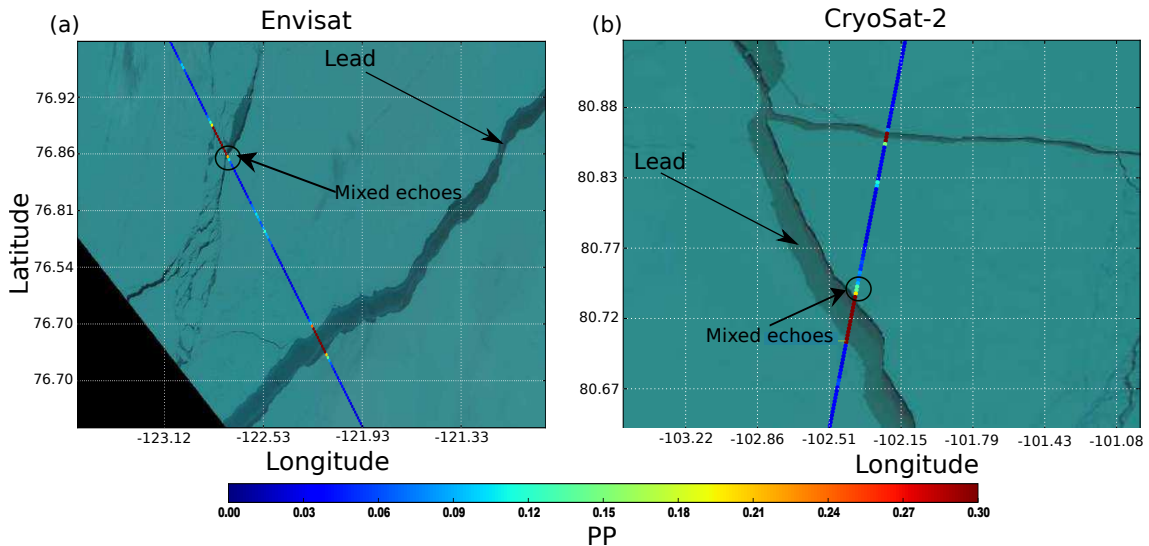


FIGURE 4.2 – (a) PP spatial variability along Envisat track (16 April 2003) plotted over a Landsat-7 LandsatLook Image acquired on the same day and (b) PP spatial variability along CryoSat-2 track (01 May 2015) plotted over a Landsat-8 LandsatLook Image also acquired on the same day. For both figures, each dot represents a 20 Hz PP measurement.

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

4.2.4.5 Freeboard-to-thickness conversion

To convert the freeboard (fb) height to Sea-Ice Thickness (SIT), we assume the hydrostatic equilibrium between the snow-covered sea-ice and the ocean and we use the following expression :

$$SIT = \frac{h_s \rho_s + fb \rho_i}{\rho_w - \rho_i} \quad (4.2)$$

where, h_s represents snow depth, ρ_i is ice density, ρ_s is snow density and ρ_w is sea water density.

To operate the freeboard-to-thickness conversion, several snow depth dataset have been employed. For instance, LAXON et al., 2003 and GILES et al., 2008 use the time and space-varying snow depth climatology (hereafter W99) from the study by WARREN et al., 1999. However, recent *in situ* observations have demonstrated that snow depth has thinned by 50% over First Year Ice relatively to the W99 climatology (KURTZ et al., 2013 ; GUERREIRO et al., 2016). Following this result, KWOK et CUNNINGHAM, 2015 estimate snow depth according to the following equation :

$$h_s(X, t, f_{MY}) = h_s^{W99}(X, t) f_{MY} + 0.5 h_s^{W99}(X, t) (1 - f_{MY}) \quad (4.3)$$

where $h_s(X, t, f_{MY})$ represents the time (t) and space (X)-varying W99 climatology and f_{MY} is the Multi Year Ice (MYI) fraction that they derive from the Advanced Scatterometer (ASCAT) following the study by KWOK, 2004. In the present study, we use a similar methodology to estimate snow depth except that we use a different dataset to derive MYI ratio. Indeed, the methodology based on ASCAT observations assumes a direct link between ice age and ice roughness, which is not necessarily true in any case. To overcome this issue, we use the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) ice age dataset (<http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0611-sea-ice-age/>, ANDERSON et TSCHUDI, 2014). In this product version, the ice age is calculated by tracking the ice through the comparison of adjacent passive microwave images as well as using wind forcing and buoys displacement information. In addition to not make the assumption of a constant correlation between ice age and ice roughness, this product has the advantage to be available during the entire Envisat mission (2002-2012). In the present study, monthly snow depth fields are therefore derived as follows : First, each ice pixel with ice older than 1 year is considered as MYI and pixels with ice younger than 1 year is considered as FYI. Then, we apply an average filter with a radius of 100 km (similarly to the freeboard datasets) and estimate the ratio of MYI observation within the filtering area to build MYI concentration maps. Finally, we use the resulting MYI ratio fields, the W99 climatology and Eq. 3 to determine monthly snow depth fields.

Based on the results by ALEXANDROV et al., 2010, recent studies attribute a lower density to MYI (882 kg.m^{-3}) than to FYI (917 kg.m^{-3}). To account for the difference of ice density between MYI and FYI, we use the same definition for ice density as in KWOK et CUNNINGHAM,

2015 :

$$\rho_i(f_{MY}) = \rho_i^{MY} f_{MY} + \rho_i^{FY} (1 - f_{MY}) \quad (4.4)$$

Where ρ_i^{MY} and ρ_i^{FY} are respectively set to 882 and 917 $kg.m^{-3}$ and where f_{MY} is the MYI concentration derived from the NSIDC MYI age dataset.

Regarding snow and sea water densities, we use the same parametrization as in KWOK et CUNNINGHAM, 2015. More precisely, the snow density follows the monthly average prescribed by WARREN et al., 1999 and the sea water density is set to 1024 $kg.m^{-3}$.

Another important step for the freeboard-to-thickness conversion is the correction of the slower wave propagation effect in the snow pack. Indeed, the radar signal propagates slower in snow than in the atmosphere, which drives an underestimation of the freeboard estimates. To correct this bias, we add the factor α (see Eq. 5) to correct the freeboard measurements as operated in KWOK et CUNNINGHAM, 2015.

$$\alpha = h_s(1 + 0.5\rho_s)^{-1.5} \quad (4.5)$$

4.2.5 Results

4.2.5.1 Comparison of CryoSat-2 and Envisat waveform echoes

As a first analysis, we compare mean CryoSat-2 and Envisat waveform echoes for observations originating from leads, MYI and FYI. Leads and ice floes are identified as described in section 2.4 and MYI and FYI observations are distinguished with the NSIDC ice age dataset. More specifically, ice floes echoes located in areas with more than 70% of MYI are classified as MYI and ice floes located in areas with less than 30% are classified as FYI.

To average CryoSat-2 and Envisat waveform echoes, we use the same methodology as in the study by ZYGMUNTOWSKA et al., 2013. Shortly, all waveform echoes are normalized and shifted so their maximum power is located in the same sampling bin (the 67th bin here). Then, all waveform echoes are averaged to produce a mean echo. To produce average echoes, we use all waveforms available during the November 2010 - April 2011 period and in the common under-flight area. Results are presented in Fig. 4.3.

First of all, CryoSat-2 waveforms clearly displays a narrower Leading Edge Width (LEW) than Envisat waveforms. This difference is mostly caused by the smaller SAR footprint (RANEY, 1995).

For both sensors, the difference of ice surface type tends to modify the shape of the leading edge. In particular, the LEW is much wider for MYI and FYI than for lead observations. This phenomenon is generally attributed to an increase of surface roughness and/or of volume scattering. As suggested by Fig. 4.3, the LEW widening displayed by MYI waveforms is larger for Envisat than for CryoSat-2 waveforms. Considering that MYI is generally rougher

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

and covered by a thicker snow layer than FYI, this result suggests that SAR waveforms are less sensitive to the variations of surface properties than pulse-limited waveforms.

The lower sensitivity of CryoSat-2 waveforms to surface properties is mostly due to the Doppler post-processing that allows to reduce the widening of the effective footprint related to the increase of surface roughness and/or volume scattering ([chelton2001satellite](#); RANEY, 1995).

The deformation of waveform echoes related to changes of surface properties is likely to drive biases on the altimetric range retrieval. In particular, the leading edge (LE) widening is likely to drive an underestimation of the surface level position over rough surfaces ([chelton2001satellite](#)). This is particularly true when using empirical threshold retracers that do not take into account the modification of the waveform shape (KURTZ et al., 2014). Considering the seemingly lower impact of ice surface properties on CryoSat-2 waveform echoes, our results suggest that CryoSat-2 ranges estimates should be less impacted by surface roughness and/or snow volume scattering changes. Hence, the better freeboard estimates obtained with CryoSat-2 are likely related to a lower sensitivity of waveform echoes to the variability of ice surface properties.

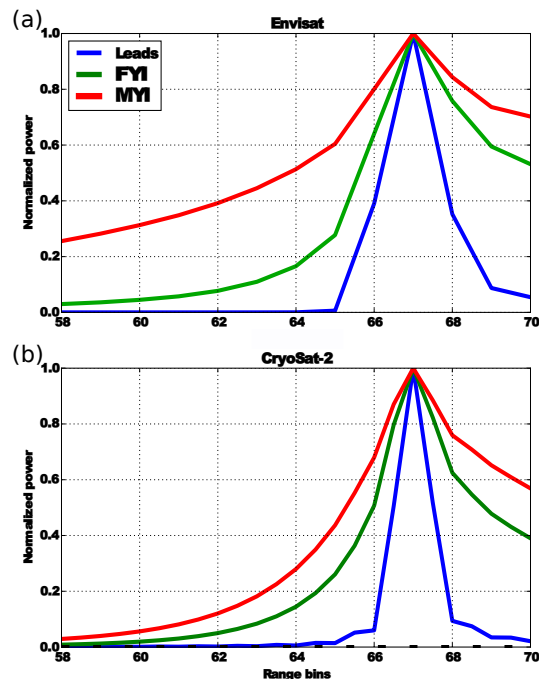


FIGURE 4.3 – (a) Envisat and (b) CryoSat-2 mean waveform echoes for Leads (blue), FYI (green) and MYI (red) calculated during the 2010/11 winter and for the entire common flight region.

4.2.5.2 Comparison of along-track radar freeboard estimates

As CryoSat-2 and Envisat have a different orbit configuration, it is unfortunately not possible to compare the radar freeboard over the exact same track. Thus, all one can do is to compare the radar freeboard within the same Arctic region. In Fig. 4.4-a, we show ground tracks of Envisat and CryoSat-2 missions used to analyse typical along-track freeboard estimates. Both tracks are located in the Western part of the Arctic Ocean and were acquired on the 24th of February 2011. The ice type classification (grey tons) shows that both MYI and FYI observations are found below each track.

Figures 4.4-b and 4.4-c show the elevation of floes (grey) and leads (black) respectively for each satellite mission. The first striking difference between the 2 datasets is the dispersion of surface elevation. Over sea-ice leads, CryoSat-2 displays a relatively low standard deviation of surface elevation (4.2 cm) when compared to Envisat (7.8 cm). This result clearly demonstrates that CryoSat-2 provides more consistent sea level estimates than Envisat. The standard deviation of the floes surface elevation is also lower for CryoSat-2 (8.6 cm) than for Envisat (18.6 cm). This discrepancy between the two datasets is most likely related to the larger footprint size of Envisat radar altimeter and to its higher sensitivity of sea-ice properties. This result will be further discussed in the following section.

Surprisingly, the elevation of Envisat leads is found above the average elevation of sea-ice floes, which causes the radar freeboard to be negative (Fig. 4.4-d). In the literature, this phenomenon is attributed to the large difference between leads and ice floes waveform echoes (LAXON, 1994; GILES et al., 2008; LAXON et al., 2013). This effect was also observed when comparing sea level observations obtained over flat leads and over rough open ocean (GILES et al., 2012).

As surface roughness and snow volume scattering increase, radar waveform echoes become more diffuse. As threshold retracers do not take into account the modification of the waveform shape, this phenomenon drives a bias on the range retrieval. More specifically, altimetric ranges estimated with relatively specular echoes appear shorter than altimetric ranges estimated with diffuse echoes.

Unlike for Envisat, the average elevation of CryoSat-2 sea-ice floes is found above the sea level. As already shown in the study by RICKER et al., 2014, this result suggests that CryoSat-2 allows to retrieve realistic freeboard estimates with the use of a single retracker and without applying any constant correction. As suggested in the previous section, this difference between the two sensors is mainly related to the difference of altimetric mode (SAR and pulse-limited). In SAR altimetry, the Doppler post-processing allows to sharpen the surface response and minimize the sensitivity of the waveform shape to surface roughness and volume scattering (RANEY, 1998). Consequently, SAR altimetry is less impacted by the variability of ice surface properties than pulse-limited altimetry, which enables to retrieve realistic (positive) freeboard estimates.

In most studies, the bias related to the difference of specularities between leads and floes is artificially corrected by applying a different retracking algorithm to leads and ice floes and/or by applying an empirical constant correction (GILES et al., 2008; LAXON et al., 2013). As we seek to fully understand the impact of ice surface properties on CryoSat-2 and Envisat freeboard retrievals, we do not apply such correction at this stage of the freeboard retrieval.

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

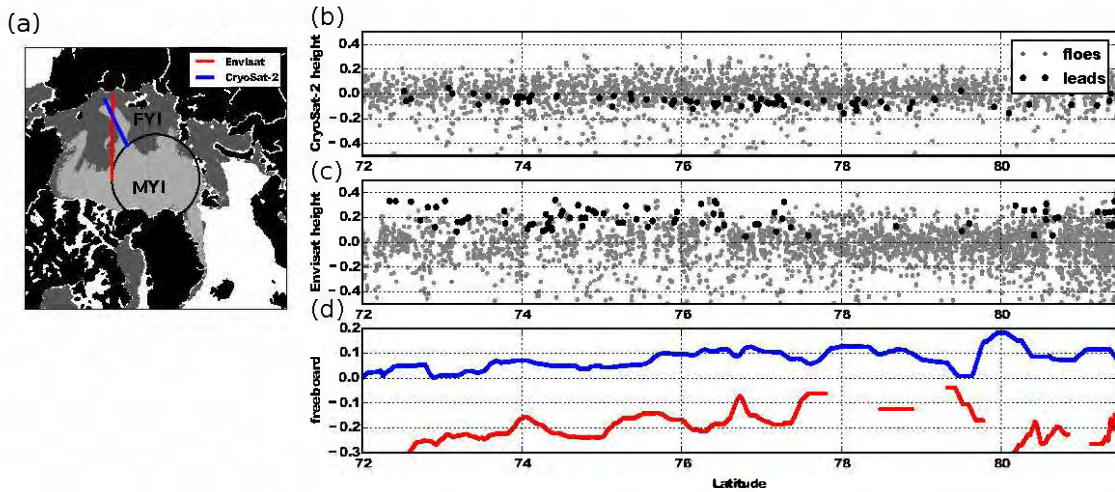


FIGURE 4.4 – (a) Map of the Envisat (red) and CryoSat-2 (blue) tracks (both monitored on the 24 February 2011) selected for the along-track analysis of the radar freeboard. The light shading shows MYI regions (defined as sea ice with a MYI fraction above 0.7) and the dark gray shading shows FYI regions (defined as sea ice with a MYI below 0.7). (b) CryoSat-2 and (c) Envisat leads (gray dots) and ice floes (black dots) surface elevation corresponding to the tracks shown in (a). (d) Envisat (red) and CryoSat-2 (blue) freeboard corresponding to the tracks shown in (a).

4.2.5.3 Comparison of gridded radar freeboard estimates

As mentioned in the previous section, the difference of surface properties between leads and ice floes is generally expected to drive a constant bias on the freeboard estimates. In addition to this constant bias, the study by KURTZ et al., 2014 demonstrates that the variability of surface properties within ice floes (especially roughness variability) also drives a variable bias on the freeboard estimates when using a threshold retracking algorithm. Based on this result, we seek to analyse more in details the impact of sea-ice surface properties on CryoSat-2 and Envisat radar freeboard estimates.

As the along-track observations do not allow to compare strictly the same region, we now compare monthly gridded freeboard datasets. In Fig. 4.5-a, we show monthly maps of the radar freeboard difference (Δfb) for the 2010/2011 ice growth season between Envisat and CryoSat-2 (Envisat - CryoSat-2). We show the corresponding figure for the 2011/2012 ice growth season in the supplement material (Fig.1 in supplements).

For every Arctic regions and for each month of the period of study, CryoSat-2 is always thicker than Envisat ($\Delta fb < 0$). This result is mostly due to the unrealistic negative Envisat freeboard estimates described in the previous section.

During the entire ice growth season, small Δfb observations are located over FYI in marginal regions as in the Bering Strait, at north of the Atlantic Ocean and in coastal regions. Small Δfb are also particularly present at the beginning of the ice growth season. Conversely, large

Δfb observations are mainly located over MYI areas at North Canadian Archipelago and are mostly visible at the end of winter. The evolution of the Δfb all along the winter season as well as its spatial distribution suggest that the discrepancy between CryoSat-2 and Envisat radar freeboard estimates is related with the ice surface properties. In particular, variations of waveform shape driven by changes in ice roughness and snow accumulation are likely to be responsible for the observed variations of Δfb .

To further analyse the link between the variability of the ice surface properties and the radar freeboard discrepancy between Envisat and CryoSat-2, the waveform pulse-peakedness (PP) can be analysed. For Nadir-looking radar altimeters as Envisat and CryoSat-2, high values of PP indicate the presence of flat and specular FYI while low values of PP indicate the presence of rough and snow covered MYI (ZYGMENTOWSKA et al., 2013). This phenomenon is also visible on the waveform echoes shown in Fig. 4.3.

In Fig. 4.5-b, we show monthly maps of Envisat PP for the 2010/11 ice growth season. To build these maps, PP observations corresponding to leads have been removed. In November, most Arctic regions display a PP larger than 0.1. These relatively high values are mainly explained by the presence of specular young sea-ice. Only rough MYI areas display PP observations lower than 0.1 during this period of the year. The average Envisat PP decreases progressively from 0.14 in November to 0.07 in April due to the ice growth, ice deformation and snow thickening that increase the ice surface diffusion. Only coastal regions keep displaying relatively high values of PP during the entire ice growth season.

Considering Fig. 4.5-a and 4.5-b, it is striking how the PP and the Δfb maps are correlated. This relation between the two parameters is particularly visible in marginal and coastal regions where the PP and the Δfb are both relatively high.

To further demonstrate the link between the PP and the Δfb , we show in Fig. 4.6 the relation between the Δfb and the Envisat PP for November 2010-April 2011 (blue) and November 2011-March 2012 (red) as well as the polynomial regression obtained with the entire set of observation (dark dashed line). As suggested by the visual observations of Fig. 4.5, there is a clear correlation between the PP and the Δfb ($R = 0.82$). The radar freeboard difference varies from -33 cm for low PP to -18 cm for high PP. Between the two ice growth seasons, the relation between the PP and the Δfb is fairly similar despite a slight discrepancy for low PP values (<0.08). The relatively high dispersion observed for low PP values between the two winter seasons is mostly driven by an insufficient sampling of thick freeboard/low PP estimates due to the relatively low amount of thick ice below $81.5^\circ N$ during the period of study.

The linkage between the PP and the Δfb shown in Fig. 4.5 and Fig. 4.6 demonstrates that the discrepancy of radar freeboard between CryoSat-2 and Envisat is related with the impact of surface properties on the radar signal. Considering that CryoSat-2 provides relatively accurate freeboard estimates and that SAR waveforms are less sensitive to ice surface properties, the linkage between the Δfb and the Envisat PP is most likely driven by a higher impact of ice surface properties on pulse-limited altimetry. This result is nothing more than an extension of the conclusions made in the previous section : Envisat waveform echoes are more impacted by the variability of ice surface properties than SAR waveform echoes (see Fig. 4.3). The higher sensitivity of pulse-limited waveforms to ice surface properties tends to drive a variable bias on the altimetric range and thus on the freeboard estimates. In particular, Fig.

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

4.6 suggests that Envisat radar freeboard is more underestimated over ice characterized by a low PP than over ice characterized by a high PP. In other words, the freeboard height is underestimated over thick and rough sea-ice and/or underestimated over thin and specular sea-ice. This finding is similar to the results shown in the study by SCHWEGMANN et al., 2015.

4.2.5.4 Toward an improved Envisat freeboard : Envisat/PP

Sections 3.2 and 3.3 show that the current Envisat freeboard estimates should be corrected from 1) the constant elevation bias existing between leads and ice floes and 2) from the variable bias caused by the variability of ice surface properties (surface roughness and volume scattering) found within ice floes. While 1) can be reduced by using an empirical correction as operated in previous studies (GILES et al., 2008; LAXON et al., 2013), 2) requires a more sophisticated methodology.

A first approach could consist in developing a retracking algorithm model that takes into account the variability of ice surface properties as operated in KURTZ et al., 2014 instead of using threshold retrackers. While such model could provide accurate measurement of sea-ice freeboard, it requires accurate knowledge on sea-ice characteristics such as mean surface slope (diffusion), angular backscattering efficiency (specularity) and snow volume scattering properties, which are currently hardly measurable parameters.

Another approach to improve the Envisat freeboard retrievals would consist in correcting the Envisat radar freeboard from both 1) and 2) with the results obtained in the present study. In particular, the regression function $y(PP)$ shown in Fig. 4.6 can be used to build a CryoSat-2-like version of Envisat freeboard, which should considerably improve the current estimates. Following this approach, we show in Fig. 4.7c the Envisat freeboard corrected as follows :

$$fb_{pp} = fb - y(PP) \quad (4.6)$$

Where fb_{pp} is the corrected Envisat radar freeboard (hereafter Envisat/PP), PP is the Envisat pulse-peakiness, fb is the un-corrected Envisat radar freeboard and $y(PP)$ is the average relationship between PP and Δfb shown in black in Fig. 4.7. Note that we fit $y(PP)$ relation with the entire set of observations (November 2010-April 2011 and November 2011-March 2012) in order to minimize the impact of radar freeboard uncertainties.

Unlike for Envisat (Fig. 4.7-a), the Envisat/PP dataset displays realistic positive freeboard estimates during the entire winter. Considering Fig. 4.7-b and 4.7-c, the Envisat/PP radar freeboard is very similar to the results obtained with CryoSat-2, with thick freeboard estimates over MYI and thinner estimates over FYI. As shown in Tab. 4.2, the RMSD between Envisat/PP and CryoSat-2 (~ 1.5 cm) is clearly better than the average RMSD between Envisat and CryoSat-2 (~ 23 cm). Note that we show the corresponding results for the 2011/2012 ice growth season in the supplement material (Fig. 2 in supplements)

To further assess the capacity of the PP-correction to provide a CryoSat-2-like version of

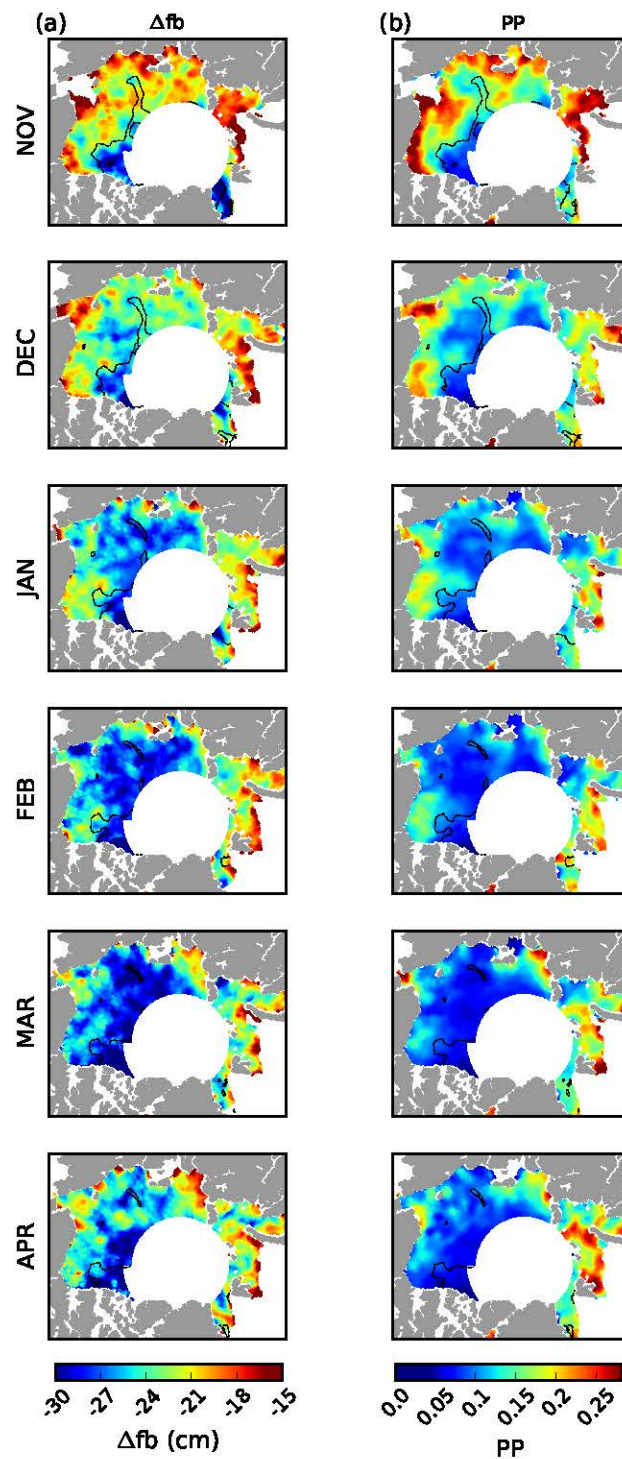


FIGURE 4.5 – (a) Monthly freeboard difference (Δfb) between Envisat and CryoSat-2 and (b) monthly Envisat pulse peakiness (PP) shown for the November 2010 - March 2012 period. The dark lines represent the isoline MYI fraction equal to 0.7

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

	Envisat mean	Envisat/PP mean	CryoSat-2 mean	Envisat-CryoSat-2 RMSD	Envisat/PP-CryoSat-2 RMSD
2010/11					
NOV	-18.1	3.2	3.0	21.3	1.4
DEC	-19.2	3.5	3.3	23.1	1.3
JAN	-19.3	4.6	4.9	24.7	1.6
FEB	-18.6	6.2	6.3	25.6	1.6
MAR	-18.8	6.6	7.1	26.2	1.5
APR	-18.2	6.6	6.0	24.6	1.5
2011/12					
NOV	-16.9	4.2	3.0	19.7	1.8
DEC	-18.1	4.3	3.4	21.8	1.5
JAN	-18.7	5.8	6.1	24.1	1.3
FEB	-19.2	5.8	6.1	25.6	1.7
MAR	-18.3	6.3	6.3	25.1	1.6

TABLE 4.2 – Monthly mean Envisat, Envisat/PP and CryoSat-2 circumpolar radar freeboard estimates and monthly mean circumpolar RMSD between Envisat and CryoSat-2 and between Envisat/PP and CryoSat-2. Every values are provided in centimeters.

Envisat freeboard, we show in Fig. 4.7-d the Probability Distribution Function (PDF) of the Envisat/PP (blue) and CryoSat-2 (black) radar freeboard estimates. We also provide the average bias and average Root Mean Square Difference between the two datasets in Tab. 4.2. For each month of the period of study, the distribution of the Envisat/PP and CryoSat-2 datasets are relatively similar with similar mean/modal values. Only November and in a lesser extent December, show a discrepancy between the two datasets with an overestimation of Envisat radar freeboard estimates. This result could be due to a lower accuracy of the native Envisat radar freeboard estimates and/or to a lower performance of the PP-correction during this period for which the amount of specular scattering is relatively high.

In addition to the spatial variability, the Envisat/PP and CryoSat-2 datasets display relatively similar seasonal variations with an increase of respectively 3.4 cm and 2.1 cm between November 2010 and April 2011 and of 3.0 cm and 3.3 cm between November 2011 and March 2012 (see Tab. 4.2). This result suggests that unlike for the native Envisat radar freeboard estimates (KERN et al., 2015), the Envisat/PP should allow to derive a realistic seasonal ice growth cycle.

The relatively good match between CryoSat-2 and Envisat/PP radar freeboard demonstrates that the PP correction allows to build a robust CryoSat-2-like version of Envisat freeboard during each month of the common flight period of Envisat and CryoSat-2 missions.

4.2.5.5 Comparison to BGEP ice draft measurements

To assess the potential of the PP-correction approach to produce accurate ice thickness estimates, we now convert the CryoSat-2, Envisat and Envisat/PP radar freeboard datasets to sea-ice draft (thickness - freeboard) fields and compare the results to BGEP ice draft measurements. For this purpose, we estimate the monthly median altimetric ice draft within

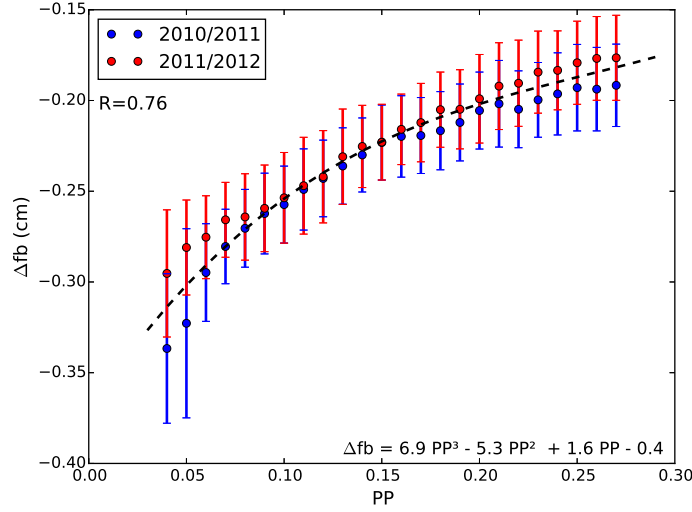


FIGURE 4.6 – Relation between the monthly freeboard difference between Envisat and CryoSat-2 (Δfb) and the monthly Envisat pulse-peakiness (PP) shown for winter 2010/2011 (blue) and 2011/2012 (red). The error bars show the corresponding standard deviation for each value and the dark tilted line represents the polynomial fit of all monthly observations (November 2010 - April 2011 and November 2011 - March 2012). At the bottom of the figure we provide the polynomial function of the corresponding fit.

a radius of 50 km around each available mooring, which we compare to the corresponding monthly median mooring ice draft.

In Fig. 4.8, we show the monthly CryoSat-2 and Envisat/PP ice draft estimates as a function of the corresponding monthly BGEP ice draft. In color, we represent the MYI fraction for each observation. We also provide in Tab. 4.3, statistical parameters (mean bias, RMSE and correlation coefficient) for each dataset.

CryoSat-2 ice draft estimates display a relatively low RMSE (15 cm) with *in situ* measurements during the 2010/11 ice growth season (Fig. 4.8-a) and a higher RMSE (21 cm) during the 2011/12 ice growth season (Fig. 4.8-b). The higher RMSE observed in Fig. 4.8-b is mainly driven by a few values characterized by a low MYI fraction. This result suggests that the higher RMSE obtained during 2011/12 might be caused by an inaccurate snow depth and/or ice density parametrizations rather than by an error in the freeboard fields.

The comparison of the Envisat/PP and Envisat datasets during the 2010/12 period clearly shows the improvement brought by the PP-correction (see Tab. 4.3). The lower mean bias and RMSE is mostly due to the correction of the average bias between leads and ice floes (further up identified as "1") while the improved correlation coefficient is mostly due to the correction of the variable bias existing within ice floes (further up identified as "2").

The correlation between the Envisat/PP dataset and the BGEP ice draft measurements displays a low RMSE (12 cm) during winter 2010/11 (Fig. 4.8-j) and a relatively higher RMSE (28 cm) during winter 2011/12 (Fig. 4.8-k). As for CryoSat-2, we attribute this difference to

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

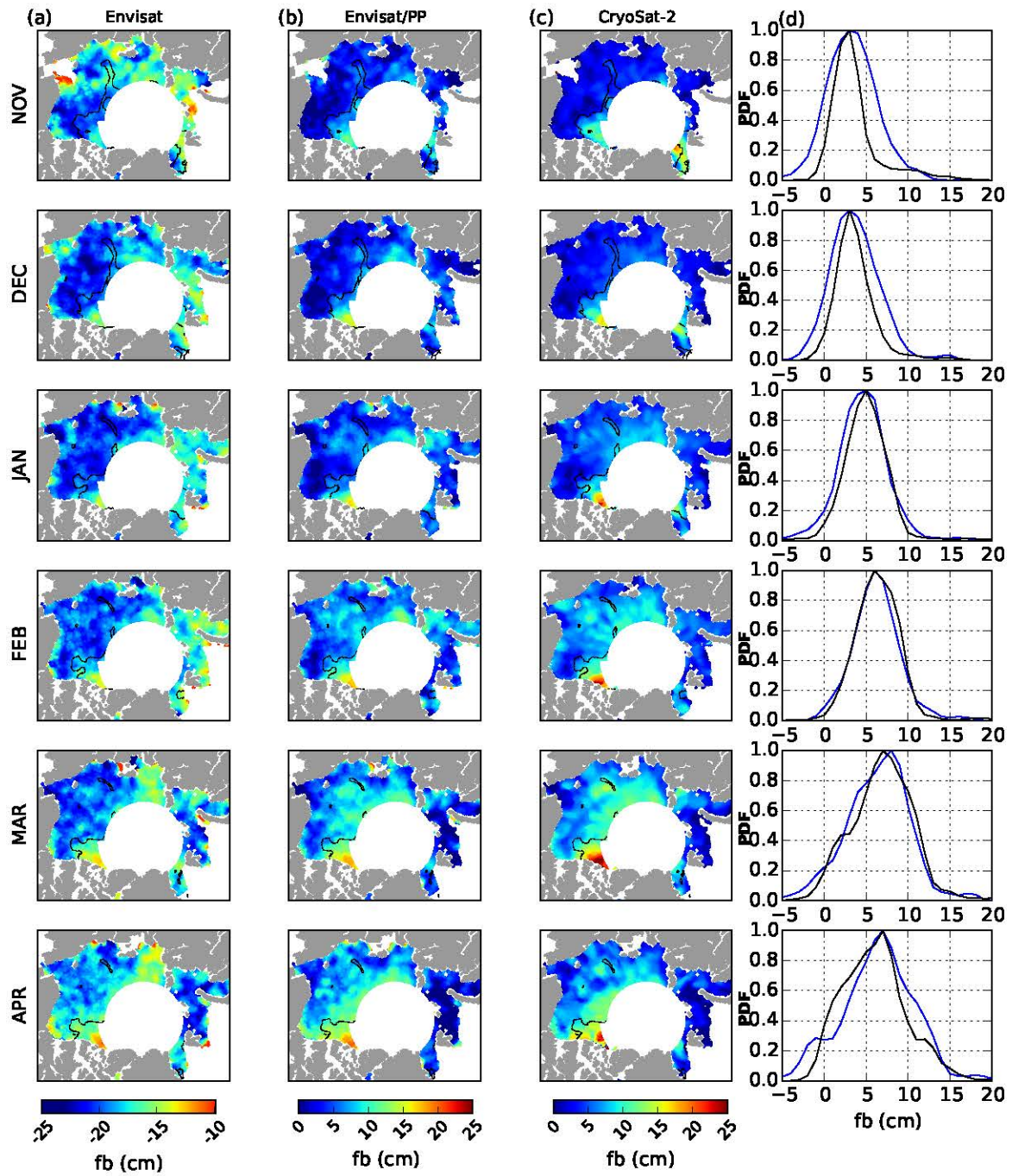


FIGURE 4.7 – (a) Envisat, (b) Envisat/PP and (c) CryoSat-2 monthly freeboard maps shown for the November 2010 - April 2011 period. The dark lines represent the isoline fraction of MYI equal to 0.7. (d) Probability Distribution Function (PDF) of Envisat/PP (blue) and CryoSat-2 (black) radar freeboard.

Chapitre 4. Continuité de la mesure d'épaisseur de glace entre altimétrie LRM
et altimétrie SAR

	Envisat		Envisat/PP		CryoSat-2	
	bias (RMSE)	R	bias (RMSE)	R	bias (RMSE)	R
2003/04	-134 (165)	0.84	10 (26)	0.84	-	-
2004/05	-170 (172)	0.91	-5 (21)	0.90	-	-
2005/06	-170 (170)	0.90	0 (14)	0.93	-	-
2006/07	-174 (175)	0.86	-17 (31)	0.69	-	-
2007/08	-165 (167)	0.70	-15 (25)	0.81	-	-
2008/09	-183 (186)	0.56	8 (17)	0.94	-	-
2009/10	-184 (186)	0.89	6 (13)	0.96	-	-
2010/11	-178 (179)	0.78	6 (12)	0.97	9 (15)	0.96
2011/12	-174 (178)	0.34	4 (28)	0.63	10 (21)	0.82

TABLE 4.3 – Average winter bias, Root Mean Square Error (RMSE) and correlation coefficient (R) between the altimetric and BGEP ice draft estimated during winters 20003/04 to 2011/12 for Envisat and during winters 2010/11 and 2011/12 for CryoSat-2.

a potential inaccurate freeboard-to-thickness conversion.

To further assess the potential of the PP correction, it is necessary to verify if the Envisat/PP dataset is also valid out of the cross-calibration period. As the BGEP ice draft measurements are available from August 2003, the accuracy of the PP-correction can be evaluated over most of the Envisat mission lifetime. The Envisat and Envisat/PP ice draft estimates are therefore computed over the 2003-2010 ice growth seasons and are compared with the corresponding mooring observations. Results are presented in Tab. 4.3 and in Fig. 4.8-c-i.

As during the 2010-2012 period, the Envisat/PP ice draft dataset displays a good agreement with the buoys observations (RMSE = 13 to 32 cm) relatively to the uncorrected Envisat dataset (RMSE = 165 to 186 cm). This good agreement between the Envisat/PP and the BGEP ice draft estimates demonstrates therefore that the Envisat/PP dataset provides accurate estimates of sea-ice draft during the entire Envisat mission.

The largest improvements brought by the PP correction are particularly visible for winter seasons occurring right after low sea-ice summer extent (2007/08, 2008/09, 2010/11 and 2011/12). As displayed in Fig. 4.8, these winter seasons are characterized by mixed FYI and MYI and thus by heterogeneous sea ice conditions (surface roughness, snow depth, *etc*). This result confirms therefore that the PP-corrections allows to reduce the impact of ice properties on the freeboard estimates and that it enables to retrieve more accurate ice thickness estimates.

4.2.6 Discussion

In section 3.1, we show that the variability of ice surface properties has a stronger impact on Envisat waveforms than on CryoSat-2 waveforms (especially between FYI and MYI). Based on this observation, we conclude that CryoSat-2 radar freeboard should provide with relatively accurate estimates of radar freeboard relatively to Envisat. Nevertheless, one can still observe a variability of CryoSat-2 waveform echoes depending on the ice type. This result suggests that while the sensitivity of CryoSat-2 waveforms is relatively low, the radar

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

freeboard derived from CryoSat-2 is also likely to be biased by the ice surface properties. In the study by KURTZ et al., 2014, the authors demonstrate that the variability of the ice surface properties between ice floes (mainly ice roughness) drives a bias in CryoSat-2 freeboard estimates when using a threshold retracker. Having said that, the comparison of our CryoSat-2 ice draft estimates with *in situ* measurements as well as preliminary studies (LAXON et al., 2013; KWOK et CUNNINGHAM, 2015; TILLING et al., 2015) demonstrate that CryoSat-2 freeboard estimates are fairly accurate despite the use of a threshold retracker. Consequently, the impact of CryoSat-2 freeboard uncertainty on the Envisat/PP estimates should be minor. The exercise operated in the present study could nevertheless be repeated with better CryoSat-2 estimates to derive a more accurate PP-correction, which could further improve the Envisat freeboard estimates.

While the PP-correction allows to remove most of the bias between CryoSat-2 and Envisat freeboard datasets, other sources of inconsistencies could explain the remaining difference between the 2 datasets. For instance, bright off-nadir reflections have a higher impact on Envisat than on CryoSat-2. The reduced footprint of CryoSat-2 allows to filter out bright off-nadir reflections in the along-track direction, which enables to produce more accurate estimates of surface level position than with Envisat. As this discrepancy between the two radar altimeters is not corrected by the PP-correction, the Envisat/PP freeboard is therefore likely less accurate than CryoSat-2's. Another source of discrepancy between SAR and pulse-limited altimetry is the size of the sampled ice floes. Thanks to the Doppler post-processing, the SAR mode of CryoSat-2 allows to sample smaller ice floes than Envisat. As small ice floes are generally thinner than large ice floes, this difference could drive a sampling bias between the two sensors. More specifically, Envisat freeboard is likely to overestimate regional freeboard height. The only thing one can do to reduce this sampling bias would be to estimate freeboard height when sea-ice is as compact as possible (in the middle of winter for example).

4.2.7 Conclusions

In this study we investigate on the inconsistency between CryoSat-2 and Envisat radar freeboard estimates during the common flight period (November 2010-April 2011 and November 2011-March 2012). The analysis of the along-track surface elevation estimates shows that the average Envisat ice floes elevation is always found below the sea level. This unrealistic result is attributed to the high difference of waveform shape acquired over smooth and rough surfaces and to the use of a threshold retracker. Unlike Envisat, the average CryoSat-2 elevation of ice floes is mostly found above the sea level, which allows to retrieve realistic freeboard estimates. The better results of CryoSat-2 are attributed to the SAR post-processing that allows to sharpen the radar response and reduces the impact of ice surface properties on waveform echoes.

The analysis of the gridded freeboard height difference between CryoSat-2 and Envisat shows that the discrepancy between the two sensors is larger over ice characterized by a low PP than over specular and young ice characterized by a high PP. Here as well, this discrepancy is attributed to the higher sensitivity of Envisat waveform echoes to sea-ice surface properties (surface roughness and snow volume scattering).

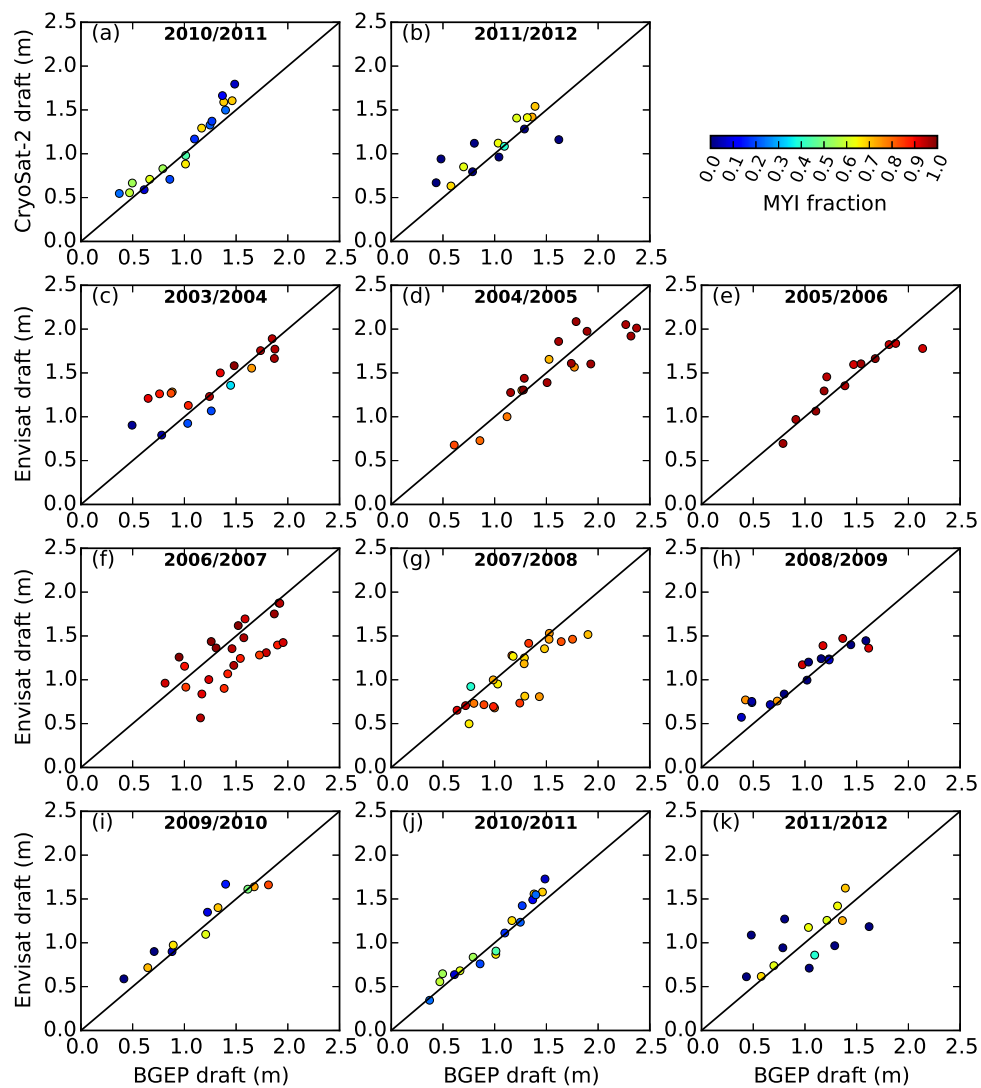


FIGURE 4.8 – CryoSat-2 monthly ice draft as a function of BGEF moorings monthly median ice draft for winters 2010/11 (a) and 2011/12 (b). Envisat/PP monthly ice draft as a function of BGEF moorings monthly median ice draft for winters 2003/04 to 2011/12 (c-k). The colormap shows the corresponding Multi Year Ice (MYI) fraction.

4.2. Article The Cryosphere : Comparaison du franc-bord CryoSat-2 et Envisat au dessus de la banquise arctique : Vers un franc-bord Envisat amélioré

While the average difference of waveform shape between leads and ice floes is generally corrected by the use of a different retracking algorithm for leads and ice floes in freeboard retrieval processings, the bias due to the variability of sea-ice surface properties has yet never been taken into account in Envisat freeboard studies. To correct these 2 biases, we build an improved Envisat freeboard dataset (Envisat/PP) based on the relation between the freeboard difference between Envisat and CryoSat-2 and the Envisat PP. The resulting Envisat/PP freeboard estimates displays similar patterns as CryoSat-2 during the entire period of study (RMSD = ~ 1.5 cm) and offers a more realistic seasonal cycle (~ 2.0 to 3.0 cm) than the uncorrected Envisat freeboard.

The comparison of each altimetric dataset with *in situ* ice draft observations during the common flight period reveals that Envisat/PP ice draft is highly more accurate (RMSE = 12 - 28 cm) than the uncorrected Envisat dataset (RMSE = 178 - 179 cm) and as accurate as CryoSat-2 (RMSE = 15 - 21 m).

To further assess the potential of the PP-correction, the Envisat and Envisat/PP ice draft datasets are extended to the 2003-2010 period and are similarly compared to BGEP ice draft measurements. As for the 2010-2012 period, the agreement with *in situ* measurements is higher for Envisat/PP (RMSE = 13 - 32 cm) than for Envisat (RMSE = 165 - 186 cm), which demonstrates the potential of the PP-correction to provide accurate freeboard estimates over the entire Envisat mission lifetime.

The result obtained in the present study should therefore allow to derive circumpolar sea-ice thickness over more than a decade by combining Envisat and CryoSat-2 datasets and should help to improve our understanding of the undergoing Arctic sea ice changes.

4.3 Discussion et perspectives

Les résultats développés dans ce chapitre ont permis de remplir les deux objectifs que l'on s'était fixé en préambule, à savoir :

- Améliorer les estimations de franc-bord obtenues à partir de mesures altimétriques effectuées en mode LRM.
- Assurer la continuité de la mesure du franc-bord entre 2 missions altimétriques afin de pouvoir produire une longue série temporelle d'épaisseur de glace.

Grâce à cette étude nous disposons aujourd'hui de 14 années (2002-2016) de données d'épaisseur de glace à l'échelle du Bassin Arctique jusqu'à 81.5°N. Ce nouveau jeu de données va nous permettre d'analyser les variations de l'épaisseur de banquise arctique sur la plus longue période jamais étudiée (cf. Chapitre V) et devrait ainsi nous apporter de précieuses informations sur le lien existant entre l'épaisseur de glace et les variations d'extension de banquise.

Bien que ce nouveau jeu d'observation soit d'une importance capitale dans la compréhension des variations inter-annuelles de banquise, sa durée reste encore relativement courte pour pouvoir analyser des mécanismes se déroulant à des échelles multi-décennales. En effet, ce genre d'étude nécessite des jeux d'observations couvrant au minimum 2 à 3 décennies, soit environ deux fois plus que ce dont nous disposons.

Cela dit, il existe encore un potentiel d'extension de cette série temporelle non négligeable puisque les missions ERS-1/2 (1991-2004) pourraient être exploitées afin de fournir 11 ans supplémentaires d'estimations d'épaisseur de glace à l'échelle du Bassin Arctique. Pour permettre cette extension, la période commune de vol entre Envisat et ERS-2 (2002-2004) pourrait servir à corriger le biais de franc-bord d'ERS-2 du au mode LRM comme nous l'avons fait pour corriger les biais de franc-bord d'Envisat. Cette opération pourrait à nouveau être répétée avec la mission ERS-1 sur la période commune d'ERS-1 et ERS-2 afin de remonter jusqu'au début de l'altimétrie polaire.

L'autre moyen d'étendre les séries temporelles d'épaisseur de glace de mer se trouve dans le futur avec les missions Sentinel-3. Comme indiqué dans la figure 4.1, les altimètres à bord des missions Sentinel-3 fonctionnent en mode SAR. Par conséquent, il ne devrait pas y avoir de biais inter-mission de franc-bord trop important entre CryoSat-2 et Sentinel-3 et la continuité des estimations d'épaisseur de glace devrait être assez facilement assurée. Cependant, des résultats récents que nous avons obtenus avec l'aide du CNES révèlent que des différences de procédures liées au traitement SAR (zero-padding¹, hamming², etc) pourraient introduire des biais importants dans les estimations de franc-bord (cf. figure 4.9). Ce genre de problème devra être considéré avec attention à l'avenir pour assurer la continuité des mesures d'épaisseur de glace par altimétrie.

1. Procédure de traitement du signal visant à sur-échantillonner la forme d'onde

2. Procédure de traitement du signal visant à réduire l'impact des lobes secondaires liés au traitement Doppler

4.3. Discussion et perspectives

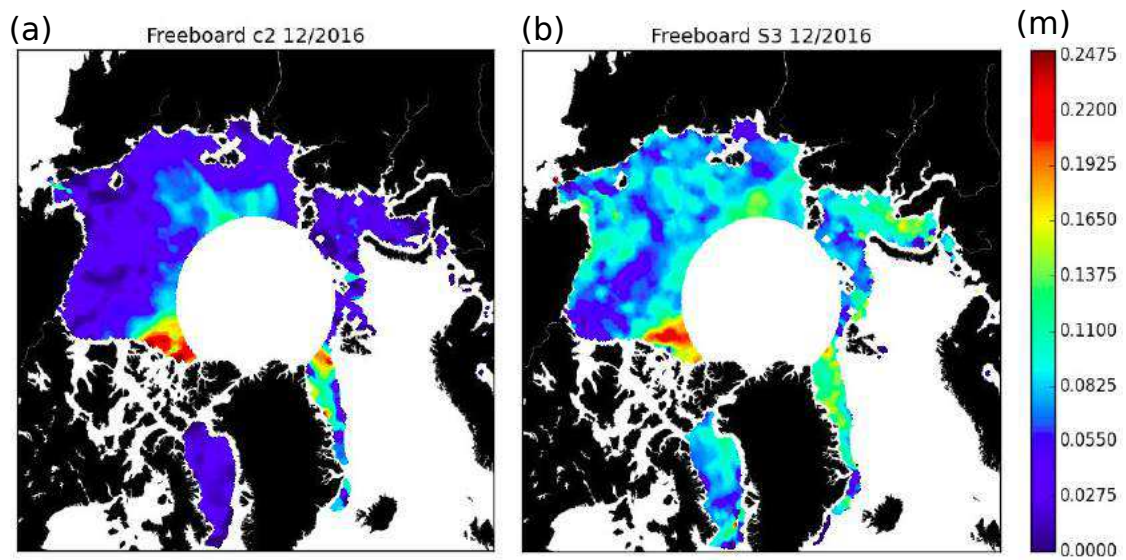


FIGURE 4.9 – Cartes de franc-bord estimées à partir de (a) CryoSat-2 et (b) Sentinel-3 pour le mois de décembre 2016.

Analyse des variations d'épaisseur de la banquise arctique sur la période 2002-2016

Sommaire

5.1	Introduction	95
5.2	Cartes d'épaisseur de glace sur la période 2002-2016	96
5.3	Validation des données	97
5.4	Tendances et incertitudes	102
5.5	Comparaison avec d'autres données d'épaisseur de glace	105
5.6	Discussion et perspectives	110

5.1 Introduction

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que la correction du biais de franc-bord inter-mission entre Envisat (LRM) et CryoSat-2 (SAR) donnait accès à 14 années de cartes mensuelles de franc-bord jusqu'à une latitude de 81.5°N. La conversion de ce franc-bord en épaisseur de glace permet par la suite de convertir ces données en une série temporelle d'épaisseur de glace sur l'ensemble de la période 2002-2016. Lorsque l'on compare ce jeu de données aux autres estimations disponibles dans la littérature, on constate que c'est de loin la plus longue série temporelle d'épaisseur de banquise établie à ce jour (cf. figure 5.1). L'analyse de ce jeu de donnée devrait donc apporter de nouvelles informations sur les variations d'épaisseur de glace de mer à l'échelle du Bassin Arctique et pourrait ainsi aider à améliorer notre compréhension des variations d'extension de banquise observées au cours de la même période.

Le premier objectif de ce chapitre est de fournir une première analyse¹ de ce nouveau jeu de données en le comparant à des mesures *in situ* ainsi qu'à l'ensemble des estimations disponibles dans la littérature. Le second objectif est d'estimer la tendance d'épaisseur de glace de mer dans le contexte des incertitudes de mesure. Nous terminerons ce chapitre par une discussion sur la valeur de cette longue série temporelle d'épaisseur de banquise et sur les besoins d'amélioration.

1. Les résultats présentés dans ce chapitre seront à l'avenir plus largement développés.

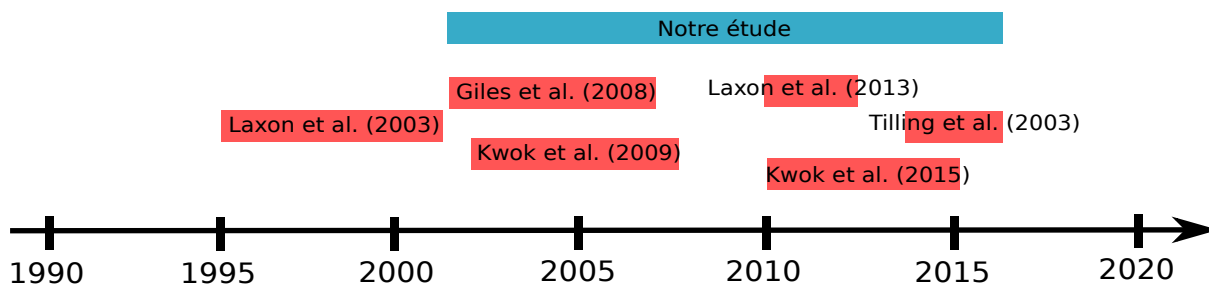


FIGURE 5.1 – Chronologie des études d'épaisseur de glace par altimétrie satellitaire.

5.2 Cartes d'épaisseur de glace sur la période 2002-2016

Avant de rentrer en détail dans l'analyse des variations d'épaisseur de banquise, regardons d'abord les cartes d'épaisseur de glace hivernale moyenne (Novembre à Mars) obtenues à partir d'Envisat et de CryoSat-2 sur la période 2002-2016 (Cf figure 5.2). Notons que la figure 5.2 montre deux fois les hivers 2010-11 (i)/(k) et (j)/(l) du fait de la couverture commune des missions CryoSat-2 et Envisat durant cette même période. Notons également que pour l'hiver 2010-11, on observe pour CryoSat-2 un artefact de glace épaisse dans une petite zone située au Nord de l'Archipel Canadien (Sur le bord sud du masque SARIn très exactement). Ce résultat est lié à des problèmes de transition des modes SARIn/SAR au cours du mois de Février/Mars qui tendent à causer une sur-estimation de la moyenne hivernale. Cet artefact sera corrigé prochainement au moment de l'introduction des données SARIn dans les mesures du franc-bord.

Le premier résultat important suggéré par ces cartes est la disparition progressive de la "couronne" de banquise épaisse autour de la latitude 81.5°N et en particulier en face des côtes Sibériennes. Cette disparition de glace épaisse est liée à la réduction de surface de glace pérenne se trouvant proche du pôle (non visibles sur ces cartes). Nous reviendrons plus tard sur le lien entre la disparition de la glace pérenne et l'amincissement de la banquise (cf. section 5.4).

Un autre résultat important apporté par ces cartes concerne la région de glace épaisse se trouvant au nord de l'Archipel Canadien. Contrairement aux études de KWOK et al., 2009 et KWOK et CUNNINGHAM, 2015, nos estimations montrent que dans cette région, la banquise n'est très épaisse (i.e > 4 m) qu'à seulement certaines périodes (hivers 2006/07 et 2013-15). Ce résultat est particulièrement intéressant car les étés suivant ces périodes (2008 et 2016) correspondent à des minimums d'extension et d'épaisseur de banquise (GILES et al., 2008; COMISO, 2012a; RICKER et al., 2017b). La concomitance de ces événements suggère, à l'instar de l'étude de RIGOR et al., 2002, qu'une faible redistribution de glace pérenne à travers le Bassin Arctique pourrait entraîner localement une forte accumulation de glace épaisse ainsi qu'un amincissement de la glace pour le reste de l'Arctique. Le résultat direct de ce phénomène pourrait fragiliser la banquise et conduirait ainsi une diminution de l'extension de glace l'été suivant. Une analyse plus détaillée de la circulation de banquise au cours de ces périodes devrait apporter davantage d'informations sur l'existence d'un tel mécanisme.

5.3 Validation des données

Avant d'analyser en détail les variations inter-annuelles d'épaisseur de banquise, il est important de s'assurer de la validité de notre série temporelle. Pour ce faire, nous disposons de plusieurs observations *in situ* auxquelles nous pouvons comparer nos estimations mensuelles d'épaisseur de glace. Les résultats de cette comparaison sont présentés ci-dessous pour chaque jeu de données *in situ* utilisé.

Sous-marins militaires

Il est possible de trouver quelques données déclassifiées de tirants d'eau (épaisseur - franc-bord) de glace mesurés par des sous-marins militaires américains à travers le Bassin Arctique. Malheureusement, ces données sont souvent déclassifiées tardivement et la période 2002-2016 que nous souhaitons étudier ne présente qu'une seule et unique campagne de mesure effectuée entre le 10 et le 20 Novembre 2005 par la Navy américaine (cf. figure 5.3.a, gauche).

La mesure du tirant d'eau effectuée par les sous-marins fonctionne de la même façon que pour les mouillages : la pression, la salinité et la température sont mesurées par le sous-marin afin d'estimer la profondeur à laquelle ce dernier se trouve. La mesure sonar permet ensuite de mesurer la distance à laquelle la banquise se trouve au dessus du sous-marin. La différence entre ces 2 termes permet alors d'en déduire le tirant.

La comparaison des mesures de tirant obtenues par le sous-marin de l'US Navy et par Envisat est présentée dans la figure 5.3.a (droite). Chaque point représente la moyenne des tirants mesurés dans des sections de 25 km de long du parcours du sous-marin. Bien que les observations soient relativement proches de la première bissectrice, les paramètres de corrélation affichent des résultats d'une qualité moyenne (cf. Table 5.1). La faible corrélation ($R = 0.43$) ainsi que le biais relativement important (-0.20 m) sont principalement causés par un nombre important de tirants sous-estimés par Envisat. Pour comprendre ces incohérences, il est important de rappeler que nous comparons ici des données altimétriques mensuelles à des données acquises par des sous-marin en l'espace de quelques jours. De plus, les filtres spatiaux utilisés pour griller les données altimétriques sont susceptibles de lisser les valeurs de glace épaisse observées localement par le sous-marin. Les mesures qui seront déclassifiées dans le futur permettront d'étendre cet exercice de validation à d'avantage de mesures *in situ*.

Mouillages BGEP

Le deuxième jeu de données dont nous disposons pour évaluer notre série temporelle d'épaisseur de banquise est apporté par les mouillages du Beaufort Gyre Exploration Project (BGEP, MELLING et al., 1995). Ce jeu de données, que nous avons utilisé dans le chapitre précédent, est basé sur un réseau de mouillage situé dans la mer de Beaufort (cf. figure 5.3.b (gauche)). Ces mouillages sont utilisés entre autre pour mesurer le tirant d'eau de la banquise.

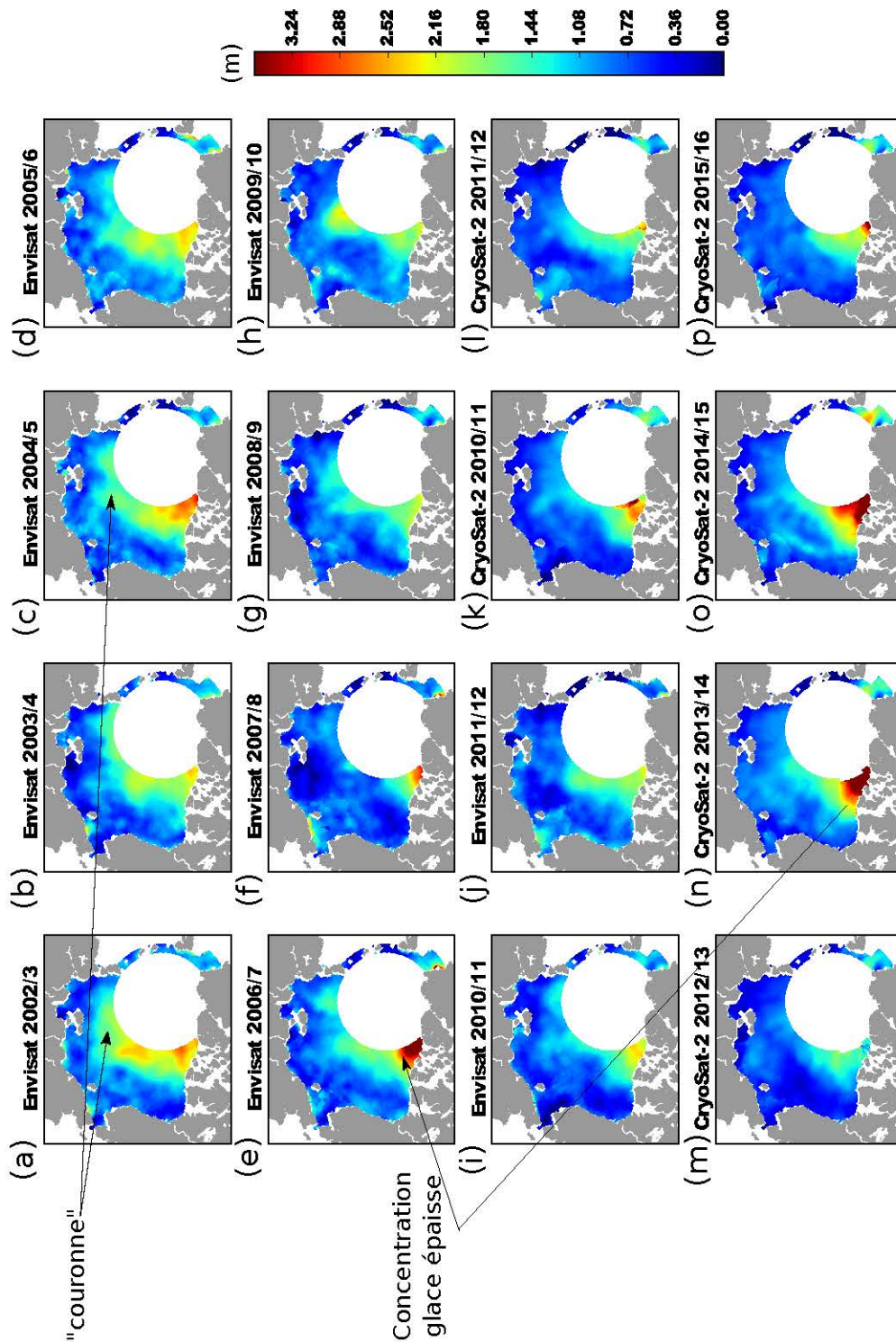


FIGURE 5.2 – Cartes hivernales (Novembre-Mars) moyennes d'épaisseur de glace obtenues avec Envisat (a) à (j) et avec CryoSat-2 (k) à (p).

5.3. Validation des données

Les mouillages BGEP fournissent des données de tirant en continu toutes les 2 secondes et avec une incertitude de ± 5 cm.

Les données lagrangiennes fournies par les mouillages sont certainement les plus intéressantes pour la validation des épaisseurs de glace obtenues par altimétrie car, à l'inverse des données eulériennes, elles permettent de calculer une moyenne mensuelle très représentative de l'épaisseur de banquise régionale. De plus elles sont disponibles depuis 2003 sans discontinuer et nous permettent ainsi d'évaluer nos estimations d'épaisseur de glace sur presque l'ensemble de leur période de disponibilité (2002-2016).

Dans la figure 5.3.b (centre) et (gauche) nous comparons les mesures mensuelles moyennes de tirant obtenues à partir des mouillages avec les mesures mensuelles moyennes obtenues par altimétrie dans un rayon de 50 km autour de chaque mouillage. La grande différence avec les résultats présentés dans le chapitre précédent est l'ajout des mesures de tirant effectuées sur la période 2012-2015.

Le premier résultat apporté par cette comparaison est la bonne corrélation entre les mouillages et les mesures altimétriques, que ce soit pour Envisat ou CryoSat-2 (cf. Tableau 5.1). En revanche, la différence de biais moyen entre Envisat (-0.07 m) et CryoSat-2 (0.04 m) est un résultat qui soulève de multiples questions.

Premièrement, cette différence est-elle liée à la mesure du franc-bord ? On peut effectivement penser qu'un biais résiduel dans la correction du franc-bord LRM d'Envisat pourrait être à l'origine d'un biais sur la tendance d'épaisseur de glace. Ce phénomène pourrait être causé par l'échantillonnage de banquise qui comprenait très peu de glace épaisse sur la période 2010-2012 et qui expliquerait ainsi un paramétrisation de la correction de franc-bord légèrement biaisée.

Deuxième question : cette différence est-elle liée à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace ? Pour rappel, la méthodologie de conversion du franc-bord fait appel à des valeurs de densité de glace (882 et 917 kg.m^{-3}) et de densité de neige (WARREN et al., 1999) constantes au cours du temps alors qu'on s'attend assez logiquement à ce que ces paramètres évoluent dans le contexte de variabilité intense du climat arctique. Si ces paramètres varient effectivement au cours du temps, la conversion du franc-bord en épaisseur de glace telle qu'elle est opérée actuellement devrait alors être une source importante d'incertitude. Malheureusement, il n'existe à l'heure actuelle aucun moyen de vérifier si les paramètres de banquise (épaisseur de neige, densité de glace, etc) présentent ou non des tendances sur la période d'étude, et cette question reste donc ouverte.

Vols aéroportés OIB

Le dernier jeu de données dont nous disposons pour évaluer notre série temporelle d'épaisseur de glace est fourni par les vols aéroportés de la mission Operation Ice Bridge (OIB, KURTZ et FARRELL, 2011). La mission OIB a été mise en place pour faire le pont entre la mission d'altimétrie laser ICESat (2003-2009) et la mission ICESat-2 dont le lancement est prévu pour 2018. Les campagnes de mesure sont effectuées chaque année depuis 2009 à cheval sur les mois de Mars et Avril, lorsque la nuit polaire se termine.

Les avions de la mission OIB embarquent à leur bord un grande quantité d'instruments radar et optique permettant d'étudier les propriétés physiques de la banquise. Le premier instrument

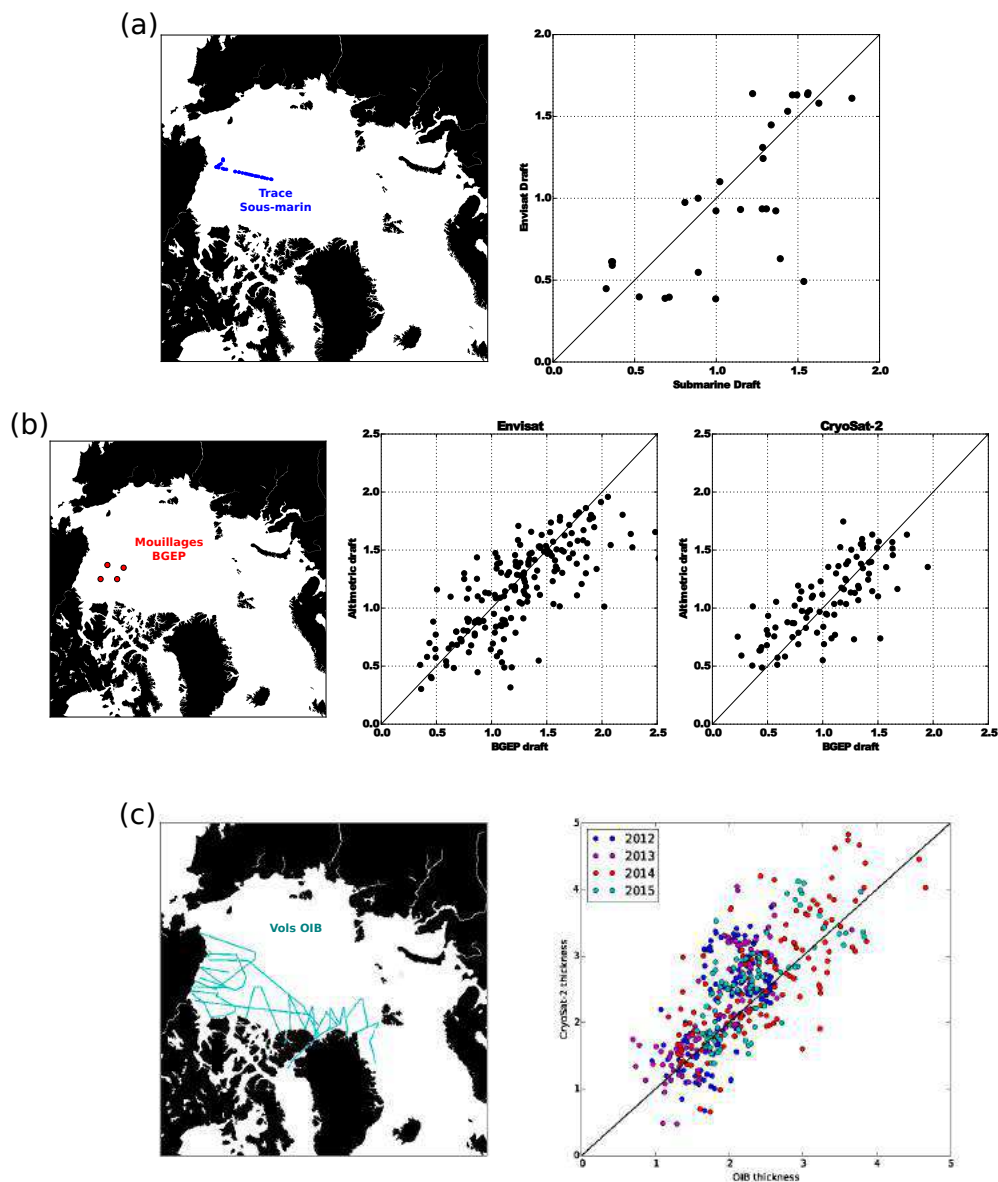


FIGURE 5.3 – (a) Position de la trace du sous-marin de l’U.S navy (gauche) et comparaison des mesures des tirants d’eau obtenues à partir d’Envisat et du sous-marin (droite). (b) Position des mouillages BGEF (gauche) et comparaison des mesures mensuelles moyennes de tirants de glace obtenues à partir d’Envisat (centre) et de CryoSat-2 (droite) avec les mesures mensuelles moyennes obtenues à partir de chacun des mouillages. (c) Plan de vol de la campagne OIB pour l’année 2014 (gauche) et comparaison des mesures d’épaisseur de glace obtenues à partir de CryoSat-2 et des vols aéroportés OIB sur la période 2012 à 2015 (droite)

5.3. Validation des données

TABLE 5.1 – Tableau résumant les valeurs des biais moyens, de différences quadratiques moyennes (RMSD) et des corrélations de coefficients (R) entre notre série temporelle d'épaisseur de glace et les mesures *in situ* obtenues par les sous-Marin de la U.S Navy, les mouillages BGEP et les vols aéroportés OIB.

	Sous-marin Envisat	BGEP Envisat	BGEP CryoSat-2	OIB CryoSat-2
Biais moyen	-0.20 m	- 0.07 m	0.04 m	0.27 m
RMSD	0.54 m	0.31 m	0.26 m	0.62 m
R	0.43	0.75	0.74	0.72

à bord qui nous intéresse tout particulièrement est l'altimètre laser. Cet altimètre permet de mesurer le franc-bord total (franc-bord + épaisseur de neige) tout comme le faisait ICESat. Le second instrument d'intérêt pour notre étude est le radar de neige qui effectue des mesures d'épaisseur de neige à la surface de la banquise.

A partir des mesures de franc-bord total (fb_{tot}) et d'épaisseur de neige (h_n) obtenues par les vols aéroportés, l'épaisseur de glace peut être estimée selon l'équation suivante :

$$H_g = \frac{\rho_e fb_{tot} + (\rho_n - \rho_e)h_n}{\rho_e - \rho_g} \quad (5.1)$$

Dans l'estimation d'épaisseur de glace faite dans le produit OIB, les densités de glace et de neige sont paramétrées avec des valeurs empiriques (respectivement 915 kg.m^3 et 320 kg.m^3). L'épaisseur de glace fournie par la mission OIB n'est donc pas une mesure directe mais bien une estimation indirecte dont le calcul implique certaines approximations. Cela dit, la mesure de l'épaisseur de neige et la précision de la mesure laser permettent d'atteindre une précision de mesure normalement meilleure que celle obtenue par altimétrie spatiale.

Pour effectuer la comparaison entre les mesures d'épaisseur de banquise satellitaires et celles obtenues par OIB, nous n'utiliserons que les mesures acquises lors de la période 2012-2016 et nous laisserons de côté les estimations réalisées sur la période 2009-2011 du fait de la moins bonne qualité des estimations d'épaisseur de neige obtenues à partir de la première version du "snowradar" (KOENIG et al., 2010). Sur cette période, seules les estimations d'épaisseur de glace obtenues à partir de CryoSat-2 sont disponibles puisque les estimations d'épaisseur de glace d'Envisat se terminent en Mars 2012.

Comme le montre la figure 5.3.c (gauche), les vols aéroportés d'OIB couvrent une grande zone de l'Arctique depuis les côtes d'Alaska jusqu'au détroit de Fram en passant par l'Arctique central et l'Archipel Canadien. Puisque l'orbite de CryoSat-2 permet d'obtenir des mesures d'épaisseur de glace jusqu'à 88°N (cf. figure 3.8), nous utiliserons l'ensemble du domaine d'OIB pour évaluer les estimations d'épaisseur de banquise obtenues avec CryoSat-2.

Pour comparer les données altimétriques et aéroportées, une première étape consiste à griller les deux jeux d'observations sur une même grille et au cours d'une même période (période de la mission OIB). Pour cela, nous utilisons le même filtre spatial (filtre médian avec un rayon de 100 km) que celui utilisé pour produire les cartes d'épaisseur de glace. Les résultats de la comparaison sont fournis dans la figure 5.3.c (droite).

Chapitre 5. Analyse des variations d'épaisseur de la banquise arctique sur la période 2002-2016

Pour l'ensemble des observations, les données d'épaisseur de glace obtenues à partir de CryoSat-2 sont proches de la première bissectrice malgré un nombre important de mesures surestimées pour des glaces situées entre 2 et 3 m d'épaisseur. Ces valeurs surestimées sont responsables de l'important biais moyen d'épaisseur de banquise calculé sur la période 2012-16 (0.62 m).

La source la plus probable de ce biais moyen est certainement à chercher dans la différence des jeux d'épaisseur de neige utilisés pour convertir le franc-bord en épaisseur de glace. La sur-estimation des estimations d'épaisseur de glace de mer obtenues à partir de CryoSat-2 pourraient notamment signifier que nous sur-estimons l'épaisseur du manteau neigeux sur la glace pérenne. Une comparaison des jeux d'épaisseur de neige devrait permettre de quantifier de façon détaillée cette sensibilité.

Malgré les différences observées entre les données altimétriques et *in situ*, les résultats de comparaison suggèrent que nous pouvons accorder une confiance raisonnable à la série temporelle d'épaisseur de glace produite et que cette dernière peut être exploitée afin d'étudier la variabilité d'épaisseur de banquise sur l'intégralité de la période disponible (2002-2016). Il faudra toutefois garder à l'esprit qu'il existe potentiellement certains biais liés à la mesure du franc-bord et/ou à sa conversion en épaisseur de glace.

5.4 Tendances et incertitudes

Afin de visualiser plus facilement les variations d'épaisseur de banquise, nous montrons dans la figure 5.4 les variations inter-annuelles de la moyenne hivernale (Nov-Mars) d'épaisseur de glace jusqu'à 81.5°N. En d'autres termes, chaque point bleu représente la moyenne d'une des cartes présentées dans la figure 5.2.

Le résultat le plus important suggéré par la figure 5.2 est certainement la tendance à la baisse de l'épaisseur moyenne de banquise. Sur la période 2002-2016, la tendance moyenne calculée est de $-0.013(\pm 0.09) \text{ m.an}^{-1}$. La p-value de cette tendance, calculée avec un test de Mann-Kendall (MANN, 1945), affiche toutefois une valeur élevée (0.8) et suggère que la significativité de cette tendance est relativement faible².

La faible significativité de la tendance ainsi que la forte incertitude associée sont en grande partie liées à la large variabilité inter-annuelle de l'épaisseur de glace de mer, largement décrite dans la littérature :

Alors que la glace s'est clairement aminci entre 2002 et 2008 (GILES et al., 2008 ; KWOK et al., 2009), elle a ensuite partiellement regagné en épaisseur entre 2008 et 2010 avant de s'effondrer à nouveau pour atteindre son plus bas niveau lors de l'hiver 2012-13 (0.99 m). Puis, encore une fois, la banquise a connu un fort regain entre 2013 et 2015 (TILLING et al., 2015) avant de repartir encore à la baisse durant l'hiver 2015-16 (RICKER et al., 2017b). Cette forte variabilité inter-annuelle de l'épaisseur de banquise était déjà un résultat suggéré par

2. On considère généralement que la tendance est significative pour une p-value inférieure à 0.5

5.4. Tendances et incertitudes

l'étude de LAXON et al., 2003.

Afin d'analyser l'origine de cette variabilité, nous traçons sur le même graphique les variations inter-annuelles de concentration en glace pérenne (courbe rouge). Comme le suggère la figure 5.2, les variations du stock de glace pérenne sont fortement corrélées ($R = 0.76$) aux variations d'épaisseur de glace de mer. Ce résultat est somme toute assez logique puisque la glace pérenne est généralement plus épaisse que le glace saisonnière et que sa disparition cause nécessairement un amincissement moyen de la glace.

Pour aller plus loin dans l'évaluation de la tendance d'épaisseur de glace, nous allons maintenant la considérer dans le cadre des incertitudes de mesure. Pour cela, commençons par calculer la moyenne spatiale des cartes d'incertitude hivernales pour chaque hiver. Pour passer des cartes mensuelles d'incertitude introduites au cours du Chapitre III à des cartes hivernales d'incertitude, nous faisons l'hypothèse raisonnable que les incertitudes tout au long de l'hiver sont gaussiennes et que l'incertitude hivernale à chaque point de grille (ϵ_i^H) peut être exprimée en fonction de l'incertitude mensuelle à chaque point de grille (ϵ_i^m) de la façon suivante :

$$\epsilon_i^H = \frac{\epsilon_i^m}{\sqrt{\sum N_i^m}} \quad (5.2)$$

Où N_i^m représente le nombre d'estimation d'incertitude mensuelle d'épaisseur de glace dont nous disposons au point de grille i . Puisque nous moyennons 5 mois d'hiver alors N_i^m est compris entre 0 et 5.

L'incertitude de mesure hivernale à chaque point de grille est ensuite moyennée à l'échelle de l'Arctique pour déterminer la valeur moyenne d'incertitude hivernale (ϵ^H). C'est précisément cette valeur que nous utilisons dans la figure 5.4 pour calculer les barres d'incertitude relatives à nos estimations d'épaisseur de banquise.

Le premier commentaire que l'on peut faire sur ces incertitudes est que les valeurs sont sensiblement les mêmes sur la période Envisat (~ 20 cm) que sur la période de CryoSat-2 (~ 18 cm). Ce résultat s'explique principalement par le fait que la part de l'incertitude liée à la mesure du franc-bord est bien moins importante que celle liée à sa conversion en épaisseur de glace. Ce résultat suggère donc qu'un gros effort reste à faire pour améliorer la méthodologie de conversion du franc-bord en épaisseur de glace.

L'autre information apportée par ce calcul d'incertitude réside dans le fait que les valeurs moyennes d'incertitude sont de l'ordre de l'amincissement moyen de la banquise observée au cours de la période 2002-2016 (-18 cm). Ce résultat est assez encourageant étant donné le calcul très "pessimiste" des incertitudes mis en place au Chapitre III. Néanmoins, ce résultat montre également que la valeur de la tendance calculée sur la période 2002-2016 doit être considérée avec beaucoup de précautions.

Attardons-nous maintenant sur la tendance des centiles d'épaisseur de glace à 10% et 90%. Pour rappel, le centile de glace à 10% représente la valeur seuil majorant les 10% de glace les plus fines. Ces outils statistiques permettent d'analyser précisément les variations

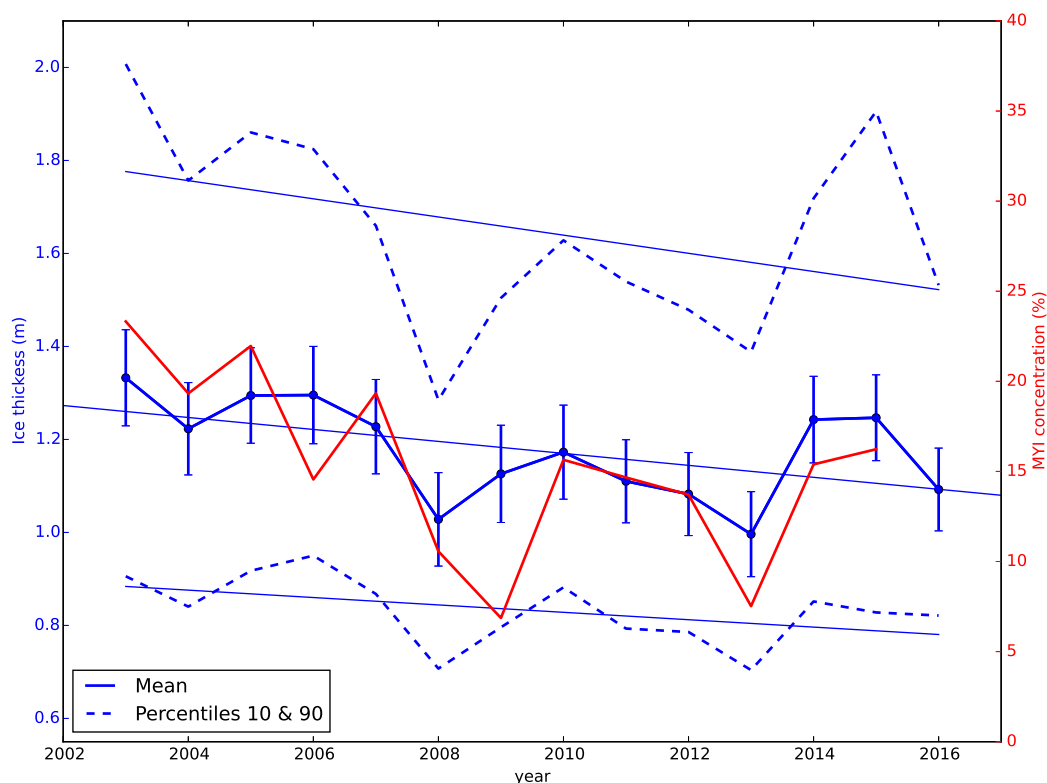


FIGURE 5.4 – Variations inter-annuelles d'épaisseur de glace hivernale (Nov-Mar) moyenne (courbe continue bleue) accompagnées des barres d'incertitude calculées pour chaque hiver. Les courbes en pointillés bleus indiquent les variations inter-annuelles des centiles d'épaisseur de glace à 10% (bas) et à 90% (haut). Les droites bleues montrent les droites de régression linéaire correspondant de bas en haut au centile d'épaisseur de glace à 10%, à la moyenne et au centile d'épaisseur de glace à 90%. La courbe rouge montre les variations inter-annuelles de la concentration de glace pérenne pour la couverture spatiale correspondante. Notons enfin que pour les hivers 2010-11 et 2011-12, les données d'Envisat et CryoSat-2 sont moyennées afin d'obtenir une seule et unique valeur.

5.5. Comparaison avec d'autres données d'épaisseur de glace

inter-annuelles de glace fine (centile à 10%) et de glace épaisse (centile à 90%).

Le centile d'épaisseur de glace à 90% montre une tendance à la baisse relativement plus importante que celle de la moyenne arctique ($-0.02(\pm 0.07) \text{ m.an}^{-1}$). A l'autre bout de l'échelle d'épaisseur de glace, pour le centile à 10%, on constate que la glace fine montre elle aussi une tendance à la baisse mais avec une valeur nettement plus faible ($-0.008(\pm 0.017) \text{ m.an}^{-1}$). Ce résultat suggère que l'amincissement moyen de la banquise arctique au cours de la période 2002-2016 est plus fortement lié à un amincissement de la banquise épaisse qu'à un amincissement de la glace fine. Cela confirme encore une fois la relation étroite qu'il existe entre le stock de glace pérenne et les variations d'épaisseur de banquise.

5.5 Comparaison avec d'autres données d'épaisseur de glace

Nous souhaitons maintenant comparer notre série temporelle avec les autres estimations d'épaisseur de banquise décrites dans la littérature. En particulier, nous comparons nos estimations à d'autres épaisseurs de glace estimées par altimétrie (laser et radar). Les différents jeux de données que nous utiliserons dans cette section sont décrits dans l'Annexe C.

Nous examinerons également les épaisseurs de banquise produites par la ré-analyse Pan-Arctic Ice Ocean Modeling and Assimilation System (PIOMAS, ZHANG et ROTHROCK, 2003). Cette réanalyse est souvent utilisée pour valider l'épaisseur de glace des modèles de banquise (CHEVALLIER et al., 2013) et est parfois même utilisée pour "confirmer" les estimations d'épaisseur de banquise obtenues à partir d'observations spatiales (LAXON et al., 2013). La comparaison de notre série temporelle à ce jeu de données a donc un intérêt tout particulier puisqu'à travers cette exercice, nous comparons nos résultats avec de très nombreuses études.

Pour comparer notre série temporelle aux autres données d'épaisseur de glace, nous re-grillons dans un premier temps chacun des jeux d'observation sur la grille régulière utilisée pour notre série temporelle. Ce re-grillage est effectué grâce à la technique du "plus proche voisin" avec une distance maximale égale au pas de grille (12.5 km). Nous filtrons ensuite les données situées dans les régions où notre série temporelle ne fournit pas d'épaisseur de banquise (i.e jusqu'à 81.5°N, sans les mers de Kara, de Barents et de Baffin). Une fois cette étape effectuée, les cartes d'épaisseur de glace hivernales sont moyennées afin de tracer la variabilité inter-annuelle (cf. figure 5.5).

Le premier résultat frappant de cette comparaison est évidemment l'important biais qui existe entre d'un côté les données issues de notre étude et du produit Icesat-NSIDC et de l'autre, le reste des estimations. En moyenne, 0.48 m séparent ces 2 groupes de données, soit environ 30% de l'épaisseur totale. Ce résultat très inattendu soulève de nombreuses questions. En particulier, on peut s'interroger sur l'origine des différences entre 2 études faisant appel au même altimètre (ICESat ou CryoSat-2).

Concernant, les jeux de données basés sur ICESat, la différence entre les résultats est clairement liée aux différentes méthodes de paramétrisation d'épaisseur de neige utilisées pour convertir le franc-bord total en épaisseur de glace. Bien que cette différence entre les deux jeux d'observation soit relativement bien identifiée par la communauté, il n'existe à l'heure actuelle

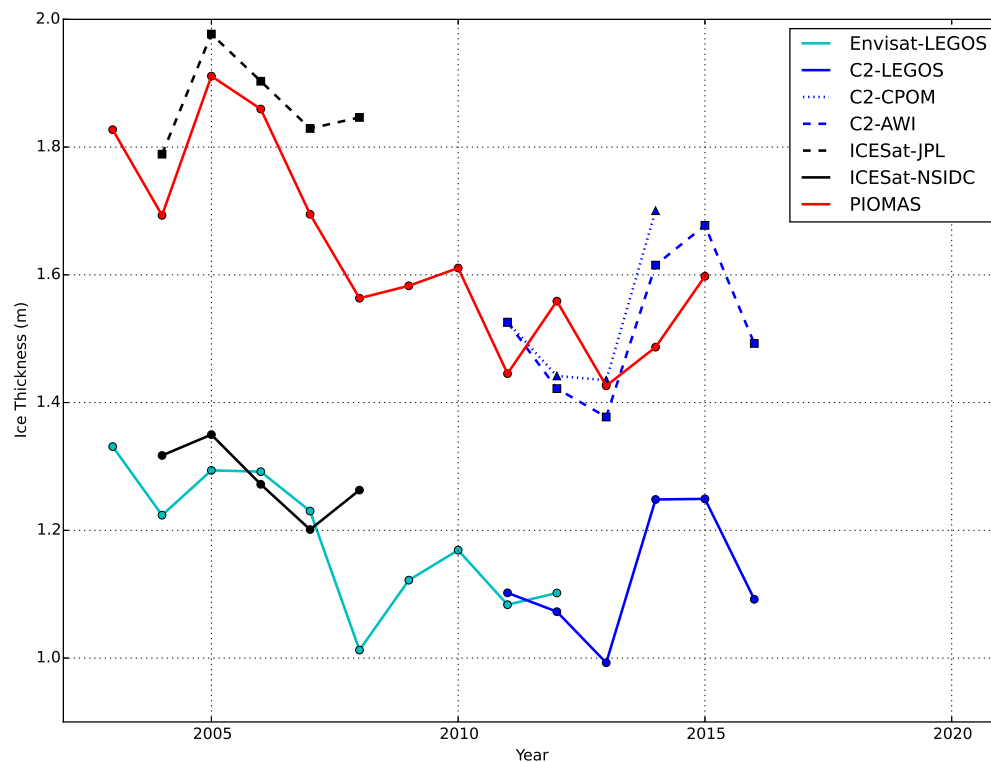


FIGURE 5.5 – Variations inter-annuelles d'épaisseur de glace hivernale (Nov-Mar) moyennes données par Envisat-LEGOS (cette étude/bleu ciel), CryoSat-2-LEGOS (cette étude/courbe bleue continue), CryoSat-2-CPOM (courbe bleue-pointillés), CryoSat-2-AWI (courbe bleue-tirets), ICESat-JPL (courbe noire-tirets), ICESat-NSIDC (courbe noire-continue), et PIOMAS (courbe rouge).

5.5. Comparaison avec d'autres données d'épaisseur de glace

pas d'étude permettant de définir quelle estimation est la plus réaliste. Dans une moindre mesure, la différence entre ces 2 jeux de données pourrait également être liée à l'identification des leads. En particulier, la méthode de détection des leads dans le produit Icesat-NSIDC pourrait potentiellement sous-estimer le franc-bord total dans les zones présentant peu de lead, ce qui conduirait à une sous-estimation de l'épaisseur de glace.

Si l'on se concentre maintenant sur les estimations obtenues à partir de CryoSat-2, on constate que les épaisseurs de glace CryoSat-2-AWI et CryoSat-2-CPOM sont en accord avec une épaisseur moyenne d'environ 1.5 m tandis que notre estimation est bien inférieure avec une épaisseur moyenne de 1.16 m. En revanche, les 3 jeux de données montrent une variabilité inter-annuelle relativement similaire avec un fort regain durant les hivers 2014 et 2015.

La solution la plus simple pour analyser ces différences consiste à comparer chacune des estimations d'épaisseur de glace à des mesures *in situ* comme nous l'avons fait pour notre série temporelle dans la section 5.3, afin d'identifier un biais potentiel dans l'un ou l'autre des produits. Malheureusement, le format "saisonnier" du produit CryoSat-2-CPOM ainsi que l'absence du paramètre de franc-bord nécessaire au calcul du tirant (tirant = épaisseur - franc-bord) ne permettent pas de le comparer aux données *in situ*. En revanche, le produit mensuel CryoSat-2-AWI fournit, lui, des mesures de franc-bord et nous donne ainsi l'opportunité de le comparer aux données *in situ* comme nous l'avons fait pour notre propre estimation d'épaisseur de glace.

La comparaison entre les tirant de glace AWI et des mouillages BGEF est présentée dans la figure 5.6.a. Cette exercice de comparaison montre que l'épaisseur de banquise fournie par le produit CryoSat-2-AWI est sur-estimée de **0.33 m** à l'emplacement des mouillages. Pour rappel, notre estimation présentait un biais de 0.04 m sur la même période soit 29 cm de moins que le jeu de données CryoSat-2-AWI. Ce résultat suggère donc qu'au niveau des mouillages, nos estimations sont plus réalistes que celles fournies par le produit CryoSat-2-AWI.

Afin de mieux comprendre pourquoi nos estimations de tirant de glace et celles du produit CryoSat-2-AWI sont différentes au niveau des mouillages, nous proposons de réaliser 3 expériences. Dans la première, nous calculons l'épaisseur de glace selon notre méthodologie mais avec le franc-bord fourni dans le produit CryoSat-2-AWI (figure 5.6.b), dans la seconde nous calculons l'épaisseur de glace selon notre méthodologie mais avec l'épaisseur de neige fournie dans le produit CryoSat-2-AWI (figure 5.6.c) et enfin, dans la dernière, nous calculons l'épaisseur de glace selon notre méthodologie mais avec la densité de glace fournie dans le produit CryoSat-2-AWI (figure 5.6.d). Le tirant de glace est ensuite estimé à partir de toutes ces expériences afin d'être comparé au tirant mesuré au niveau des mouillages.

La première expérience (figure 5.6.b) révèle que le franc-bord d'AWI explique en partie (biais = **0.13 m**) le biais plus important du produit CryoSat-2-AWI (0.33 m) relativement à notre estimation (0.04 m). Ce résultat est assez surprenant car nous utilisons une méthode de calcul du franc-bord très similaire à celle d'AWI avec notamment l'utilisation d'un retracker unique (TFMRA avec un seuil à 50%). La plus grande différence entre nos 2 méthodologies réside dans le fait que nous n'interpolons pas le niveau de la mer sous les floes, mais autour des leads pour calculer le franc-bord. Une autre explication pourrait se trouver dans la détection lead/floe : alors que notre méthode est uniquement basée sur le pulse-peakiness, la méthode

Chapitre 5. Analyse des variations d'épaisseur de la banquise arctique sur la période 2002-2016

AWI utilise d'autres paramètres telle que la "Stack Standard Deviation"³. Une comparaison étape par étape des 2 méthodologies pourrait certainement aider à mieux comprendre les différences des champs de franc-bord.

Les expériences 2 et 3 témoignent de l'impact des méthodologies de conversion du franc-bord en épaisseur de glace. On constate que l'utilisation de l'épaisseur de neige d'AWI (figure 5.6.c) pour la conversion de notre franc-bord conduit à un biais négatif très important de tirant de glace (**-0.32 m**). Cette forte différence de biais entre nos 2 estimations ne peut s'expliquer que par la différence de classification d'âge de la glace. Pour rappel, le jeu d'observation d'AWI fait appel à la classification OSI SAF tandis que nous utilisons la classification fournie par le NSIDC, qui est basée sur le "pixel tracking" (ANDERSON et TSCHUDI, 2014). La différence de biais entre l'épaisseur de glace CryoSat-2-AWI et la notre (0.04 m) suggère que la concentration de glace pérenne est plus importante dans notre méthodologie et donc que l'épaisseur de neige paramétrée est elle aussi plus épaisse (cf. équation 3.14). Cette neige plus épaisse cause une charge hydrostatique plus grande et un ralentissement de l'onde plus important et a donc pour conséquence de produire une glace plus épaisse. Ce résultat démontre l'importance du choix de la classification de type de glace dans le calcul de l'épaisseur de glace par altimétrie.

L'expérience 3 (figure 5.6.d) montre qu'à l'inverse de l'épaisseur de neige, la densité de glace de mer utilisée par AWI conduit à un biais de tirant largement positif (**0.54 m**). Tout comme pour la neige, la différence entre ce biais et celui de notre estimation (0.04 m) s'explique par la différence de la classification de type de glace utilisée. La concentration de glace pérenne plus importante dans notre méthodologie tend à faire baisser la densité de glace de mer (cf. équation 3.12), en conséquence de quoi l'épaisseur de glace calculée est plus fine.

Pour calculer le biais total lié à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace, nous pouvons faire la somme des impacts de l'épaisseur de neige et de la densité de glace (nous ferons ici l'hypothèse que la densité de la neige et de l'eau de mer n'ont que très peu d'impact). La somme de ces 2 impacts (respectivement -0.32 m et 0.54 m) donne un biais global de conversion de **0.22 m**. Ce résultat suggère donc que les impacts des paramétrisations d'épaisseur de neige et de densité de glace ne se compensent pas et qu'une partie de la différence entre l'épaisseur de glace CryoSat-2-AWI et la notre est en partie liée à cette conversion (au niveau des mouillages en tout cas).

Face à la complexité de l'estimation d'épaisseur de banquise par altimétrie et aux nombreux paramètres nécessaires à sa mesure (franc-bord, épaisseur de neige, *etc*), il est difficile d'établir une conclusion définitive concernant chaque étape du calcul et chaque conclusion partielle doit être considérée dans le contexte d'une méthodologie très large ou les biais sont susceptibles de se compenser. Dans ce contexte, les conclusions que notre analyse nous permet d'affirmer sont les suivantes :

- Au niveau des mouillages nos estimations d'épaisseur de banquise sont plus réalistes que celle du produit CryoSat-2-CPOM.

3. Ecart-type du paramètre SAR "Stack" que nous avons décrit dans le Chapitre II.

5.5. Comparaison avec d'autres données d'épaisseur de glace

- Ces différences entre ce produit et notre série temporelle sont dues à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace et dans une moindre mesure à la mesure du franc-bord.

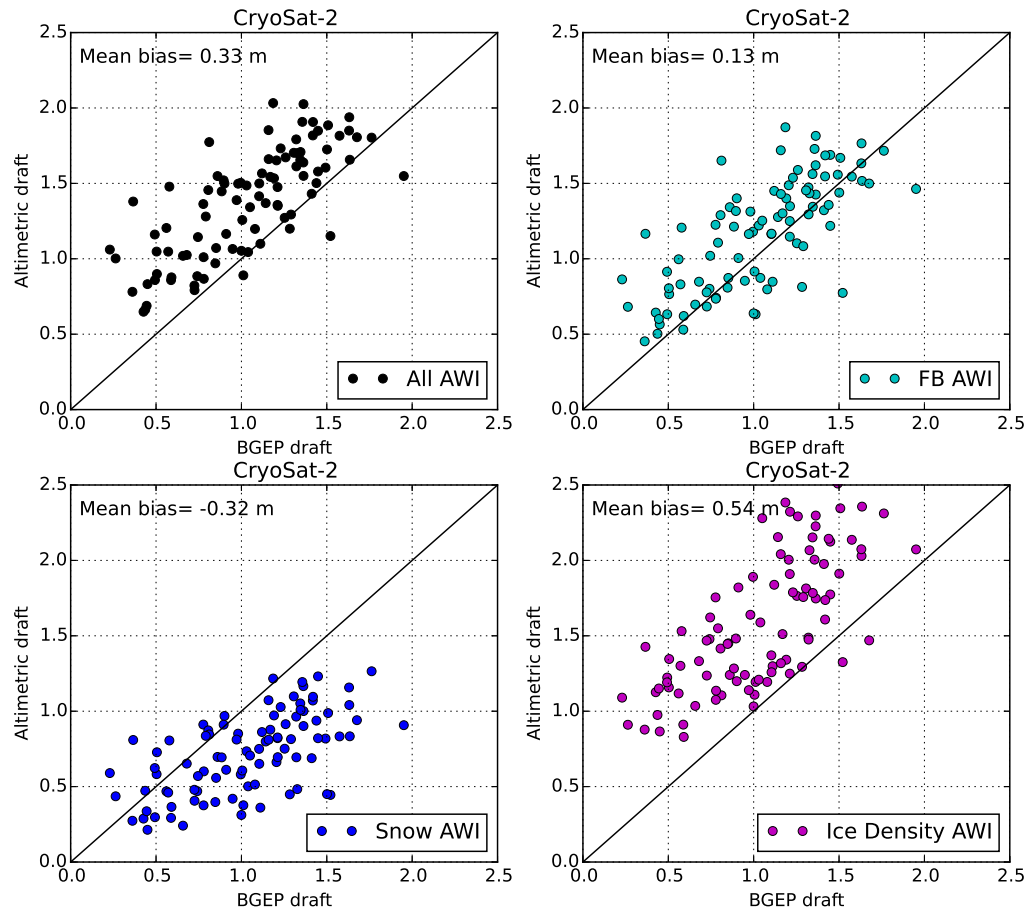


FIGURE 5.6 – Comparaison du tirant de glace mensuel des mouillages BGEF avec (a) le tirant de glace fourni dans le produit CryoSat-2-AWI, (b) le tirant de glace donné par notre algorithme mais avec le franc-bord de AWI, (c) le tirant de glace donné par notre algorithme mais avec l'épaisseur de neige de AWI et (d) le tirant de glace donné par notre algorithme mais avec la densité de glace de AWI.

Le dernier résultat présenté dans la figure 5.5 concerne la ré-analyse PIOMAS. Comme la plupart des produits d'épaisseur de glace, PIOMAS produit une épaisseur de glace très supérieure à nos estimations (+0.42 m en moyenne). En outre, la tendance à la baisse affichée par PIOMAS (-0.031 m.an^{-1}) est très largement supérieure à celle que nous avons estimée ($-0.013(\pm 0.09) \text{ m.an}^{-1}$). La juxtaposition de ces 2 résultats est assez logique puisqu'une glace fine ne peut s'amincir que dans une moindre mesure tandis qu'une glace épaisse a "beaucoup plus à perdre".

Cette différence importante d'épaisseur de glace moyenne entre les 2 jeux de données nécessitera à l'avenir une étude beaucoup plus complète comprenant des comparaisons avec des données *in situ*, des analyses spatiales et temporelles afin de déterminer les raisons de ces différences. Comme nous l'avons vu plus haut, une telle analyse porterait bien au delà de notre étude puisque la ré-analyse PIOMAS est considérée comme la référence actuelle des estimations d'épaisseur et de volume de glace.

5.6 Discussion et perspectives

Du fait de la limitation de l'orbite d'Envisat à 81.5° , la série temporelle que nous avons produite ne fournit aucune information sur l'épaisseur de glace située entre 81.5°N et 90°N . Dans ce contexte, nous souhaitons maintenant analyser l'importance de la couverture spatiale sur le suivi de l'épaisseur de banquise arctique. Afin de réaliser cette étude, les données de surface en glace pérenne peuvent être analysées. En effet, nous avons vu précédemment que l'épaisseur de banquise et la concentration de glace pérenne sont fortement corrélées ($R = 0.76$) et que cette dernière peut être considérée comme un proxy de l'épaisseur de banquise. Dans la figure 5.7, nous montrons les variations inter-annuelles de surface de glace pérenne sur la période de notre étude et dans le domaine spatial d'Envisat ainsi que dans le domaine spatial complet ($<90^\circ\text{N}$).

Le premier résultat important suggéré par cette figure est le faible contenu ($\sim 25\%$) en glace pérenne ($0.3\text{-}0.7 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) du domaine Envisat par rapport à celui de l'ensemble du bassin ($1.3\text{-}2.8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$). En outre, la variabilité inter-annuelle de l'étendue de glace pérenne est beaucoup plus importante lorsque l'on considère l'ensemble du bassin, avec notamment une baisse significative entre 2003 et 2008. Ce résultat suggère que la variabilité du stock de glace pérenne s'est faite en grande partie au dessus de 81.5°N et que notre série temporelle d'épaisseur de glace manque très probablement la majeure partie des variations d'épaisseur de glace qu'a connu l'Arctique au cours de la période 2002-2016.

Afin de compléter notre estimation d'épaisseur de glace il sera donc nécessaire à l'avenir d'utiliser d'autres estimations d'épaisseur de banquise, comme par exemple celles fournies par ICESat (86°N , 2003-2009), afin d'avoir une image plus complète des variations d'épaisseur de banquise de la zone arctique.

L'exercice de comparaison de notre estimation d'épaisseur de banquise avec des données *in situ* a montré que bien que nos résultats soient généralement en accord avec les mesures terrain, il existe encore une importante incertitude sur les biais moyens et les tendances. Nous avons notamment vu dans la section 5.5 que selon le choix de la paramétrisation de l'épaisseur de neige et de densité de glace, l'épaisseur de banquise peut varier de plusieurs dizaines de centimètres. Afin de réduire cette incertitude, il serait judicieux de développer des techniques visant à mesurer les caractéristiques physiques de la glace et du manteau neigeux afin de limiter l'utilisation d'une paramétrisation. Nous verrons dans le prochain chapitre comment de telles mesures peuvent-être réalisées.

5.6. Discussion et perspectives



FIGURE 5.7 – Étendue d'épaisseur de glace pérenne en millions de km² pour le domaine de l'Arctique limité à 81.5°N et pour le domaine complet. L'étendue de glace pérenne est estimée à partir du produit d'âge de la glace fourni par le NSIDC (ANDERSON et TSCHUDI, 2014).

Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

Sommaire

6.1	Introduction	113
6.2	Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions	115
6.2.1	Résumé (français)	115
6.2.2	Abstract	115
6.2.3	Introduction	116
6.2.4	Theoretical analysis of the penetration depth at Ku and Ka-band frequencies	118
6.2.5	Data	121
6.2.6	Methodology	123
6.2.7	Results	128
6.2.8	Discussion	134
6.2.9	Summary and conclusion	135
6.3	Discussion et perspectives	137

6.1 Introduction

L'évaluation de notre série temporelle d'épaisseur de glace effectuée dans les chapitres précédents montre que malgré les bons résultats obtenus, la méthodologie d'estimation d'épaisseur de glace doit encore être améliorée afin de réduire les incertitudes. En particulier, des efforts importants devraient être apportés à la méthodologie de conversion du franc-bord en épaisseur de glace.

Comme nous l'avons vu au cours du Chapitre III, l'une des plus grandes incertitudes dans la méthode d'estimation d'épaisseur de glace repose sur la paramétrisation de l'épaisseur de neige. En effet, cette dernière joue un rôle important sur l'estimation de l'épaisseur de glace en modifiant l'équilibre hydrostatique et en ralentissant l'onde radar lors de la mesure du franc-bord.

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

Jusqu'à présent, nous avons utilisé une paramétrisation d'épaisseur de neige basée sur la climatologie de Warren (WARREN et al., 1999) ainsi que sur une classification du type de glace (glace pérenne/glace saisonnière) (KURTZ et FARRELL, 2011). Malheureusement, ce type de paramétrisation prend seulement en compte les variations inter-annuelles liées aux variations d'étendue de glace pérenne et néglige les variations liées à la variabilité inter-annuelle des chutes de neige ou encore à la variabilité inter-annuelle de l'érosion par le vent. Or, dans un climat Arctique en pleine transition, on s'attend à ce que les précipitations et la circulation atmosphérique subissent d'important changements (BINTANJA et SELTEN, 2014). A long terme, ces changements sont susceptibles de causer une tendance sur l'épaisseur de neige et donc un biais sur la tendance d'épaisseur de glace estimée par altimétrie.

Dans ce contexte il est donc nécessaire de pouvoir mesurer l'épaisseur de neige en continu et à l'échelle du Bassin Arctique afin de limiter les biais liés à la paramétrisation de l'épaisseur de neige sur l'estimation d'épaisseur de glace.

Pour mesurer l'épaisseur de neige à la surface de la banquise à l'échelle du Bassin Arctique, plusieurs méthodes basées sur des capteurs à micro-onde embarqués à bord de satellites (AMSR-E, SMOS, *etc*) ont récemment été développées (MARKUS et CAVALIERI, 1998; MAASS et al., 2013). Si ces études ont rencontré quelques succès, les exercices de validation ont montré qu'un travail important restait encore à faire pour améliorer ces estimations. En particulier, les mesures d'épaisseur de neige sur les surfaces rugueuses sont encore loin d'apporter les résultats escomptés (MARKUS et al., 2006).

Face aux difficultés rencontrées pour estimer l'épaisseur de neige à partir de capteurs passifs, une alternative consiste à faire appel à l'altimétrie radar pour mesurer l'épaisseur de neige à la surface de la banquise. Bien qu'un tel exercice n'ait encore jamais été réalisé, plusieurs études ont déjà suggéré que l'altimètre fonctionnant en bande Ka à bord de la mission SARAL/AltiKa (2013-) pourrait apporter des informations supplémentaires sur les propriétés du manteau neigeux (VERRON et al., 2015; RÉMY et al., 2015).

Afin d'analyser le potentiel de l'altimétrie spatiale pour l'estimation de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise, nous étudierons dans un premier temps les propriétés du signal radar en bande Ka et Ku au sein d'une couche neigeuse typique de l'Arctique. Suite à cette analyse, nous utilisons les mesures altimétriques combinées de CryoSat-2 et AltiKa afin d'estimer pour la première fois l'épaisseur de neige par altimétrie.

Les résultats de cette étude ont fait l'objet d'une publication dans la revue RSE que nous allons maintenant découvrir.

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

6.2 Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

Auteurs : Kévin Guerreiro, Sara Fleury, Elena Zakharova, Frédérique Rémy et Alexei Kouraev. Soumis en Sept 2016 et accepté pour publication dans "The Cryosphere" Juil 2017.

6.2.1 Résumé (français)

Les propriétés de diffusion du signal radar en fréquences Ka et Ku dans la neige sont examinées à partir d'un modèle analytique et d'observations de tailles de grains obtenues lors de campagnes terrains. Nos résultats montrent que la combinaison du signal altimétrique à ces deux fréquences devraient pouvoir permettre de mesurer l'épaisseur de la neige à la surface de la banquise arctique.

L'analyse des incertitudes d'élévations altimétriques aux points de croisement démontre que les variations de hauteur aux points de croisement ne dépasse pas 3 cm et que cette méthodologie peut donc être raisonnablement appliquée.

La comparaison des estimations d'épaisseur de neige obtenue par la combinaison des altimètres CryoSat-2 (Ku) et AltiKa (Ka) avec les mesures *in situ* fournies par la mission Operation IceBridge présente un bon accord, avec une erreur quadratique d'environ 5 cm.

L'analyse de 3 ans de hauteur de neige estimées à partir de CryoSat-2 et AltiKa montre que la couche de neige s'est amincie de 32% à 57% sur la glace pérenne et de 63% à 75% sur la glace saisonnière par rapport aux valeurs indiquées par la climatologie de Warren (1954-91). Ce résultat suggère donc la nécessité de ré-actualiser la mesure des champs de neige à l'échelle du bassin et cela de manière saisonnière.

6.2.2 Abstract

The scattering properties of the radar signal at Ka and Ku-band frequencies are investigated using a theoretical model and snow grain observations obtained during previous field campaigns. Our results show that the combination of radar altimeters operating at these two frequencies should allow for the retrieval of snow depth over Arctic sea ice.

We estimate uncertainties of the ice surface position in relation to crossover observations over sea ice and show that the accuracy of the crossover methodology with short time gap (3 days or less) is better than 3 cm.

Comparison of the CryoSat-2/AltiKa retrieved snow depth with in situ measurements provided by Operation IceBridge shows a good agreement with a Root Mean Square Error (RMSE) of 5 cm.

The analysis of the CryoSat-2/AltiKa retrieved snow depth over three winters (2013-2015) reveals a thinner snow cover on both Multi-Year (32%-57%) and First-Year Ice (63%-75%) relative to the Warren climatology (1954-91), suggesting the need for more contemporary

year-round and basin-scale snow depth fields.

6.2.3 Introduction

Once the Arctic sea ice is formed, snow can begin to accumulate on the ice surface and thickens throughout the winter. Snow plays a major role in the energy balance of sea ice and of the upper ocean (MAYKUT et UNTERSTEINER, 1971; MAYKUT, 1978). During winter, snow acts as an insulator that limits the heat transfer from the ocean through the ice to the overlying atmosphere and reduces the rate of sea ice growth (MAYKUT, 1978). In summer, snow reflects up to 85% of the shortwave solar radiation and delays the melting of sea ice (BARRY, 1996). Further, snow can turn to bare ice and melt ponds and decreases the albedo by a factor of up to 5, leading to acceleration of sea ice melting (PEROVICH et al., 2002; PEROVICH et POLASHENSKI, 2012). Thereafter the ponds drain into seawater and produce freshwater lenses that affect the ocean circulation (EICKEN et al., 1994).

Snow is also an important feature for the estimation of ice thickness by satellite altimetry. Recent studies have demonstrated the potential of radar altimetry to monitor the height of sea ice above sea level (see figure 6.1), generally referenced as sea ice freeboard height (h_{fi}) (LAXON et al., 2003; GILES et al., 2008). By assuming hydrostatic equilibrium between seawater, sea ice and snow cover, ice thickness can be retrieved from sea ice freeboard height. However, the transformation for deriving ice thickness from freeboard height is very sensitive to snow (among other parameters) and it leads to strong uncertainties in sea ice thickness estimates ranging from 10 to 25 cm (RICKER et al., 2014; ZYGMUNTOWSKA et al., 2014).

In addition to its load over sea ice, snow plays an important role in the retrieval of freeboard using radar altimetry. It is generally assumed that the primary radar echo return at Ku-band originates from the snow/ice interface for sea ice covered with dry and fresh (recently fallen) snow (BEAVEN, 1995). However, the dry and fresh snow situation does not represent the actual characteristics of snow on Arctic sea ice. Indeed, recent studies demonstrate that the presence of a snowpack on sea ice shifts the radar return echo towards the air/snow interface which leads to an overestimation of the position of sea ice by a few centimeters (WILLATT et al., 2011; CONNOR et al., 2009; KWOK, 2014; RICKER et al., 2015). As a result, freeboard estimates at Ku-band frequency are likely to be overestimated, in particular for thick snow cover (KWOK et CUNNINGHAM, 2015; RICKER et al., 2015).

Laser altimetry can also be used to retrieve sea ice thickness from the total freeboard height (h_f) (KWOK et ROTHROCK, 2009). The hydrostatic equation used to convert total freeboard height to sea ice thickness contains an additional term to account for the transformation of total freeboard to sea ice freeboard. Hence, knowledge of snow depth is even more of a prerequisite for the retrieval of sea ice thickness from laser altimetry.

Snow is therefore a key parameter to our understanding of Arctic sea ice. Unfortunately, snow on sea ice is poorly monitored and previous studies have used a past climatology of snow depth (WARREN et al., 1999, hereafter W99) to convert sea ice freeboard height into sea ice thickness (LAXON et al., 2003; GILES et al., 2008). Recent studies have shown that

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

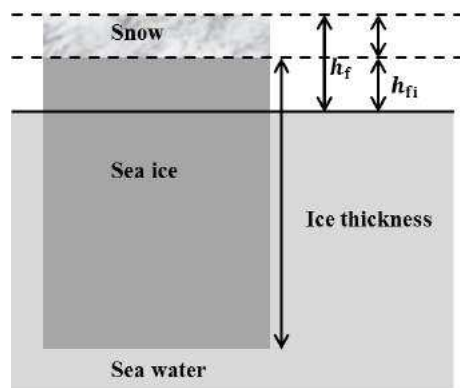


FIGURE 6.1 – Schematic showing freeboard height (h_f), ice freeboard (h_{fi}), snow depth (h_{snow}) and ice thickness

the W99 climatology is obsolete in certain regions of the Arctic Ocean (KURTZ et FARRELL, 2011; WEBSTER et al., 2014; KERN et al., 2015) compared the W99 climatology with the Operation IceBridge data and in situ buoy measurements. They observed a snow depth difference of 37% in the Western Arctic and 56% in the Beaufort and Chukchi Seas. The decrease of snow depth over the Arctic sea ice was found to be related to the decrease of Multi Year Ice (MYI) fraction. Snowfall occurs mostly during the September-December time period (WARREN et al., 1999; STURM et al., 2002; WEBSTER et al., 2014) while seasonal sea ice is not yet constituted. Consequently, early snowfall is lost in the ocean and does not contribute to the build-up of the snowpack over seasonal sea ice. This phenomenon is a key element since the W99 climatology was mainly built with snow data recorded over areas of MYI that have been recently replaced by FYI. Considering these results and based on Operation IceBridge snow depth measurements, recent studies have proposed empirical modifications of the W99 climatology to convert freeboard height to sea ice thickness. Although long term variations of snow depth have considerably improved the retrieval of sea ice thickness, there is still a need to monitor inter-annual variations in snow depth (WARREN et al., 1999) in order to improve sea ice thickness time series.

In this context, satellite observations is a viable tool for monitoring snow cover at a basin-scale. One approach to satellite snow depth retrieval is based on the use of passive microwave data. MARKUS et CAVALIERI, 1998 used the spectral gradient ratio of the 19.3 and 37 GHz vertical polarization channels of SSM/I radiometer to estimate snow depth on sea ice. Later, the algorithm was modified and applied to data from the AMSR-E mission (18.7 and 36.5 GHz) (MARKUS et al., 2006). Comparison of AMSR-E retrieved snow depth with in situ measurements shows a good agreement (RMSE = 0.07 m) for smooth first year ice with thin (<20 cm) snow cover but the algorithm does not provide snow depth over rough sea ice and, therefore still needs to be further developed (MARKUS et al., 2006; BRUCKER et MARKUS, 2013).

A recent study succeeded estimating snow depth on both MYI and FYI based on the Soil Moisture Ocean Salinity (SMOS) satellite launched in 2009 (MAASS et al., 2013). This

method permits to estimate thermal insulation related to the presence of snow and to convert the latter parameter to snow depth through thermodynamic principles. The SMOS snow depth retrieval has been found to be in good spatial agreement (RMSE = 0.1 cm) with the Operation IceBridge snow depth data for thicknesses up to 35 cm (WEBSTER et al., 2014). However, for deeper snow, there is a lack of agreement between the SMOS and OIB snow datasets (see figure 8 in MAASS et al., 2013). Unfortunately, the SMOS snow depth product is not yet distributed to our knowledge and could not be used in the present study.

Since 2009, the Operation IceBridge airborne missions have been monitoring, among other parameters, snow depth in the Western and Central Arctic using the University of Kansas snow radar (KOENIG et al., 2010). The retrieval of snow depth consists of detecting both air/snow and snow/ice interfaces within the radar signal and estimating the spatial distance between the two interfaces (KURTZ et al., 2013). The Operation IceBridge snow radar product has been assessed through comparison with in situ measurements (KURTZ et al., 2013; WEBSTER et al., 2014; NEWMAN et al., 2014; HOLT et al., 2015). However, recent studies have shown that Operation IceBridge snow radar processing underestimates thick snow depth due to the presence of radar side lobes echoes in the snow radar data (KWOK et HAAS, 2015). This effect is important at the local scale, but not as critical for regional estimates of OIB snow depth due to compensation of the accumulated errors (NEWMAN et al., 2014; KWOK et HAAS, 2015). New methods have recently been implemented to improve the retrieval of Operation IceBridge snow depth. They provide better results over both thin and thick snow cover (NEWMAN et al., 2014; HOLT et al., 2015). However, more work is still necessary to improve the retrieval of snow depth over MYI and ridged ice (NEWMAN et al., 2014).

In this study, we propose a new approach based on the use of SARAL/AltiKa and CryoSat-2 radar altimeters to produce pan-Arctic snow depth estimates. In section 6.2.4, we analyze the behavior of the Ku and Ka-band radar signals into the snowpack through a theoretical model and demonstrate the potential of using a combination of radar altimeters to monitor snow depth over Arctic sea ice. All datasets used in this study are then described in section 6.2.5. In section 6.2.6, we analyze uncertainties on sea ice surface position related to the crossover methodology and we show that observations located at crossover locations between SARAL/AltiKa and CryoSat-2 can be used to retrieve snow depth. We then compare our snow depth estimates with airborne and buoys snow depth measurements (section 6.2.7).

6.2.4 Theoretical analysis of the penetration depth at Ku and Ka-band frequencies

As compared to Ku-band, the scattering coefficient at Ka-band is 55 times larger and volume scattering clearly dominates surface scattering (RÉMY et al., 1999). Recent studies have shown disagreements regarding the penetration depth of AltiKa radar altimeter over Arctic sea ice. MAHESHWARI et al., 2015; ARMITAGE et RIDOUT, 2015 both estimated sea-ice freeboard with AltiKa but have drawn different conclusions. ARMITAGE et RIDOUT, 2015 found that the AltiKa radar signal penetrates less than 50% of the snowpack while MAHESHWARI et al., 2015 conclude that the Ka-band signal fully penetrates the snowpack, similarly to the

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

Ku-band radar altimeters. The large discrepancy between the two conclusions is likely due to the methodology employed to retrieve sea ice freeboard with radar altimetry : in both studies, the authors use two retracking algorithms (after LAXON et al., 2003) to overcome the difference of specularity between specular leads and diffuse ice floes. However, the use of different retrackers introduces biases in the retrieval of surface position over snow covered sea ice and therefore in the estimation of freeboard height (KWOK, 2014). The radar penetration at Ka-band frequency over snow covered Arctic sea ice requires hence to be further investigated.

To study the impact of Arctic snow cover on radar altimetry, we use an approach based on the extinction coefficient of the radar signal. It is important here to distinguish the extinction-based penetration depth and radar penetration depth. The extinction-based penetration depth can be determined by computing the inverse of the extinction coefficient while the radar penetration is the difference between the position of the air/snow interface and the surface position as given by the retracking of waveform echoes. The extinction-based penetration depth is a simplified model that neglects other processes involved such as surface scattering and layering effects. KWOK, 2014 show that surface scattering at the air/snow interface and layering effects shift up the main scattering horizon of the retracked radar signal. The extinction-based model is therefore likely to overestimate the actual penetration depth of the radar signal as it does not take into account the latter effects. While the extinction-based model is too simplified to provide accurate estimates of radar penetration depth, it can on the other hand be used to provide estimates of the maximum values of penetration depth. Consequently, we aim to analyze the impact of snow grain size on the maximum radar penetration depth at Ku and Ka-band frequencies.

The extinction coefficient of the radar signal (k_e) in the snowpack can be expressed as the sum of the scattering coefficient (k_s) and the absorption coefficient (k_a) :

$$k_e = k_a + k_s \quad (6.1)$$

In Mätzler (1998), the scattering coefficient is given by :

$$k_s = \frac{3 \cdot (2\pi/\lambda)^4}{32} \cdot \left(\frac{4r}{3} \cdot (1 - \nu)\right)^3 \cdot \nu \cdot (1 - \nu) \cdot \left|\frac{2\epsilon' - 1}{2\epsilon' + \epsilon'_i}\right|^2 \quad (6.2)$$

where r is the snow grain size, λ is the radar wavelength, ϵ' and ϵ'_i are respectively the dielectric constants of snow and ice. As suggested by equation (6.2), the scattering coefficient highly depends on the radar wavelength and is much stronger for radar operating at higher frequencies.

The absorption coefficient (MÄTZLER, 1998) can be expressed as :

$$k_a = \frac{(2\pi\lambda)\epsilon''}{\sqrt{\epsilon'}} \quad (6.3)$$

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

where ϵ' and ϵ'' are the real and imaginary parts of the dielectric constant of snow. The dielectric constants (real and imaginary parts) of snow and ice can be computed from the temperature and density of snow (TIURI et al., 1984; MATSUOKA et al., 1996).

As discussed above, we define the penetration depth as the inverse of the extinction coefficient :

$$Penetration_{depth} = \frac{1}{k_e} \quad (6.4)$$

Based on the above theoretical background, we simulate the penetration depth of the radar signal into the snowpack at Ku and Ka-band frequencies for different values of snow grain size. Penetration depth is computed for a large range of temperatures (-40°C to -5°C) and snow densities (150 kg.m^{-3} to 400 kg.m^{-3}) as snow conditions in the Arctic can vary highly in time and space. Results are presented in figure 6.2. The upper (lower) line given for each frequency shows the high (low)-limit of penetration depth for the corresponding ranges of temperatures and densities. The upper curves are obtained for a density of 150 kg.m^{-3} and temperature of -40°C while the lower curves correspond to a density of 400 kg.m^{-3} and temperature of -5°C . At Ka-band frequency, the maximum penetration depth quickly decreases down to 0.05 m for 2 mm snow grains while it is less than 0.02 m for snow grains of 3 mm. The maximum penetration at Ku-band frequency decreases more slowly than at Ka-band frequency but still drops to 0.05 m for 8 mm snow grains. Note that temperature and density variations have a much stronger impact at Ku-band frequency. This difference of behavior between the two frequencies shows that the extinction at Ka-band frequency is almost entirely driven by scattering effects while the absorption also plays an important role at Ku-band frequency.

To interpret these theoretical results, measurements of snow grain size obtained during previous field campaigns can be contrasted. Results from the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) and AMSR-Ice03 Campaigns (STURM et al., 2002; STURM et al., 2006) show that the snowpack is mostly composed of two basic types of snow during the November-April period : a) the wind slab, a fine grain type of snow (0.3 – 3 mm) that forms during snow storms and b) the depth hoar (3 – 8 mm) that is produced by strong temperature gradients. Furthermore, measurements of snow grain growth made during winter 1986-87 (see figure 5 in STURM et BENSON, 1997) show that the fine wind slab snow grains quickly grow into 2–5 mm snow grains within 1-3 weeks due to gravity settlement and temperature variations. According to the theoretical approach and previous field measurements, the radar signal at Ku-band frequency penetrates relatively deep (0.6 m) into the wind slab layer and depth hoar crystals. However, for very large hoar crystals (8 mm), the Ku-band maximum radar penetration drops to only 0.05 m. This result show that the retrieval of the snow/ice interface position at Ku-band frequency is likely to be overestimated by a few centimeters in conditions of highly metamorphosed snow as shown in CONNOR et al., 2009 and WILLATT et al., 2011. At Ka-band frequency, the radar signal is strongly impacted by the presence of the snowpack. Although the Ka-band radar signal might penetrate through recently fallen fine snow grains located at the top of the snowpack, the presence of grains larger than 2 mm limits the penetration of the radar signal to less than 0.05 m and prevents the radar signal

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

to penetrate deep into the snowpack. As most of the snowfall occurs during the September-December period, the potential shallow penetration of the radar signal at Ka-band frequency should be less significant during the rest of the winter growth season. In addition and as discussed above, the extinction-based penetration depth gives an upper estimate of the radar penetration depth and the actual main scattering horizon is likely to be even closer to the air/snow interface. Hence, the main scattering horizon at Ka-band frequency should be located close to the air/snow interface while the penetration depth at Ku-band frequency should be found near the snow/ice interface. Consequently, the difference between the retracked surface position of AltiKa and CryoSat-2 can be considered as a proxy of snow depth. Based on this result, we aim to assess the synergy of AltiKa and CryoSat-2 to provide monthly pan-arctic snow depth estimates.

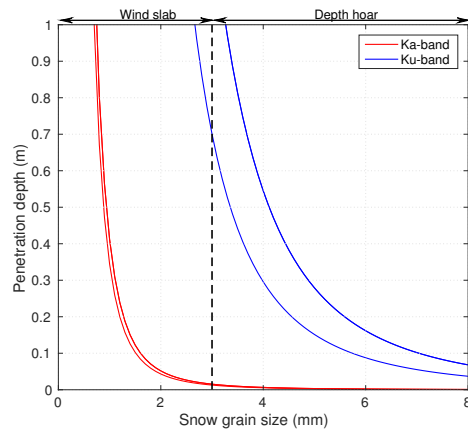


FIGURE 6.2 – Penetration depth (meters) as a function of snow grain size at Ka-band (red) and Ku-band (blue) frequencies. The two lines at each frequency represent the minimum and maximum penetration depth for different densities and air temperatures. We also represent the corresponding size distribution of wind slab grains and depth hoar crystal according to field observations.

6.2.5 Data

6.2.5.1 SARAL/AltiKa

The satellite mission SARAL/AltiKa (hereafter referred as AltiKa) was launched in March 2013 (VERRON et al., 2015) by the Centre National d’Etudes Spatiales (CNES) and the Indian Space Research Organization (ISRO). AltiKa has the same 35 days repeat orbit as the ERS-1, 2 and ENVISAT missions but operates at Ka-band frequency (35.75GHz) with an along track sampling of 170 m. The relatively small pulse-limited footprint and beamwidth (1.4 km and 0.6°) of AltiKa in contrast to Ku-band altimeters (1.7 km and 1.3°) should decrease the contamination from bright off nadir reflection. Furthermore, the relatively large bandwidth of AltiKa allows a better vertical range sampling (~ 31 cm) than for Ku-band radar altimeters (47 cm) which should strongly improve the determination of range.

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

The level 2 data product used in this study was obtained from AVISO. In this product, different algorithms of waveform retracking are available. The presence of both rough and smooth ice surfaces within the altimeter footprint leads to difficulties in the interpretation of the temporal distribution of the radar echo. Therefore, the Brown model retracking algorithms such as Ocean (BROWN, 1977) and Ice-2 (LEGRESY et al., 2005) are less performant over sea-ice. Furthermore, the speckle noise due to random fluctuations in the incoherent radar echoes and off nadir reflections can lead to strong errors in the use of threshold retrackers (PEACOCK et LAXON, 2004). For these reasons, we use Ice-1, an Offset Center Of Gravity (OCO) based retracker (WINGHAM et al., 1986) that estimates the center of gravity, amplitude and width of a rectangular box for each waveform and retracks the epoch position corresponding to 30% of the box amplitude (BAMBER, 1994). Environmental and geophysical corrections of the altimeter range measurements relevant to the study regions have been applied. These corrections include ionospheric (GIM, NASA/JPL), dry and wet tropospheric (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)), solid Earth tide (CARTWRIGHT et EDEN, 1973), ocean tide (FES2012, AVISO), pole tides (WAHR, 1985), high (< 3 days) and low frequencies (~10 days) wind effect (MOG2D, AVISO) and barometer tide (ECMWF).

6.2.5.2 CryoSat-2

Launched in April 2010 by the European Spatial Agency (ESA), CryoSat-2 carries a Ku-band Synthetic Aperture Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) and provides coverage of the Arctic up to 88°N (WINGHAM et al., 2006). CryoSat-2 has been used since 2010 to estimate sea-ice freeboard and thickness in the Arctic Ocean (LAXON et al., 2013; RICKER et al., 2014; KURTZ et al., 2014; KWOK et CUNNINGHAM, 2015). The repeat 369 days cycle of CryoSat-2 (<http://emits.sso.esa.int/emits-doc/ESRIN/7158/CryoSat-PHB-17apr2012.pdf>) offers coverage of the Arctic up to 88°N with an along track sampling of 300 m. The pulse-limited footprint and beamwidth characteristics of CryoSat-2 (1.65 km and 1.19°) are similar to previous altimeters operating at Ku-band frequency. Up to 81.5°N (maximum extent of SARAL coverage), CryoSat-2 operates mostly in SAR-mode (RANEY, 1998) except for regions located between 110°E-140°E and north of 80°N where it operates in SARIn-mode until October 2014 (WINGHAM et al., 1986). For regions where CryoSat-2 operates in SARIn-mode, we use the ESA Baseline-B processing version. Regarding the region where CryoSat-2 operates in SAR-mode, we use CNES's CPPv14 product that gives access to Pseudo Low Resolution Mode (PLRM) data. While operating in Doppler-SAR mode, the CryoSat-2 radar altimeter emits pulses at a frequency about 10 times higher than in the conventional LRM mode but with periods of 'silence' to receive back the burst of echoes. The PLRM mode (also known as 'reduced-SAR' or rdSAR) consists in decimating the echoes of the SAR-mode to retrieve the de-correlated echoes of the LRM mode. In order to reduce the natural noise of the echoes, a LRM waveform is obtained by averaging the uncorrelated echoes received during about 50 ms. Because of the periods of 'silence' of the SAR mode, only 1/3rd of echoes are obtained in LRM mode, aiming to a noise 1.7 higher than for conventional LRM altimetry (BOY et al., 2017). This processing version permits to compare CryoSat-2 and AltiKa within similar instrument mode (LRM) and retracking algorithm (Ice-1). Note that the parameterization of

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

the Ice-1 retracker used to retrieve CryoSat-2 range is identical to AltiKa's.

6.2.5.3 Ancillary data

Daily sea ice concentrations and sea ice type gridded fields are taken from the Ocean and Sea Ice Satellite Application Facilities (OSI SAF, <http://osisaf.met.no/docs/>). Data are given at a resolution of 10 km and on a daily basis. We use the ice concentration data to remove areas where sea ice concentration is below 90% to be in agreement with sea ice freeboard products. Regarding the ice type product, we do not apply any supplementary algorithm since flags of “First Year Ice” and “Multi Year Ice” are already provided. Consequently, we define the MYI edge as the limits between the two latter flags.

We also make use of the OSI SAF 30 days sea ice drift datasets provided at a resolution of 62.5 km \times 62.5 km to interpret the variations of snow depth from November to April 2013/2014. Twice-daily 2m air temperatures are provided by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) at a 0.5° \times 0.5° resolution (<http://apps.ecmwf.int>) and are used to remove periods of potential snow melt.

For the period since 2012, the standard Operation Ice Bridge snow depth product is not yet available and thus, the quick look product is used instead (<https://nsidc.org/data/icebridge>). Based on in situ data, the RMSE associated with the IceBridge quicklook product is about 5-6 cm (KURTZ et FARRELL, 2011 ; WEBSTER et al., 2014 ; NEWMAN et al., 2014). To perform a comparison with our spaceborne snow depth estimates, we selected 5 winter/early spring campaigns during 2013 (21st-27th March), 14 during 2014 (12th March-3rd April) and 9 during 2015 (19th March-3rd April). Snow depth determined along flight lines are shown in figure 6.3.

The Cold Regions Research and Engineering Laboratory's Ice Mass Balance (IMB) buoy data (<http://imb.erd.c.dren.mil/buoysum.htm>) were also used for comparison with our results. The buoys are equipped of, among other instruments, acoustic rangefinder sounders that measure the position of the snow surface with a precision better than 1 cm. The snow range is then referenced to the initial sea ice surface position to retrieve snow depth (PEROVICH et al., 2014). In the present study, we use the buoys 2013G and 2014F buoy (see figure 6.8) that provide snow depth in the Beaufort Sea respectively during the 2013/2014 and 2014/2015 sea ice growth seasons.

6.2.6 Methodology

Due to the difference of penetration depth at Ka and Ku-band frequencies, the “Altimetric Snow Depth” (ASD) estimation consists in calculating the difference of surface position between the two satellites at crossover positions. Cryosat-2/AltiKa crossovers are defined as the position where Cryosat-2 and AltiKa cross the same ground position. In section 6.2.6.3 we also use Cryosat-2/Cryosat-2 and AltiKa/AltiKa crossovers. In that case, the crossovers are defined as the position where each satellite crosses its own ground position. Considering the sample rate of each radar altimeter, the maximum distance between two observations at cros-

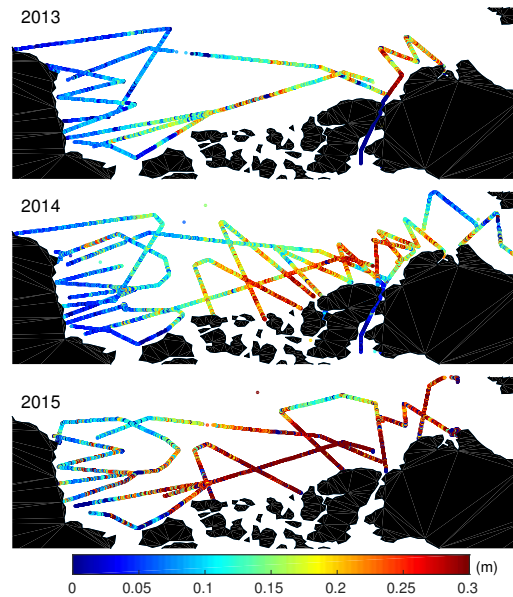


FIGURE 6.3 – Snow depth maps of Operation Ice Bridge quicklook product obtained during spring campaigns in 2013, 2014 and 2015.

sover location is 300 m, 130 m and 220 m respectively for Cryosat-2/Cryosat-2, AltiKa/AltiKa and Cryosat-2/AltiKa. In the following sections, we analyze potential biases related to the combination of two radar altimeters and describe the methodology employed to create ASD snow depth maps from single crossover observations.

6.2.6.1 Potential inter-mission bias

From Ku to Ka-band frequency, the atmosphere impacts the radar altimeters in different ways. First of all, the Ka-band is much less sensitive to ionospheric effects when compared to the Ku-band frequency and the corresponding correction becomes negligible (VERRON et al., 2015). In addition, the Ka-band radar signal is more impacted by atmospheric water vapor relative to the Ku-band frequency (TOURNADRE et al., 2009). However, the signal attenuation due to cloud cover was found to be negligible over Arctic sea ice (ZAKHAROVA et al., 2015). Regarding the dry tropospheric correction, we noticed missing values in the Baseline-B product that we had to replace. In addition to atmospheric effects, the altimetric products provide altitude data with different reference ellipsoids : The TOPEX/Poseidon reference ellipsoid is used for AltiKa while the WGS 84 reference ellipsoid is used for CRYOSAT-2. Such difference between the datasets leads to a bias larger than 70 cm at high latitudes and must be taken in account to enable an accurate comparison of altimeter ranges.

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

6.2.6.2 Time interval between crossover observations

The time interval between the passes of the two different altimeters ($\Delta t_{c2/al}$) is chosen as the minimum interval of time that enables a full coverage of the Arctic Ocean up to 81.5°N. The full coverage is needed to obtain a pan-Arctic representation of snow depth and to enable the conversion of freeboard height to sea ice thickness for all Arctic regions. Figure 6.4 shows the monthly average number of CryoSat-2/AltiKa crossover observations per $1^\circ \times 1^\circ$ cell for different values of $|\Delta t_{c2/al}|$ computed for the November 2013 - April 2014 period and after removing leads observations (see section 6.2.6.3). 1-day crossover observations (figure 6.4-a) are limited to a thin band north of 75°N and do not allow a full pan-arctic monitoring. The density of observations increases for 2-days crossovers but the southern parts of the Beaufort, Chukchi and East Siberian seas are missed. For 3-day crossovers, the entire Arctic domain up to 81.5°N is covered and the number of observations increases from 1-2 observations per month in the southern part of the Arctic basin to about 30 observations per month at 81°N. Following these results, the surface position difference at crossover positions will be estimated for $|\Delta t_{c2/al}| < 3$ days and will be referred as “3-day crossovers”.

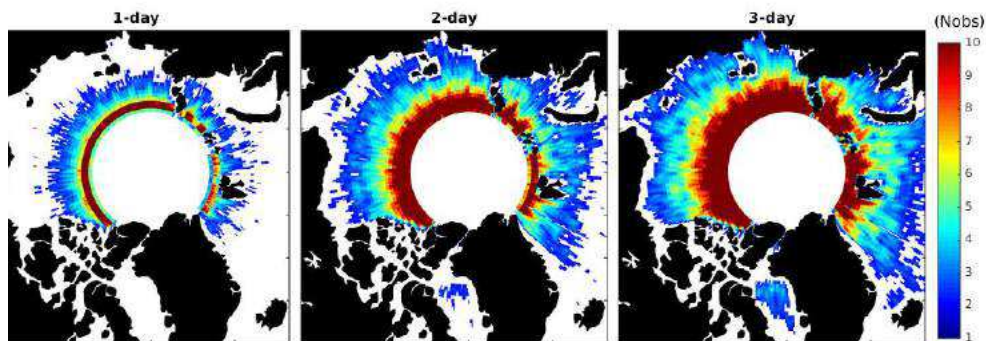


FIGURE 6.4 – Gridded monthly number of crossover observations per $1^\circ \times 1^\circ$ cells and projected onto a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid with a Gaussian filter for November 2013 - April 2014 for < 1 days (a), 2 days (b), 3 days (c) after removing open ocean and lead observations and computed for the November 2013 – April 2015 period.

6.2.6.3 Analysis of bias and noise related to crossover methodology

The validity of the crossover methodology requires first that the sea surface height be entirely corrected from all ocean variability between the passes of the altimeters. Sea surface height variations are caused by load tide, solid earth tide, ocean tide, barometer tide and wind effect. The magnitude of load and solid-earth tides corrections in the Arctic Ocean is typically less than 10 cm and is known with an uncertainty of less than 1 cm (CUDLIP et MILNES, 1994). The magnitude of the ocean tide correction is much larger with amplitudes reaching 50 cm in some parts of the Arctic basin. Unfortunately, tide gauges are only available close to the coast and the uncertainty of current tide models in the deep Arctic Ocean have been poorly studied. Unlike ocean tides, the atmospheric pressure effect on ocean height is

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

impacted by the presence of sea ice (KOWALIK et PROSHUTINSKY, 1994; KWOK et al., 2006). Generally, on open ocean water, a 1 hPa increase in atmospheric pressure depresses the sea surface by about 1 cm (WUNSCH et STAMMER, 1997). In their study, KWOK et al., 2006 found a regression coefficient of -1.12 cm/hPa on ice-covered ocean instead of -1 cm/hPa on seawater. In the present study, we use the -1.12 cm/hPa value to account for atmospheric pressure variations.

The crossover methodology is also strongly impacted by sea ice transport. Average sea ice drift varies from 12 to 15 km/3-day (SPREEN et al., 2011). It is therefore likely that sea ice properties strongly vary between the passes of the two satellites. This phenomenon is a key element since variations of freeboard height, roughness and snow depth between the passes of the satellites can introduce large errors in the snow depth retrieval.

Finally, the crossover methodology is likely to be impacted by instrumental errors. In particular, errors arising from the random fluctuations of the incoherent radar echoes, generally referenced as speckle noise, can bias the retracking of radar waveforms by several centimeters (ELACHI, 1988) and should be considered in the uncertainty budget.

By taking into account the uncertainties related to sea level changes, sea ice drift and instrumental errors (ϵ), the difference of surface position between the passes of the two radar altimeters ($\Delta H_{c2/al}$) at crossover positions can be expressed as follows :

$$\Delta H_{c2/al} = S2_{c2/al} + \epsilon \quad (6.5)$$

where $S2_{c2/al}$ represents the retrieved snow depth. Considering the variations of the ice surface position ϵ between the two satellites overpasses, we use a large scale spatial filter to reduce uncertainties arising from sea ice drift, sea surface variations and instrumental errors. Equation (6.5) can therefore be re-written as follows :

$$S2f_{c2/al} + \delta = F(\Delta H_{c2/al}) = F(S2_{c2/al} + \epsilon) \quad (6.6)$$

where $S2f_{c2/al}$ is the filtered retrieved snow depth, F is a spatial filter function that we define further down and δ is the residual uncertainty. According to equation (6.6), the crossover methodology should be valid for negligible values of residual uncertainty. To analyze the residual uncertainty related to the 3-day crossovers methodology, single-altimeter crossovers can be considered. Indeed, for single-altimeter crossovers, the term related to snow depth vanishes and equation (6.6) can be re-written as follows :

$$\delta = \Delta H_{x/x} \quad (6.7)$$

where $\Delta H_{x/x}$ is the difference of surface position at crossover location for a single altimeter. Pan-Arctic estimations of residual uncertainty can therefore be obtained by computing maps of surface position difference at crossover locations for a single radar altimeter. The first step consists in calculating AltiKa/AltiKa and CryoSat-2/CryoSat-2 crossover surface position differences ($\Delta H_{al/al}$ and $\Delta H_{C2/C2}$) with a respective maximum time interval of 3

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

days. Unfortunately, the high latitude orbit of CryoSat-2 does not allow the retrieval of a sufficient number of 3-day crossovers below 82°N and maps of residual uncertainty can only be obtained for latitudes ranging from 82°N to 88°N. Once the crossover observations are obtained, we produce a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ monthly field of δ by using a weighted average for each grid cell. The weight (w) we use is a Gaussian kernel defined as follows :

$$w = \exp\left(-\frac{R^2}{D^2}\right) \quad (6.8)$$

where R is the distance of the crossover observation to the center of the grid and D is the Gaussian width. In the present study, D is set to 100 km so there are at least 5 crossover observations for each grid cell, which limits the impact of artifacts arising from strongly biased observations. The gridded maps of residual uncertainty estimated for AltiKa and CryoSat-2 from November 2013 – April 2014 are shown in figure 6.5. The relatively low magnitudes of δ (< 3 cm) can be seen for the whole sea ice growth season and for both altimeters. This result is of first importance as it demonstrates that the use of the crossover methodology drives a maximum error of only ± 3 cm. The magnitude of the uncertainty is relatively similar from AltiKa and Cryosat-2. This result is quite surprising as the air/snow interface is relatively flat and homogeneous when compared to the rough snow/ice interface. One explanation to this result could be found in the large footprints of the radar altimeters that smooth small scale features and limit the impact of sea ice roughness. For AltiKa/AltiKa crossovers, the largest magnitudes of surface position difference are found in the southern part of the Arctic Basin. In the Bering Strait and Baffin Bay regions, magnitudes of δ are most of the time larger than 2 cm which indicates that the snow depth retrieval is likely to be biased in these areas. We assume that the higher magnitudes of residual uncertainty are located at low latitudes because of the lower density of crossover observations available for the spatial filtering. In addition, larger rates of ice drift at lower latitudes and bands of MYI mixed in FYI could also be responsible for the larger residual uncertainties in these areas. Regarding the CryoSat-2/CryoSat-2 3-day crossovers, one can see a persistent pattern of high δ to the north of Fram Strait. We assume that these large magnitudes of are driven by the strong drift activity observed in this region (KWOK, 2004).

In conclusion of this section, we showed that uncertainties in the crossover methodology arising from sea level variability, sea ice drift and instrumental errors do not exceed ± 3 cm. Consequently, the analysis of the surface position difference at CryoSat-2/AltiKa crossover positions should enable the retrieval of large scale snow depth with a relatively high accuracy.

6.2.6.4 Corrections and filtering of the radar altimeters signal

Most studies derive freeboard height from clear ice floe signal and remove open water observations. To be consistent with existing sea ice freeboard datasets and to enable the retrieval of ice thickness, we only apply ASD when sea ice concentration, given by OSI SAF concentration product, is larger than 90%. In addition, we apply the methodology discussed

in (ZAKHAROVA et al., 2015) for AltiKa and LAXON et al., 2013 for CryoSat-2 to remove openings related to leads. Furthermore, to avoid biases due to snowmelt, we do not consider periods with air temperatures warmer than -5°C .

To account for the change of velocity of the Ku-band radar signal in the snowpack, we apply a correction based on the relation between snow density and the dielectric constant given by TIURI et al., 1984 as used in KWOK et CUNNINGHAM, 2015. For this purpose, we use the monthly average snow density provided in the W99 climatology and a first estimate of snow depth based on the difference of height at Ka and Ku-band frequencies. During winter, the average snow density varies by less than 50 kg.m^{-3} and the corresponding uncertainty on the radar wave speed correction due to the accuracy of the W99 climatology is in the order of one centimeter. Note that we do not apply a similar correction for the Ka-band frequency since the scattering horizon is assumed close to the air/snow interface. As discussed above, an important step of the ASD methodology consists in using a large scale filter to reduce uncertainty arising from ice drift, sea level variability and instrumental errors. For this purpose, we use the same weighted average than described in section 6.2.6.3 to produce monthly gridded maps of ASD snow depth at a resolution of $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$.

6.2.7 Results

6.2.7.1 Spatial variability

Monthly ASD snow depth maps for the November 2013 – April 2014 period are presented in figure 6.6 with corresponding Multi Year Ice contours taken from OSI SAF sea ice type product. What can clearly be seen is the relatively thick snow depth over MYI areas as already shown in recent studies (KURTZ et al., 2013 ; WEBSTER et al., 2014). In October (not shown here), ASD observations are restricted to the Beaufort Sea and display values of snow depth thinner than 10 cm. From November to January, ASD snow depth quickly increases over MYI where values reach more than 30 cm north of the Canadian Archipelagos. This result demonstrates the strong impact of autumn snowfall on the snowpack build up (STURM et al., 2002 ; WARREN et al., 1999). From January to March 2014, ASD snow depth anomalously decreases in the Beaufort Sea. The presence of thick ASD snow patterns in February, March and April in the Beaufort and Chukchi seas and the shrinking of the large snow depth pattern located north of the Canadian Archipelago suggest the transport of sea ice and thus the transport of snow cover. To better understand this phenomenon, we also plot the corresponding OSI SAF monthly sea ice drift. From January, the ice motion field in the Beaufort Sea clearly shows a strong westward displacement of sea ice reaching 300 km/month in the southern part of the Beaufort Gyre and seems to validate the above hypothesis. Sea ice drift is also a source of lead openings that can act as sinks for snow and could also explain the decrease of ASD snow depth in this region.

Unlike for the Beaufort Sea, the accumulation cycle of ASD snow depth in the Chukchi and East Siberian seas reach its near maximum depth in March (15-20 cm). In the Laptev

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

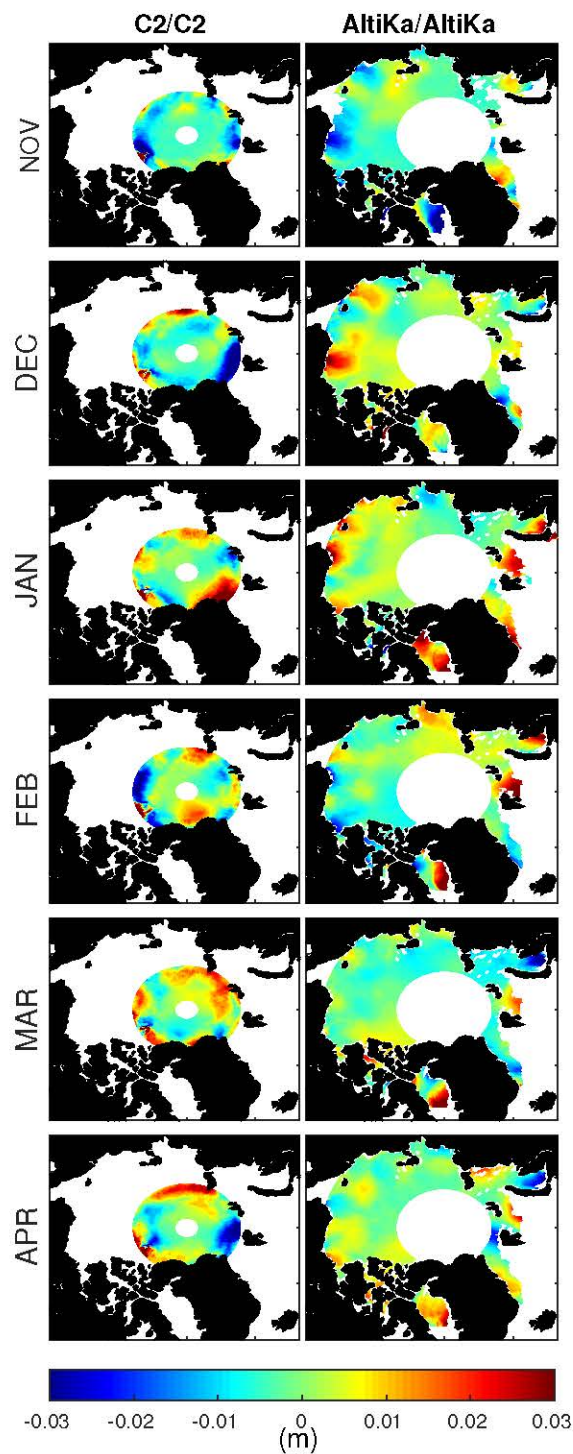


FIGURE 6.5 – Spatial monthly maps of residual uncertainty obtained at Cryosat-2/Cryosat-2 (left panel) and at AltiKa/AltiKa (right panel) crossovers during November 2013 - April 2014.

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

Sea, ASD snow depth is thinner (<10 cm) than in the rest of the Arctic. Unfortunately, we do not have corresponding measurements of snow depth in this region for the period of study and can only refer to past in situ observations. Snow depth measurements made during the Sever campaigns in the 1980's (mid-March to early May) showed that snow depth over FYI in the Laptev Sea ranges between 5 cm for ice thinner than 1.60 m and 8 cm for ice thicker than 1.60 m (ROMANOV, 1995). Although the period of measurements is not the same, the low values observed during the Sever expeditions are similar to ASD snow depth results. In the south of the Laptev Sea, ASD displays a relatively thick snow cover (20 cm in April) all along the Siberian coast. This large pattern matches the presence of the fast ice on which snow accumulates during the entire freezing season. East of Greenland, ASD snow depth is highly variable in time and space. As suggested by the MYI contour, these observations are located in an area of mixed FYI and MYI coverage that drift from the Arctic Ocean toward the Atlantic Ocean. The ice passing through Fram Strait originates from the whole Arctic region and is likely to carry very heterogeneous snow cover distribution and could explain the observed variability in ASD snow depth.

In the Kara Sea and Baffin Bay, ASD displays very thin values of snow depth. However, these regions are close to the open ocean and the relatively frequent overpasses of low pressure system should drive a strong snow accumulation. We believe that the low values of ASD snow depth in these regions might be related to low penetration depth of the Ku-band radar signal caused by transport of moisture from the Atlantic Ocean. Another explanation to these low values could be the presence of flooded sea ice caused by large snow loading. Collocated in situ observations would help to better understand the behavior of the radar signal over these specific surfaces.

6.2.7.2 Comparison of ASD with Operation IceBridge snow depth

To assess the capability of the multi-satellite methodology to provide pan-Arctic snow depth estimates we compare ASD snow depth to data obtained during the last three Operation IceBridge spring campaigns. We first produce gridded monthly maps of ASD snow depth for March 2013, 2014 and 2015 by using the filtering method presented in section 4. We then compute OIB snow depth maps with the same filtering and plot ASD versus corresponding OIB observations. Results for the period of study are presented in figure 6.7-a.

The comparison with OIB shows a fairly linear relationship with a RMSE varying from 4.1 cm to 5.4 cm (see table 6.1). Average and median values of ASD and OIB agree within the centimeter during the period of comparison. Note that the inter-annual variability shown in table 6.1 is partly related to the year-to-year variations of OIB airborne coverage (see figure 6.3). For OIB snow depth thicker than 30 cm, there is no longer an agreement between the two datasets. We believe that this discrepancy could be due to an upward shift of the scattering horizon at Ku-band frequency due to surface scattering effects at the air/snow interface (KWOK, 2014; RICKER et al., 2015) and/or to a decrease of penetration depth due to metamorphosed snow grains. This result suggests that the freeboard height and sea ice

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

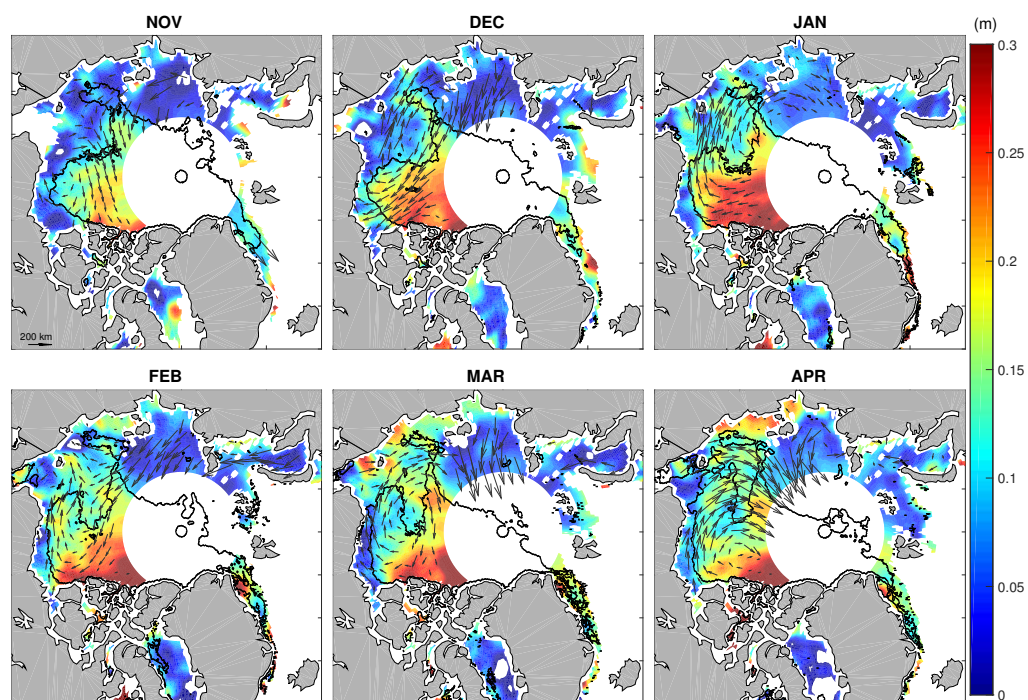


FIGURE 6.6 – Spatial monthly maps of snow depth obtained with a 150 km Gaussian filter and projected on a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid for November 2013 - April 2014. The black solid line shows position of Multi Year Ice edge from OSI SAF product. The corresponding OSI SAF monthly sea ice drift is also shown (black arrows).

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

	ASD mean	OIB mean	ASD median	OIB median	RMSD
2013	11.3 cm	12.1 cm	10.3 cm	10.8 cm	4.1 cm
2014	17.9 cm	16.7 cm	15.8 cm	15.4 cm	5.0 cm
2015	19.5 cm	19.8 cm	19.1 cm	19.4 cm	5.4 cm

TABLE 6.1 – ASD and OIB snow depth mean, median and Root Mean Square Error (RMSE) of snow depth estimated under OIB tracks during OIB spring campaigns 2013, 2014 and 2015.

thickness at Ku-band frequency would be overestimated in these regions of thick snow cover.

In figure 6.6, it is striking how thick ASD snow depth patterns are linked with ice type areas. Figures 6.7-b/c show the Probability Distribution Function (PDF) of snow depth for ASD and OIB analyzed separately over FYI (7-b) and MYI (7-c). On average and under OIB tracks, the difference of snow depth between MYI and FYI is 10 cm for ASD and 9 cm for OIB, which is in agreement with previous studies (KURTZ et FARRELL, 2011). On FYI, ASD and OIB agree on the upper limit of snow depth (< 25 cm) and display a high correspondence in terms of distribution. Regarding MYI, the distribution of snow depth is fairly similar as well except that ASD displays less thick snow than the OIB dataset. In particular, ASD does not show snow thicker than 30-35 cm.

As most OIB flight lines are located in the Beaufort Sea, Canadian Archipelago and Central Arctic areas, ASD snow depth can only be evaluated in this part of the Arctic Ocean. In these regions, the comparison of three years of Operation IceBridge snow depth with ASD demonstrates the potential of the ASD methodology to be used as a proxy for snow depth retrieval. To extend the comparison of ASD with OIB and assess the potential of ASD to provide pan-Arctic snow depth estimates, comprehensive airborne monitoring of snow depth would be necessary.

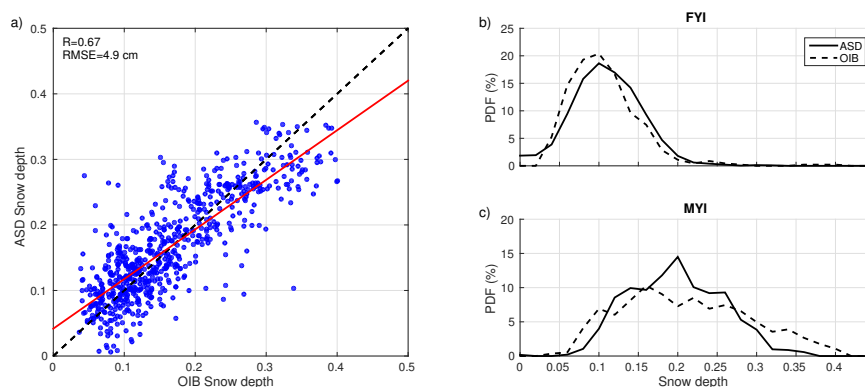


FIGURE 6.7 – a) Gridded ASD snow depth as a function of gridded OIB snow depth (over OIB tracks only) for the three OIB spring campaigns 2013, 2014 and 2015. We also show the regression line (red) and give the RMSE and correlation coefficient. b) and c) Probability Distribution Function of snow depth values for ASD (full line) and OIB (dashed line) respectively over FYI and MYI estimated with a bin size of 3 cm.

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

6.2.7.3 Seasonal variability of snow depth over Arctic sea ice

In this section, we describe the seasonal behavior of ASD snow depth from October to April. To be specific, we investigate seasonal variations within two areas located in the Beaufort Sea (figure 6.8-a). These areas have been chosen to match with the presence of the Ice Mass Balance (IMB) buoys available during the period of study. The 2013G buoy, contained in Area-1, is analyzed during the 2013/2014 sea ice growth season (figure 6.8-b) and the 2014F buoy, contained in Area-2 is analyzed during the 2014/2015 sea ice growth season (figure 6.8-c). According to figure 6.4, uncertainties related to the crossover methodology are within ± 1 cm in Area-1 and 2 which should permit the production of accurate time series. ASD seasonal variations are obtained by computing twice-monthly maps of ASD snow depth with the same procedure as described in section 6.2.6. Mean values are calculated from all gridded data contained in each area. In order to produce comparable statistics, the buoys samples are also processed twice-monthly with a one-month moving average window as for ASD. One can expect many inconsistencies in combining Lagrangian (buoys) and Eulerian (ASD) data for a robust point-by-point comparison of seasonal snow depth variability. Lagrangian temporal variations of snow depth are mainly driven by snow deposition, transport of snow, rain and melt while large-scale satellite observations are also impacted by sea ice dynamics. In this context, the comparison of the datasets cannot display a perfect match but one can expect to observe similar point-wise accumulation events.

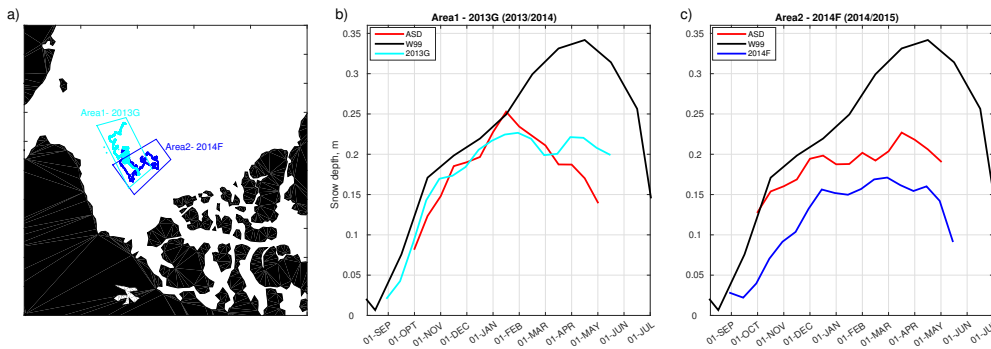


FIGURE 6.8 – a) Pathways of the 2013G (red) and 2014F (purple) Ice Mass Balance Buoys and the corresponding Area-1 and 2 within which ASD and W99 seasonal variability are calculated. Temporal variation of ASD (black), W99 (blue) and IMB in a) Area-1 and b) Area-2 and the corresponding snow depth variability for the 2013G and 2014F buoys.

At the beginning of October 2013 (figure 6.8-b), ASD and the 2013G buoy display a snow cover of 8 cm and 10 cm, respectively. From October to mid-January 2014, snow depth quickly increases according to both datasets and reaches 23 and 25 cm. From then, ASD snow depth decreases down to 10 cm between February and April. The IMB snow depth also displays decrease events in February and April but only by 2 to 4 cm. The decrease at the buoy may partly be explained by wind-blown snow. However, the discrepancy between the two datasets and the magnitude of the thinning displayed by ASD indicate that ASD variations are driven by other effects. In section 6.2.7.3, we show that the Eulerian decrease of ASD snow depth

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

	2013		2014		2015	
	FYI	MYI	FYI	MYI	FYI	MYI
Q25 (%)	20.6	31.5	26.8	51.3	27.1	54.4
Median (%)	25.4	39.5	32.9	65.5	34.0	67.8
Q75 (%)	29.4	53.8	44.6	77.4	45.1	79.3
Mean (%)	25.9	43.3	36.2	65.5	36.6	68.0

TABLE 6.2 – Statistical parameters (first quartile, median, third quartile and arithmetic average) of ratio (%) of ASD snow depth as compared to the W99 climatology for March 2013, 2014 and 2015 over FYI and MYI.

in this region is driven by a westward transport of sea ice that leads to a decrease in the Eulerian observation of ASD snow depth.

In October 2014 (see figure 6.8-c), ASD snow cover is already 13 cm thick within Area-2 while there is only 5 cm of snow at the location of the 2014F buoy. From October to December, the accumulation is fairly identical between the two datasets. Further, the snow cover is quite steady with an increase of less than 5 cm until March. Unlike the previous growth season, ASD displays a fairly monotonous accumulation cycle with a maximum reached in March and a good match with the IMB buoy dataset.

6.2.8 Discussion

The theoretical analysis of the penetration depth at Ka and Ku-band frequencies demonstrates that the main return echo at Ku-band penetration should originate from a region close to the snow/ice interface (section 6.2.4). At Ka-band frequency, the maximum penetration depth should be smaller than 5 cm for snow grains larger than 2 mm. Many studies have already demonstrated that the assumption of full penetration at Ku-band frequency might be inaccurate for thick snow cover and strongly metamorphosed snow grains (CONNOR et al., 2009; WILLATT et al., 2011; KWOK, 2014; RICKER et al., 2015). At Ka-band frequency, similar studies are yet missing. In situ experiments would therefore be useful to further analyze the main scattering horizon at Ka-band frequency. In particular, penetration depth measurements and an analysis of the behavior of the Ka-band radar signal into freshly fallen snow would help to improve our understanding of radar altimeter measurements over Arctic sea ice.

To convert freeboard height to sea ice thickness, recent studies have used an empirical modification of the W99 climatology (LAXON et al., 2013; KWOK et CUNNINGHAM, 2015). On MYI, snow depth is considered as unchanged and the W99 climatology is supposed to still be valid. On FYI, the authors use a fraction value of the W99 climatology to account for snow thinning observed in recent studies (KURTZ et al., 2013; WEBSTER et al., 2014). LAXON et al., 2013 and KWOK et CUNNINGHAM, 2015 respectively use a fractional equal to 0.5 and 0.7. The uncertainty on sea ice thickness retrieval related to this choice is of more than 10 cm (KWOK et CUNNINGHAM, 2015). Following these studies, we evaluate the ratio (%) of ASD snow depth as compared to the W99 climatology and give statistical parameters (see table

6.2. Article RSE : Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions

6.2) for March 2013, 2014 and 2015. During the period of study, the average snow depth ratio is always larger on MYI than on FYI by up to 30%. Over FYI, the average ratio is only at 25%-37% implying a loss of 63% to 75% ($\pm 20\%$) during the 2013-2015 period as observed in recent studies (KURTZ et al., 2013; WEBSTER et al., 2014; NEWMAN et al., 2014). On MYI, the ratio is also relatively low with values ranging from 43% to 68% corresponding to a loss of 32% to 57% ($\pm 8\%$). Note that the uncertainties provided above are estimated according to the error analysis of the crossover methodology and do not take into account potential penetration biases. Furthermore, the different quartile values for FYI and MYI indicate a large spatial variability and point out that the snow depth ratio does not only depend on sea ice type but also on local scale phenomena. In addition to the spatial heterogeneity, one can observe a large inter-annual variability of the ratio on both FYI and MYI. Such variability from one year to another is likely to impact the retrieval of sea ice thickness from sea ice freeboard when using a constant climatology of snow depth. Our results therefore suggest that the monitoring of snow depth in parallel of the monitoring of sea ice thickness is necessary to obtain accurate temporal series of sea ice thickness and volume.

6.2.9 Summary and conclusion

In this study, we analyzed the penetration depth of the Ku and Ka-band radar signals through a theoretical model. Our results show that the penetration depth at Ka-band frequency is limited to the upper part of the snowpack, and that at Ku-band frequency the signal penetrates to a region close to the snow/ice interface. This theoretical result therefore suggest that the combination of radar altimeters operating at Ka and Ku-band radar frequencies can be used to retrieve snow depth at pan-Arctic scale. The potential of using a crossover methodology over drifting sea ice was investigated by analyzing surface position at AltiKa/AltiKa and CryoSat-2/CryoSat-2 crossover locations. While single observations at crossover positions are strongly impacted by sea ice dynamics and sea surface height variations, the spatial filtering of crossover surface position permits to obtain an unbiased set of observations with an accuracy better than 3 cm.

The comparison of CryoSat-2/AltiKa-Retrieved (ASD) snow depth together with the Operation IceBridge snow radar data shows a good agreement with an average RMSE of about 5 cm. For relatively deep snow (>30 cm), ASD is found to underestimate depth. We attribute this underestimation of thick snow cover to the impact of surface scattering at the air/snow interface and/or to reduced penetration depth that would drive an overestimation of the surface position at Ku-band frequency as discussed in recent publications (WILLATT et al., 2011; KWOK, 2014; RICKER et al., 2015). ASD snow depth was also compared to measurements from two Ice Mass Balance (IMB) buoys. Both snow depth datasets agree on the rapid build-up of the snowpack during the October-December period and a relatively low accumulation for the rest of the sea ice growth season.

Unlike snow products based on passive microwave data, our methodology succeeded in the estimation of snow depth on both Multi Year Ice and First Year Ice. The comparison of ASD with the W99 climatology suggests that current snow depth has decreased both on MYI (32%

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

to $57\% \pm 20\%$) and FYI (63% to $75\% \pm 8\%$) and that the W99 climatology is no longer valid over current sea ice. The analysis of the ratio of ASD over the W99 climatology in March 2013, 2014 and 2015 displays high spatial and inter-annual variability. This variability implies that the use of an empirical modification to the W99 climatology could lead to strong uncertainties in the conversion of freeboard height to ice thickness, and therefore in the production of sea ice thickness time series. In this context, the simultaneous use of SARAL-AliKa and CryoSat-2 altimeters to retrieve sea ice freeboard and corresponding snow depth could significantly improve sea ice volume estimates at pan-Arctic scale up to 81.5°N .

6.3 Discussion et perspectives

Les résultats de l'étude développée dans la section précédente ont montré que la combinaison de l'altimétrie Ka/Ku doivent pouvoir fournir des estimations d'épaisseur de neige à la surface de la banquise. Il est toutefois important de rappeler que ces résultats sont basés 1) sur un modèle théorique de pénétration semi-empirique et 2) sur une validation faite à partir de mesures *in situ*. Par conséquent, avant de valider définitivement la méthodologie d'estimation d'épaisseur de neige par altimétrie, de nouvelles investigations doivent encore être menées.

Une façon plus directe pour valider cette méthode consisterait à mesurer directement la profondeur de pénétration du signal altimétrique en bandes Ku et Ka dans la neige arctique.

Comme nous l'avons vu au cours du Chapitre III, ce genre d'étude a déjà été menée pour les altimètres opérant en bande Ku. Les résultats de ces travaux ont montré que malgré la présence d'eau liquide et de gros cristaux de neige dans certaines régions, le signal radar en bande Ku pénètre généralement jusqu'à une zone proche de l'interface neige/glace (WILLATT et al., 2011; RICKER et al., 2015; ARMITAGE et RIDOUT, 2015).

Concernant l'altimétrie en bande Ka, il existe très peu d'étude de pénétration du signal radar dans la neige arctique (ARMITAGE et RIDOUT, 2015). De plus, les missions aéroportées de validation telles que Operation IceBridge ou CryoVex n'ont jusqu'à présent jamais permis de mesurer la pénétration du signal radar en bande Ka. Cela dit, les résultats récents concernant l'altimétrie Ka (MAHESHWARI et al., 2015; ARMITAGE et RIDOUT, 2015; GUERREIRO et al., 2016) ont encouragé l'ESA à embarquer un nouvel altimètre radar opérant en bande Ka (Karen) à bord des missions aéroportées CryoVex. En outre, le plan de vol des missions aéroportées incluait pour la première fois au printemps 2017 des vols sous les traces de SARAL/AltiKa (cf. figure 6.9).

Une fois que le traitement des mesures obtenues par l'instrument Karen sera effectué, l'analyse scientifique des données radar sera en partie menée au LEGOS et permettra de valider (ou non) l'approche d'estimation de l'épaisseur de neige par altimétrie.

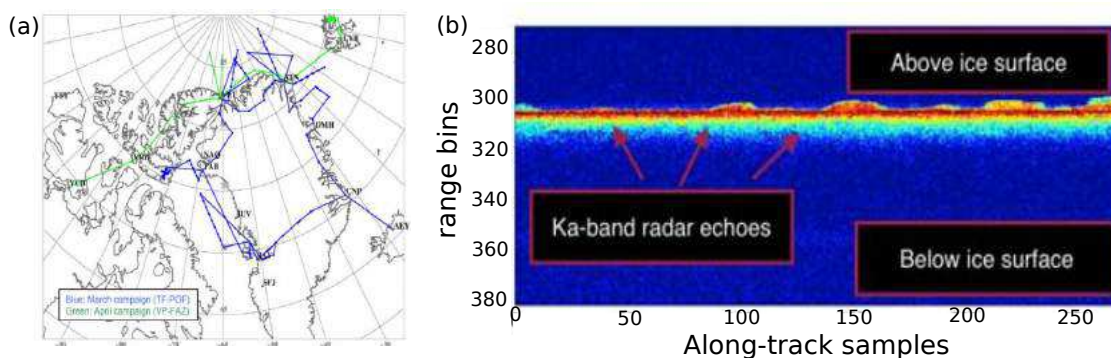


FIGURE 6.9 – (a) Plan de vol de la campagne de mesures aéroportées CryoVex (printemps 2017) embarquant pour la première fois à son bord l'altimètre radar Karen et (b) exemple typique d'échogramme radar produit par Karen. Tirés du rapport de campagne préliminaire de la campagne CryoVex 2017.

Chapitre 6. Mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise par altimétrie spatiale

Le second point qu'il est important d'aborder dans cette section est le biais potentiel d'épaisseur de neige lié à la différence de taille des empreintes radar de CryoSat-2 et AltiKa. En effet, nous avons démontré dans le Chapitre IV que la variabilité de la rugosité de surface pouvait causer un biais non-constant sur le range pour les altimètres ayant une large empreinte radar. Pour limiter ce biais, nous avons fait appel à la version "dégradée" de la mesure SAR, le Pseudo-LRM, afin de comparer les données de CryoSat-2 et AltiKa dans le même mode de mesure (LRM). Malgré cet effort, la différence de taille d'empreinte entre les 2 capteurs (respectivement 18 km et 8 km de diamètre pour CryoSat-2 et AltiKa) reste tout de même une cause potentielle de biais. A l'avenir, il sera donc nécessaire d'évaluer et de corriger ce biais potentiel afin d'améliorer les estimations d'épaisseur de neige par altimétrie.

Pour corriger un tel biais 2 solutions sont éventuellement envisageables :

- Utiliser un retracker prenant en compte les caractéristiques instrumentales de chaque altimètre.
- Utiliser une correction empirique comme nous l'avons fait dans le Chapitre IV afin d'estimer un range "SAR-like" à partir des mesures d'AltiKa.

En conclusion, ce chapitre de thèse aura été l'occasion d'ouvrir la voie à une nouvelle technique de mesure de l'épaisseur de neige par altimétrie spatiale. Bien que les résultats soient pour l'instant très concluant, un nombre important de développements doivent encore être réalisés afin de pouvoir utiliser cette technique pour améliorer les estimations d'épaisseur de banquise.

Conclusion et perspectives

Sommaire

7.1 Conclusion	139
7.2 Perspectives	141

7.1 Conclusion

L'objectif principal de cette thèse était l'amélioration des estimations d'épaisseur de banquise par altimétrie spatiale afin de produire et d'analyser la première longue série temporelle d'épaisseur de glace. Avant de se mettre en quête de ces objectifs, nous avons commencé par décrire de façon détaillée la banquise (Chapitre I) et l'altimétrie radar (Chapitre II). Nous avons ensuite expliqué comment l'altimétrie radar pouvait être utilisée pour mesurer l'épaisseur de glace, grâce notamment à la technique du franc-bord. Cette description de la méthodologie du franc-bord a été l'occasion d'identifier les points clés pouvant permettre l'amélioration des techniques de mesure de l'épaisseur de glace par altimétrie (Chapitre III).

Le premier point clé que nous avons identifié concerne la continuité de la mesure du franc-bord entre différentes missions altimétriques (Chapitre IV). Cette question est fondamentale dans un contexte d'évolution de la technologie radar et notamment dans le contexte de la transition de l'altimétrie conventionnelle (LRM) vers l'altimétrie à synthèse d'ouverture d'antenne (SAR). Pour évaluer l'impact du mode du capteur radar sur la mesure de franc-bord, nous avons comparé les mesures de franc-bord obtenues à partir d'Envisat (LRM) et de CryoSat-2 (SAR) durant leur période de vol commune (2010-2012). Les résultats de cette comparaison ont montré que l'altimétrie SAR est beaucoup mieux adaptée à la mesure du franc-bord que l'altimétrie LRM du fait de sa plus petite empreinte au sol. Nous avons également démontré que la mesure altimétrique en mode SAR est moins sensible aux variations de rugosité de surface que la mesure en mode LRM et que la plus grande sensibilité de l'altimétrie LRM aux caractéristiques de la glace est responsable d'un biais non-linéaire important de franc-bord qui ne permettait *a priori* pas d'assurer la continuité entre les 2 missions. Suite à ces résultats, nous avons proposé une méthode visant à corriger les mesures de franc-bord produites par Envisat à partir du franc-bord de CryoSat-2 et du pulse-peakiness d'Envisat (proxy de la rugosité de surface). Nous avons ensuite validé cette méthodologie en comparant les épaisseurs de banquise obtenues à partir des estimations corrigées de franc-bord

Envisat à des données *in situ*. Cet exercice a permis de démontrer que cette méthodologie permettait de corriger la différence de biais de franc-bord LRM/SAR et d'assurer la continuité de la mesure de franc-bord entre les missions Envisat et CryoSat-2 et plus généralement entre l'ensemble des missions d'altimétrie radar.

La correction du biais de franc-bord d'Envisat a par la suite permis de combiner les mesures de franc-bord des missions Envisat et CryoSat-2 afin de produire une série temporelle d'épaisseur de glace jusqu'à 81.5°N sur la période 2002-2016 (Chapitre V).

L'analyse de cette série temporelle a montré que l'épaisseur de banquise arctique a diminué en moyenne de $0.013(\pm 0.009)$ m.an⁻¹ au cours de la période d'étude. La faible significativité (p-value = 0.8) ainsi que la forte incertitude associée à cette tendance s'expliquent par la forte variabilité inter-annuelle de l'épaisseur de banquise arctique. Cette forte variabilité de l'épaisseur de banquise arctique a été principalement attribuée aux variations de surface de glace pérenne.

Un autre résultat important issu de cette analyse est la comparaison de notre série temporelle avec les autres estimations disponibles dans la littérature. Mis à part un jeu de données produit à partir des données ICESat, l'ensemble des jeux de données d'épaisseur de glace fournissent des valeurs largement supérieures (~ 0.5 m) à nos estimations. Une comparaison d'un de ces jeux de données à des mesures *in situ* a permis de montrer qu'aux endroits où se trouvent les données *in situ*, nos estimations semblent plus cohérentes. Nos résultats ne nous permettent toutefois pas d'étendre ces conclusions à l'ensemble de l'Arctique et d'autres études doivent encore être menées afin de mieux comprendre l'origine de ces différences.

Le second point clé que nous avons identifié comme chantier d'amélioration des estimations d'épaisseur de glace par altimétrie réside dans la conversion du franc-bord en épaisseur de glace. Cette conversion est généralement effectuée en résolvant l'équation d'équilibre hydrostatique existant entre la glace et l'océan. Pour résoudre cette équation, il est nécessaire de pouvoir estimer des caractéristiques telles que l'épaisseur de neige, la densité de glace, de neige et d'eau de mer. Puisque ces caractéristiques ne sont, à l'heure actuelle, pas mesurables à l'échelle du Bassin Arctique il a donc fallu les paramétrer. Malheureusement, les paramétrisations utilisées dans la littérature s'appuient généralement sur des climatologies et des valeurs constantes qui ne rendent pas compte des variations inter-annuelles ni des impacts du réchauffement climatique (cf. Chapitre III & V).

Afin d'améliorer les mesures d'épaisseur de glace, nous avons analysé la possibilité de mesurer l'un des paramètres essentiels à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace : l'épaisseur de neige. Pour ce faire, nous avons développé une toute nouvelle méthodologie basée sur la combinaison des mesures altimétriques obtenues en bande Ku (13.7 GHz) et en bande Ka (37 GHz). Une analyse de la profondeur de pénétration du signal radar basée sur des observations terrains et un modèle théorique a permis de montrer que le signal radar en bande Ku pénètre jusqu'à une zone proche de l'interface neige/glace tandis que le signal radar en bande Ka s'arrête dans une zone proche de l'interface air/neige. Ce résultat théorique nous a permis de montrer que la combinaison des hauteurs altimétriques mesurées en bande Ka et Ku devrait permettre de mesurer l'épaisseur de neige à la surface de la banquise.

Pour tester cette méthodologie, les altimètres Cryosat-2 (Ku) et AltiKa (Ka) ont été utilisés afin de produire pour la première fois des mesures d'épaisseur de neige par altimétrie à

7.2. Perspectives

l'échelle du Bassin Arctique. La comparaison de ces mesures d'épaisseur de neige à des mesures *in situ* a permis de valider ces estimations durant les 3 hivers étudiés. Bien que d'autres études doivent encore être menées pour analyser cette technique de mesure, la méthodologie que nous avons développée devrait à l'avenir permettre de fortement améliorer la méthodologie de conversion du franc-bord en épaisseur de glace.

7.2 Perspectives

Comme nous l'avons vu au cours de cette thèse, les missions d'altimétrie fournissent des données au dessus des pôles depuis 1991 (ERS-1) et continueront d'en fournir dans le futur avec la suite Sentinel-3. Toutes ces missions sont autant de possibilités d'élargir la série temporelle d'épaisseur de banquise.

En ajoutant les missions ERS-1/2, qui ont volé entre 1991 et 2004, c'est plus de 10 années d'épaisseur de banquise qui pourraient venir s'ajouter à notre série temporelle. Afin d'intégrer ces données, il faudra toutefois mener une analyse des potentiels biais inter-mission de franc-bord liés au mode LRM des altimètres à bord des satellites ERS.

Les mesures de franc-bord obtenues à partir des futures missions altimétriques devront elles-aussi être analysées afin de limiter les biais inter-missions de franc-bord. Cette étude peut commencer dès à présent avec Sentinel-3A qui a déjà fourni plus d'une année d'observations altimétriques au dessus de la banquise arctique.

Ces analyses de la continuité de la mesure du franc-bord devraient permettre d'obtenir une série temporelle d'épaisseur de glace suffisamment longue ($> 20-25$ ans) pour étudier les variations d'épaisseur de la glace à des échelles décennales. Une telle série temporelle devrait notamment permettre d'améliorer la significativité de la tendance d'épaisseur de banquise.

La seconde perspective importante de cette thèse concerne la mesure de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise. Avant d'utiliser ces données d'épaisseur de neige pour améliorer la conversion du franc-bord en épaisseur de glace, de nombreuses analyses doivent encore être conduites afin de valider l'approche développée. Dans ce contexte, une étude sera très prochainement menée au LEGOS (entre autres) dans le cadre du projet ESA "CryoSat SciEnce-oriented data Analysis over Sea-ICE" afin d'apporter de plus amples informations sur cette technique de mesure de l'épaisseur de neige.

La validation de cette méthodologie pourrait ouvrir de vastes possibilités pour le suivi de la banquise. Elle pourrait notamment permettre de développer le suivi par altimétrie de la banquise antarctique, qui recueille très peu d'intérêt à l'heure actuelle. Ce faible intérêt s'explique principalement par l'absence d'une climatologie d'épaisseur de neige et donc par la non-possibilité de convertir le franc-bord en épaisseur de glace. La mesure de l'épaisseur de neige en Antarctique par altimétrie pourrait contribuer à obtenir les premières estimations globales d'épaisseur de banquise antarctique. Cette approche pourrait par la suite être généralisée à d'autres zones englacées (Baie de Baffin, Baie d'Hudson, Lac Pavin, etc) afin, là aussi, d'assurer le suivi de l'épaisseur de glace.

Au delà de son importance pour la conversion du franc-bord en épaisseur de glace, la mesure

de l'épaisseur de neige pourrait bénéficier plus largement à la communauté scientifique polaire. L'épaisseur de neige est par exemple un important facteur d'isolation thermique et sa mesure pourrait donc contribuer à améliorer la représentation des échanges thermodynamiques entre l'atmosphère et l'océan. En outre, la connaissance de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise pourrait permettre d'améliorer l'estimation de la quantité de rayonnement solaire atteignant l'Océan et faciliterait ainsi les estimations de production primaire (ZHANG et al., 2015). Cette thématique est totalement d'actualité puisque le consortium international "Green Edge" qui a débuté en 2016 a notamment pour objectif de comprendre les mécanismes de production primaire se déroulant sous la glace.

La dernière perspective qu'il nous faut mentionner est d'une importance capitale puisqu'il s'agit des mesures *in situ*. Comme nous l'avons vu tout au long de cette thèse, la mesure terrain est indispensable à la validation des mesures satellites. Par conséquent, il est nécessaire de maintenir les efforts pour assurer la continuité des programmes de mesure.

Si les programmes BGEF, IMB et OPTiMISM vont continuer à fournir des données d'épaisseur de glace de mer arctique dans les années à venir, les vols aéroportés OIB devraient quant eux s'arrêter après le lancement d'ICESat-2. Cet arrêt se traduira notamment par la fin des mesures d'épaisseur de neige et de franc-bord à grande échelle et devrait fortement pénaliser les études satellitaires. Dans ce contexte, il est nécessaire de réfléchir aux moyens dont nous disposerons pour continuer à assurer la validité des mesures satellites.

De l'autre côté du globe, sur la banquise antarctique, le besoin de mesures *in situ* est encore plus criant. En effet, il n'existe actuellement aucune station autonome permettant de mesurer en continue l'épaisseur de glace, et le suivi de la banquise antarctique se limite bien souvent à des mesures réalisées lors de campagnes terrains. L'installation de dispositifs de mesures tels que ceux installés en Arctique sera donc un objectif important à l'avenir pour permettre de valider les mesures satellitaires et pour améliorer notre compréhension des mécanismes de variabilité de la banquise antarctique.

Table des figures

1.1	(a) Carte des différentes mer constituant l’océan Arctique : La mer d’Okhotsk (1), la mer de Bering (2), la bay de Hudson (3), la Bay de Baffin (4), la région Est-Groenlandaise (5), les mers de Kara et de Barent (6), l’Arctique central (7), l’Archipel Canadien (8), les mers de Laptev et Est-Sibériennes (9) et le bassin du Canada (10). Tirée de (MARKUS et al., 2009), (b) Carte de la bathymétrie de l’océan Arctique et de la topographie des continents environnants. Adapté de https://www.ngdc.noaa.gov . (c) Carte de la circulation générale de surface et de subsurface de l’océan Arctique. La couleur rouge indique le transport de masses d’eau chaude et la couleur bleue indique le transport de masses d’eau froide. Tirée de https://www.whoi.edu	4
1.2	Cycle annuel moyen (a) du flux de raditions solaires, (b) des températures à 2 mètres et (c) des précipitations en équivalent liquide. Les moyennes sont estimées sur la période 1980-2010 et pour la zone 65-90°N à partir de la ré-analyse ERA-interim.	7
1.3	Photographies de (a) crêpes de glace et (b) glace Nilas prises par Don Perovich, Cold Regions Research and Engineering Laboratory. (c) Photographie d’une ride de pression, prise par Ted Scambos, National Snow and Ice Data Center.	9
1.4	Graphique montrant les variations inter-annuelles d’extension de la banquise arctique mesurées à partir d’imageurs radiométriques satellitaires. Tirée de http://nsidc.org/data/seaice_index/	11
1.5	(a) Carte de la banquise arctique (en blanc) à son plus bas record d’extension, le 16 Septembre 2012. La courbe orange montre la limite médiane du minimum d’extension calculée sur la période 1979-2000. Tirée de http://nsidc.org/data/seaice_index/ . (b) et (c) Graphiques montrant les anomalies mensuelles moyennes de l’extension de glace de mer dans l’hémisphère Nord données en pourcentage respectivement pour les mois de Mars et Septembre. Tirés de http://nsidc.org/data/seaice_index/	13
1.6	(a) Graphique montrant les variations saisonnières moyennes de l’indice Oscillation Arctique (OA) pour les mois de Novembre à Mars. Adapté de https://www.pmel.noaa.gov , et circulations de la glace de mer pour (b) un indice faible d’OA et (c) un indice élevé d’OA. Adapté de (RIGOR et al., 2002)	14
1.7	Graphique représentant la variation de surface de glace de mer selon son âge entre 1983 et 2011. Tiré de l’étude de MASLANIK et al., (2011)	16

1.8	Carte d'épaisseur de glace hivernale (Octobre à Mars) obtenue entre 1993 et 2001 à partir du satellite altimétrique ERS. Tiré de l'étude de LAXON et al., (2003).	17
2.1	Schéma représentant le principe de l'altimétrie spatiale au dessus du plus beau des volcans.	20
2.2	Schéma représentant une impulsion radar a) courte et b) longue.	22
2.3	Schéma illustrant la modulation d'impulsion par la technique du deramping chirp.	23
2.4	Schéma d'une forme d'onde représentée comme un histogramme de puissance dont la largeur des barres représentent l'échantillonnage temporel de la mesure radar. Chaque point représente l'échantillonnage avec lequel la forme d'onde est acquise.	24
2.5	Schéma représentant (a) l'intensité du signal émis par l'antenne radar en fonction de l'angle par rapport au nadir et (b) projection du lobe principal sur la surface terrestre (en rouge).	25
2.6	Schéma représentant (a) la position de la "sphère" du signal altimétrique, (b) sa projection sur une surface plate et (c) le signal reçu par l'altimètre correspondant à la réflexion de cette même surface.	26
2.7	Schéma représentant le principe (a) d'un retracking basé sur un modèle physique et (b) d'un retracking empirique (SEA-ICE dans ce cas).	28
2.8	(a) Image Landsat-8 acquise au dessus de la banquise en Avril 2015. Le cercle noir représente la limite théorique de l'empreinte radar de l'altimètre RA-2, le point rouge représente le nadir et les points bleus représentent des zones de rétrodiffusion spéculaires, (b) schéma montrant la rétrodiffusion du signal radar sur une surface plate (gauche) et rugueuse (droite) et (c) schéma de la forme d'onde correspondant à la scène de banquise montrée en (a).	32
2.9	(a) Schéma représentant la distance entre les diffuseurs se trouvant à différentes positions le long de la trace et le décalage en fréquence par effet Doppler associé, (b) schéma de l'empreinte effective en mode LRM (bleue) et de l'empreinte effective en mode SAR (rouge) et (c) formes d'ondes LRM (bleue) et SAR (rouge) pour une surface océanique caractérisée par des vagues de 2 m. Adapté de http://www.altimetry.info/radar-altimetry-tutorial/ . Notez que nous avons choisi un nombre d'indice x_{n-4} , x_{n-3} , etc restreint afin d'aérer le schéma mais qu'en réalité le nombre d'indice est d'environ une centaine de part et d'autre de l'altimètre.	34

Table des figures

2.10	(a) Schéma représentant le traitement multi-look (bleu) et (b) exemple de stack acquise par Sentinel-3 au dessus de l'océan et issue du produit CNES S3PP. La couleur symbolise la puissance (logarithmique) rétrodiffusée par une même bande Doppler et reçue par l'altimètre sous différents angles de vue (axes des X) et en fonction du temps (axe des Y). Le range migration a été appliquée afin d'aligner le signal dans les différentes vues.	37
3.1	Schéma représentant le principe de la méthode du franc-bord (a) sans neige et (b) avec de la neige.	41
3.2	Figure représentant les variations d'épaisseur de glace selon l'équation 3.9 en fonction de : (a) la densité de neige, (b) l'épaisseur de neige, (c) la densité de glace et (d) la densité d'eau de mer dans le cas où seul l'hydrostatisme est pris en compte (traits pointillés) et dans le cas où l'hydrostatique ET le ralentissement de l'onde radar sont pris en compte (traits pleine). Pour chaque cas, seul le paramètre en abscisse varie et les autres paramètres sont fixés ($fb = 20cm$, $h_n = 20cm$, $\rho_n = 300kg.m^{-3}$, $\rho_g = 917kg.m^{-3}$ et $\rho_e = 1024.5kg.m^{-3}$) .	43
3.3	Schéma montrant le comportement du signal radar et la forme d'onde associée à (a) une surface rugueuse et (b) une surface lisse.	46
3.4	Figure montrant la projection (a) du PP d'Envisat sur une image Landsat-7 et (b) du PP de CryoSat-2 sur une image Landsat-8. Notons que les images et les données altimétriques ont été acquises à moins de 24h d'intervale.	48
3.5	Figure montrant (a) la hauteur des floes (points gris) et des leads (points noirs) échantillonnée à une fréquence de 20 Hz (300 m) le long d'une trace CryoSat-2, (b) idem après application d'une médiane glissante avec une fenêtre de 50 km et (c) franc-bord calculé à partir des courbes de la figure (b). Notons que les variations de hauteur présentées dans les figures (a) et (b) sont causées par des variations du niveau de la mer non prises en compte par les corrections appliquées (MSS, marées, etc).	49
3.6	Cartes correspondant au mois de Février 2015 et montrant (a) le franc-bord le long des traces CryoSat-2, (b) le même franc-bord grillé, (c) la densité de neige, (d) la concentration de glace pérenne, (e) la densité de glace de mer et (f) l'épaisseur de neige pour le mois de Février 2015.	53
3.7	Schéma décrivant l'algorithme d'estimation d'épaisseur de glace par altimétrie utilisé dans cette thèse. La partie bleue correspond à l'estimation du franc-bord et la partie rouge correspond à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace.	56
3.8	(a) Carte d'épaisseur de glace calculée à partir du franc-bord de CryoSat-2 pour le mois de Février 2015 et (b) carte d'incertitude associée.	60

3.9	Cartes d'épaisseur de glace estimées à partir de (a) AVHRR (tirée de DRUCKER et al., 2003) et (b) à partir de SMOS (tiré de KALESCHKE et al., 2016). . . .	62
3.10	(a) Photo de personnes creusant un trou dans la glace à l'aide d'une tarière, (b) photo d'un EM31 tracté par un scientifique, (c) schéma d'une bouée Ice Mass Balance (IMB), (d) schéma d'un mouillage du Beaufort Gyre Exploration Program (BGEP), (e) photo d'un EM31 attaché par un câble à un hélicoptère et (f) carte d'épaisseur de glace obtenue lors d'une campagne Operation Ice Bridge (OIB).	65
4.1	Chronologie des missions altimétriques à orbite polaire et fonctionnant en bande Ku. Les missions sur fond rouge fonctionnent en mode LRM et les missions sur fond bleu fonctionnent en mode SAR au dessus de la banquise. *Mission dont le lancement est prochainement prévu.	68
4.2	(a) PP spatial variability along Envisat track (16 April 2003) plotted over a Landsat-7 LandsatLook Image acquired on the same day and (b) PP spatial variability along CryoSat-2 track (01 May 2015) plotted over a Landsat-8 LandsatLook Image also acquired on the same day. For both figures, each dot represents a 20 Hz PP measurement.	76
4.3	(a) Envisat and (b) CryoSat-2 mean waveform echoes for Leads (blue), FYI (green) and MYI (red) calculated during the 2010/11 winter and for the entire common flight region.	79
4.4	(a) Map of the Envisat (red) and CryoSat-2 (blue) tracks (both monitored on the 24 February 2011) selected for the along-track analysis of the radar freeboard. The light shading shows MYI regions (defined as sea ice with a MYI fraction above 0.7) and the dark gray shading shows FYI regions (defined as sea ice with a MYI below 0.7). (b) CryoSat-2 and (c) Envisat leads (gray dots) and ice floes (black dots) surface elevation corresponding to the tracks shown in (a). (d) Envisat (red) and CryoSat-2 (blue) freeboard corresponding to the tracks shown in (a).	81
4.5	(a) Monthly freeboard difference (Δfb) between Envisat and CryoSat-2 and (b) monthly Envisat pulse peakiness (PP) shown for the November 2010 - March 2012 period. The dark lines represent the isoline MYI fraction equal to 0.7 . .	84
4.6	Relation between the monthly freeboard difference between Envisat and CryoSat-2 (Δfb) and the monthly Envisat pulse-peakiness (PP) shown for winter 2010/2011 (blue) and 2011/2012 (red). The error bars show the corresponding standard deviation for each value and the dark tilted line represents the polynomial fit of all monthly observations (November 2010 - April 2011 and November 2011 - March 2012). At the bottom of the figure we provide the polynomial function of the corresponding fit.	86

Table des figures

4.7	(a) Envisat, (b) Envisat/PP and (c) CryoSat-2 monthly freeboard maps shown for the November 2010 - April 2011 period. The dark lines represent the isoline fraction of MYI equal to 0.7. (d) Probability Distribution Function (PDF) of Envisat/PP (blue) and CryoSat-2 (black) radar freeboard.	87
4.8	CryoSat-2 monthly ice draft as a function of BGEP moorings monthly median ice draft for winters 2010/11 (a) and 2011/12 (b). Envisat/PP monthly ice draft as a function of BGEP moorings monthly median ice draft for winters 2003/04 to 2011/12 (c-k). The colormap shows the corresponding Multi Year Ice (MYI) fraction.	90
4.9	Cartes de franc-bord estimées à partir de (a) CryoSat-2 et (b) Sentinel-3 pour le mois de décembre 2016.	93
5.1	Chronologie des études d'épaisseur de glace par altimétrie satellitaire.	96
5.2	Cartes hivernales (Novembre-Mars) moyennes d'épaisseur de glace obtenues avec Envisat (a) à (j) et avec CryoSat-2 (k) à (p).	98
5.3	(a) Position de la trace du sous-marin de l'U.S navy (gauche) et comparaison des mesures des tirants d'eau obtenues à partir d'Envisat et du sous-marin (droite). (b) Position des mouillages BGEP (gauche) et comparaison des mesures mensuelles moyennes de tirants de glace obtenues à partir d'Envisat (centre) et de CryoSat-2 (droite) avec les mesures mensuelles moyennes obtenues à partir de chacun des mouillages. (c) Plan de vol de la campagne OIB pour l'année 2014 (gauche) et comparaison des mesures d'épaisseur de glace obtenues à partir de CryoSat-2 et des vols aéroportés OIB sur la période 2012 à 2015 (droite)	100
5.4	Variations inter-annuelles d'épaisseur de glace hivernale (Nov-Mar) moyenne (courbe continue bleue) accompagnées des barres d'incertitude calculées pour chaque hiver. Les courbes en pointillés bleus indiquent les variations inter-annuelles des centiles d'épaisseur de glace à 10% (bas) et à 90% (haut). Les droites bleues montrent les droites de régression linéaire correspondant de bas en haut au centile d'épaisseur de glace à 10%, à la moyenne et au centile d'épaisseur de glace à 90%. La courbe rouge montre les variations inter-annuelles de la concentration de glace pérenne pour la couverture spatiale correspondante. Notons enfin que pour les hivers 2010-11 et 2011-12, les données d'Envisat et CryoSat-2 sont moyennées afin d'obtenir une seule et unique valeur.	104
5.5	Variations inter-annuelles d'épaisseur de glace hivernale (Nov-Mar) moyennes données par Envisat-LEGOS (cette étude/bleu ciel), CryoSat-2-LEGOS (cette étude/courbe bleue continue), CryoSat-2-CPOM (courbe bleue-pointillés), CryoSat-2-AWI (courbe bleue-tirets), ICESat-JPL (courbe noire tirets), ICESat-NSIDC (courbe noire-continue), et PIOMAS (courbe rouge).	106

5.6	Comparaison du tirant de glace mensuel des mouillages BGEP avec (a) le tirant de glace fourni dans le produit CryoSat-2-AWI, (b) le tirant de glace donné par notre algorithme mais avec le franc-bord de AWI, (c) le tirant de glace donné par notre algorithme mais avec l'épaisseur de neige de AWI et (d) le tirant de glace donné par notre algorithme mais avec la densité de glace de AWI. . . .	109
5.7	Étendue d'épaisseur de glace pérenne en millions de km ² pour le domaine de l'Arctique limité à 81.5°N et pour le domaine complet. L'étendue de glace pérenne est estimée à partir du produit d'âge de la glace fourni par le NSIDC (ANDERSON et TSCHUDI, 2014).	111
6.1	Schematic showing freeboard height (hf), ice freeboard (hfi), snow depth (hsnow) and ice thickness	117
6.2	Penetration depth (meters) as a function of snow grain size at Ka-band (red) and Ku-band (blue) frequencies. The two lines at each frequency represent the minimum and maximum penetration depth for different densities and air temperatures. We also represent the corresponding size distribution of wind slab grains and depth hoar crystal according to field observations.	121
6.3	Snow depth maps of Operation Ice Bridge quicklook product obtained during spring campaigns in 2013, 2014 and 2015.	124
6.4	Gridded monthly number of crossover observations per 1° × 1° cells and projected onto a 0.5° × 0.5° grid with a Gaussian filter for November 2013 - April 2014 for < 1 days (a), 2 days (b), 3 days (c) after removing open ocean and lead observations and computed for the November 2013 – April 2015 period. .	125
6.5	Spatial monthly maps of residual uncertainty obtained at Cryosat-2/Cryosat-2 (left panel) and at AltiKa/AltiKa (right panel) crossovers during November 2013 - April 2014.	129
6.6	Spatial monthly maps of snow depth obtained with a 150 km Gaussian filter and projected on a 0.5° × 0.5° grid for November 2013 - April 2014. The black solid line shows position of Multi Year Ice edge from OSI SAF product. The corresponding OSI SAF monthly sea ice drift is also shown (black arrows). . .	131
6.7	a) Gridded ASD snow depth as a function of gridded OIB snow depth (over OIB tracks only) for the three OIB spring campaigns 2013, 2014 and 2015. We also show de regression line (red) and give the RMSE and correlation coefficient. b) and c) Probability Distribution Function of snow depth values for ASD (full line) and OIB (dashed line) respectively over FYI and MYI estimated with a bin size of 3 cm.	132

Table des figures

6.8	a) Pathways of the 2013G (red) and 2014F (purple) Ice Mass Balance Buoys and the corresponding Area-1 and 2 within which ASD and W99 seasonal variability are calculated. Temporal variation of ASD (black), W99 (blue) and IMB in a) Area-1 and b) Area-2 and the corresponding snow depth variability for the 2013G and 2014F buoys.	133
6.9	(a) Plan de vol de la campagne de mesures aéroportées CryoVex (printemps 2017) embarquant pour la première fois à son bord l’altimètre radar Karen et (b) exemple typique d’échogramme radar produit par Karen. Tirés du rapport de campagne préliminaire de la campagne CryoVex 2017.	137
A.1	Carte montrant la Mean Sea Surface mesurée par CryoSat-2 et calculée par la Danemark Technical University (DTU)	153
A.2	Photo aérienne montrant la banquise en été. Visuellement, les marres de fonte se distingue des leads par leur géométrie courbée.	153

Liste des tableaux

3.1	Tableau récapitulatif des variations relatives d'épaisseur de glace liées à la variabilité de l'épaisseur de neige (h_n), de la densité de neige (ρ_n), de la densité de glace (ρ_g) et de la densité d'eau de mer (ρ_e).	45
3.2	Tableau récapitulant le domaine de variabilité et les incertitudes des paramètres nécessaires à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace.	58
3.3	Tableau montrant l'écart-type moyen de l'anomalie de surface de la mer (SLA) après correction de la Mean Sea Surface et des effets de marées pour les missions CryoSat-2 et Envisat.	60
4.1	Tableau récapitulatif de l'ensemble des études ayant mesuré le franc-bord à partir d'altimètres radars opérant en bande Ku. En rouge sont représentées les études ayant fait appel à des données externes (bouées, mouillages, vols aéroportés, <i>etc</i>) pour valider les résultats altimétriques. *Étude ayant suggéré un potentiel biais dans les estimations de franc-bord.	69
4.2	Monthly mean Envisat, Envisat/PP and CryoSat-2 circumpolar radar free-board estimates and monthly mean circumpolar RMSD between Envisat and CryoSat-2 and between Envisat/PP and CryoSat-2. Every values are provided in centimeters.	85
4.3	Average winter bias, Root Mean Square Error (RMSE) and correlation coefficient (R) between the altimetric and BGEP ice draft estimated during winters 20003/04 to 2011/12 for Envisat and during winters 2010/11 and 2011/12 for CryoSat-2.	88
5.1	Tableau résumant les valeurs des biais moyens, de différences quadratiques moyennes (RMSD) et des corrélations de coefficients (R) entre notre série temporelle d'épaisseur de glace et les mesures <i>in situ</i> obtenues par les sous-Marins de la U.S Navy, les mouillages BGEP et les vols aéroportés OIB.	101
6.1	ASD and OIB snow depth mean, median and Root Mean Square Error (RMSE) of snow depth estimated under OIB tracks during OIB spring campaigns 2013, 2014 and 2015.	132
6.2	Statistical parameters (first quartile, median, third quartile and arithmetic average) of ratio (%) of ASD snow depth as compared to the W99 climatology for March 2013, 2014 and 2015 over FYI and MYI.	134

B.1 Tableau répertoriant l'ensemble des missions d'altimétrie spatiale ainsi que les caractéristiques des altimètres radar embarqués à bord. Si la colonne "fin" affiche "-", cela signifie que la mission est toujours en vol à l'heure où ce manuscrit est rédigé. 156

B.2 Coefficients du fit quadratique à deux dimensions de l'équivalent d'épaisseur de neige (SD) sur la banquise Arctique issue de l'étude de (WARREN et al., 1999). Le fit est défini sur une grille rectangulaire ayant comme origine le Pôle Nord, l'axe 0°E comme axe des x et l'axe 0°E comme axe des y. La SD à la position (x,y) est donnée par $SD=H_0+Ax+By+Cxy+Dx^2+Ey^2$. Les unités en x et y sont des degré d'arc. 156

B.3 Coefficients du fit quadratique à deux dimensions de l'équivalent d'eau liquide (SWE) contenue dans la neige se trouvant sur la banquise Arctique issue de l'étude de (WARREN et al., 1999). Le fit est défini sur une grille rectangulaire ayant comme origine le Pôle Nord, l'axe 0°E comme axe des x et l'axe 0°E comme axe des y. Les unités en x et y sont des degré d'arc. La SWE à la position (x,y) est donnée par $SWE=H_0+Ax+By+Cxy+Dx^2+Ey^2$ 157

B.4 Périodes de vol de l'altimètre laser ICESat 157

Figures annexes

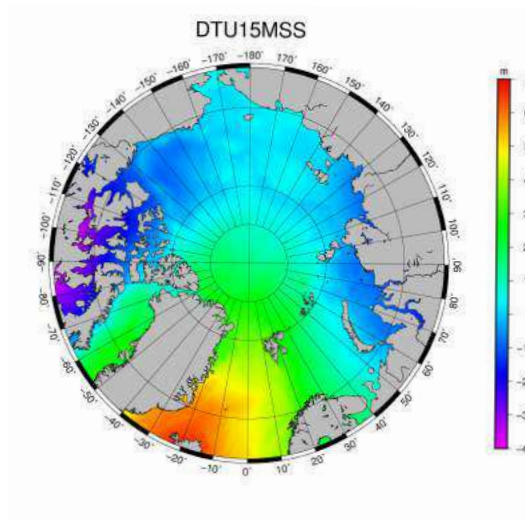


FIGURE A.1 – Carte montrant la Mean Sea Surface mesurée par CryoSat-2 et calculée par la Danemark Technical University (DTU)

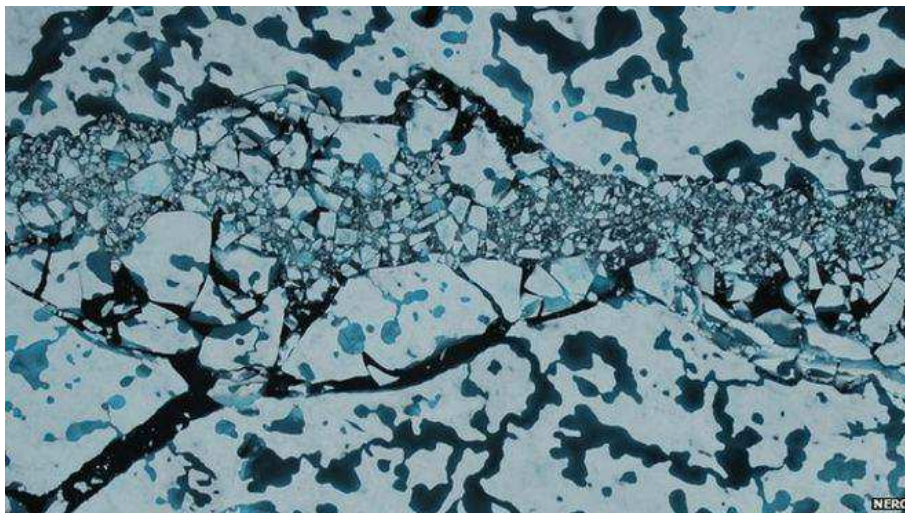


FIGURE A.2 – Photo aérienne montrant la banquise en été. Visuellement, les marres de fonte se distingue des leads par leur géométrie courbée.

ANNEXE B

Tables annexes

TABLE B.1 – Tableau répertoriant l’ensemble des missions d’altimétrie spatiale ainsi que les caractéristiques des altimètres radar embarqués à bord. Si la colonne "fin" affiche "-", cela signifie que la mission est toujours en vol à l’heure où ce manuscrit est rédigé.

Mission/altimètre	Lancement	Fin	Latitude maximum	Modes	Fréquence(s)
Seasat/ALT	06/1978	10/1978	72°	LRM	Ku
Geosat/GRA	03/1985	01/1990	72°	LRM	Ku
ERS-1/RA	07/1991	03/2000	81.5°	LRM	Ku
Topex/Poseidon	08/1992	01/2003	66°	LRM	Ku (C)
ERS-2/RA-2	08/1995	06/2003	81.5°	LRM	Ku
Geosat-FO/GRA	02/1998	11/2008	72°	LRM	Ku
Jason-1/Poseidon-2	12/2001	07/2013	66°	LRM	Ku (C)
Envisat/RA-2	03/2002	04/2012	81.5°	LRM	Ku (S)
Jason-2/Poseidon-3	06-2008	-	66°	LRM	Ku (S)
HY-2A/RA	08/2011	-	81°	LRM	Ku (C)
CryoSat-2/SIRAL	04/2010	-	88°	SAR	Ku
SARAL/AltiKa	02/2013	-	81.5°	LRM	Ka
Jason-3/Poseidon-3B	01/2016	-	66°	LRM	Ku
Sentinel-3/SRAL	02/2016	-	81.5°	SAR	Ku (C)

TABLE B.2 – Coefficients du fit quadratique à deux dimensions de l’équivalent d’épaisseur de neige (SD) sur la banquise Arctique issue de l’étude de (WARREN et al., 1999). Le fit est défini sur une grille rectangulaire ayant comme origine le Pôle Nord, l’axe 0°E comme axe des x et l’axe 0°E comme axe des y. La SD à la position (x,y) est donnée par $SD = H_0 + Ax + By + Cxy + Dx^2 + Ey^2$. Les unités en x et y sont des degré d’arc.

	H_0	A	B	C	D	E
Jan	28.01	0.127	-1.1833	-0.1164	-0.0051	0.0243
Fev	30.28	0.1056	-0.5908	-0.0263	-0.0049	0.0044
Mar	33.89	0.5486	-0.1996	0.028	0.0216	-0.0176
Avr	36.8	0.4046	-0.4005	0.0256	0.0024	-0.0641
Mai	36.93	0.0214	-1.1795	-0.1076	-0.0244	-0.0142
Juin	36.59	0.7021	-1.4819	-0.1195	-0.0009	-0.0603
Jui	11.02	0.3008	-1.2591	-0.0811	-0.0043	-0.0959
Aou	4.64	0.31	-0.635	-0.0655	0.0059	-0.0005
Sep	15.81	0.2119	-1.0292	-0.0868	-0.0177	-0.0723
Oct	22.66	0.3594	-1.3483	-0.1063	0.0051	-0.0577
Nov	25.57	0.1496	-1.4643	-0.1409	-0.0079	-0.0258
Dec	26.67	-0.1876	-1.4229	-0.1413	-0.0316	-0.0029

TABLE B.3 – Coefficients du fit quadratique à deux dimensions de l'équivalent d'eau liquide (SWE) contenue dans la neige se trouvant sur la banquise Arctique issue de l'étude de (WARREN et al., 1999). Le fit est défini sur une grille rectangulaire ayant comme origine le Pôle Nord, l'axe 0°E comme axe des x et l'axe 0°N comme axe des y. Les unités en x et y sont des degré d'arc. La SWE à la position (x,y) est donnée par $SWE=H_0+Ax+By+Cxy+Dx^2+Ey^2$.

	H_0	A	B	C	D	E
Jan	8.37	-0.027	-0.34	-0.0319	-0.0056	-0.0005
Fev	9.43	0.0058	-0.1309	0.0017	-0.0021	-0.0072
Mar	10.74	0.1618	0.0276	0.0213	0.0076	-0.0125
Avr	11.67	0.0841	-0.1328	0.0081	-0.0003	-0.0301
Mai	11.8	-0.0043	-0.4284	-0.038	-0.0071	-0.0063
Juin	12.48	0.2084	-0.5739	-0.0468	-0.0023	-0.0253
Jui	4.01	0.097	-0.493	-0.0333	-0.0026	-0.343
Aou	1.08	0.0712	-0.145	-0.0155	0.0014	0
Sep	3.84	0.0393	-0.2107	-0.0182	-0.0053	-0.019
Oct	6.24	0.1158	-0.2803	-0.0215	0.0015	-0.0176
Nov	7.54	0.0567	-0.3201	-0.0284	-0.0032	-0.0129
Dec	8	-0.054	-0.365	-0.0362	-0.0112	-0.0035

TABLE B.4 – Périodes de vol de l'altimètre laser ICESat

"Campagnes printemps"	"Campagnes automne"
20 Février 2003 - 29 Mars 2003	25 Septembre 2003 - 19 Novembre 2003
17 Février 2004 - 21 Mars 2004	3 Octobre 2004 - 8 Novembre 2004
17 Février 2005 - 24 Mars 2005	21 Octobre 2005 - 24 Novembre 2005
22 Février 2006 - 27 Mars 2006	25 Octobre 2006 - 27 Novembre 2006
12 Mars 2007 - 14 April 2007	4 Octobre 2008 - 19 Octobre 2008
17 Février 2008 - 21 Mars 2008	

Description des jeux de données d'épaisseur de glace annexes

Épaisseur de glace Icesat-JPL

Ce produit d'épaisseur de glace fait suite à l'étude de KWOK et al., 2009 et fait appel à l'altimètre laser ICESat (<https://rkwok.jpl.nasa.gov/icesat/>). ICESat a survolé la banquise entre 2003 et 2008 et a permis de mesurer pour la première fois l'épaisseur de banquise avec une grande précision.

Nous appellerons ce produit "Icesat-JPL" en rapport avec l'institut d'appartenance de Ron Kwok. Les données d'ICESat ne sont disponibles qu'à certaines périodes de l'année (généralement en Octobre-Novembre et en Février-Avril, cf. Annexe B.4). Ce faible échantillonnage temporel est dû à de nombreux problèmes techniques rencontrés par l'altimètre laser. Pour comparer les épaisseurs de glace d'ICESat avec nos estimations d'épaisseur de glace nous avons donc du construire un jeu de données "hivernal" à partir des données ICESat. Pour ce faire, nous avons moyenné pour chaque hiver les mesures d'épaisseur de banquise obtenues durant la campagne "automnale" (Octobre-Novembre) aux mesures obtenues durant la campagne "printanière" (Février/Mars) afin de créer une estimation hivernale similaire à la notre. Notons cependant que cette procédure est susceptible de créer certaines différences qu'il sera important de considérer lors de la comparaison.

Dans ce produit, l'épaisseur de glace est estimée à partir du franc-bord total (franc-bord + épaisseur de neige) fourni par ICESat. Ce dernier est mesuré en calculant la différence de hauteur entre les leads et les floes. Pour déterminer la présence de leads avec ICESat, l'auteur utilise la valeur de réflectance des surfaces similairement à la méthode employée en altimétrie radar.

Autre point important : pour convertir le franc-bord en épaisseur de glace, l'auteur utilise une épaisseur de neige qu'il calcule lui même en faisant précipiter de la neige sortie de la réanalyse NCEP (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>) sur de la banquise mise en mouvement à partir de mesures de dérives obtenues par satellite. Il est important de souligner que cette étude est la seule à ne pas faire appel à la climatologie de Warren pour paramétrer l'épaisseur de neige à la surface de la banquise.

Épaisseur de glace Icesat-NSIDC

Le produit d'épaisseur de glace "Icesat-NSIDC" (<https://nsidc.org/data/NSIDC-0393/versions/1>)

Annexe C. Description des jeux de données d'épaisseur de glace annexes

est lui aussi estimé à partir de l'altimètre ICESat (YI et ZWALLY, 2009). Contrairement au produit Icesat-JPL, les leads ne sont pas détectés par réflectance mais sont identifiés en prenant les observations correspondant aux 3% des hauteurs les plus faibles dans chaque segment de 25 km. Cette méthodologie est permise par la grande précision verticale de l'altimétrie laser et par l'absence du phénomène de rétrodiffusion off-Nadir.

L'autre différence notable avec le jeu de données Icesat-JPL est la paramétrisation de l'épaisseur de neige à la surface de la banquise : dans le produit Icesat-NSIDC l'épaisseur de neige dans la méthode Icesat-NSIDC est obtenue en combinant empiriquement les données de la climatologie de Warren avec les mesures de franc-bord d'ICESat.

Épaisseur de glace CryoSat-2-CPOM

Le jeu de donnée "CryoSat-2-CPOM" a été le premier jeu de donnée basé sur la mission CryoSat-2 qui ait été distribué librement (<http://www.cpom.ucl.ac.uk/csopr/seaice.html>). Il est basé sur l'étude de LAXON et al., 2013 que nous avons longuement détaillée dans le Chapitre III. La distribution du jeu de données CryoSat-2-CPOM s'est arrêtée en 2014, avec le passage de la Baseline B à la Baseline C du produit altimétrique de l'ESA, et n'a à l'heure actuelle pas encore repris.

Alors que l'épaisseur de glace pourrait être fournie mensuellement au vu de la couverture temporelle de CryoSat-2, les responsables de ce produit ont préféré fournir des estimations automnales et printanières à l'image de celle d'ICESat. Par conséquent, nous moyennons là encore les mesures automnales et printanières afin de créer une estimation hivernale moyenne de l'épaisseur de banquise Arctique comparable à la notre.

Dans le jeu de données CryoSat-2-CPOM, le range est estimé à partir de 2 retrackers différents (un pour les leads et un pour les floes). De plus le masque de type de glace (MY/FY) utilisé pour paramétrer l'épaisseur de neige et la densité de glace est celui fourni par OSI SAF (basé sur la relation empirique existant entre la rugosité de la glace et son âge).

Épaisseur de glace CryoSat-2-AWI

Le jeu de donnée "CryoSat-2-AWI" est basé sur l'étude de RICKER et al., 2014 et est distribué par l'Alfred Wegner Institut (AWI, <http://data.seaiceportal.de/gallery/>). L'épaisseur de glace du produit CryoSat-2-AWI est fournie mensuellement sur la période 2010-16. Tout comme pour nos estimations, il suffit de moyennner les épaisseurs de glace pour les mois de Novembre à Mars pour estimer l'épaisseur de glace hivernale.

Dans ce produit, que nous avons également longuement détaillé dans le Chapitre III, le range est estimé à partir d'un seul et unique retracker (TFMRA, seuil à 50%) que ce soit pour les leads ou pour les floes. Comme pour le produit CryoSat-2-CPOM, ce jeu de donnée fait appel à la classification OSI SAF pour paramétrer l'épaisseur de neige et la densité de glace de mer nécessaires à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace.

Bibliographie

- ALEXANDROV, V, S SANDVEN, J WAHLIN et OM JOHANNESSEN (2010). « The relation between sea ice thickness and freeboard in the Arctic ». In : *The Cryosphere* 4.3, p. 373–380.
- ANDERSEN O. B., G. Piccioni L. Stenseng et P. KNUDSEN (2015). « The DTU15 Mean Sea Surface and Mean Dynamic Topography- focusing on Arctic issues and development, » in : *oral presentation, in the 2015 OSTST Meeting , Reston, USA*.
- ANDERSON M., A. C. Bliss et M. TSCHUDI (2014). « MEaSUREs Arctic Sea Ice Characterization Daily 25km EASE-Grid 2.0, Version 1. Boulder, Colorado USA. NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center. » In : ISSN : 0196-2892. DOI : <http://dx.doi.org/10.5067/MEASURES/CRYOSPHERE/nsidc-0532.001>.
- ARMITAGE, Thomas WK et Andy L RIDOUT (2015). « Arctic sea ice freeboard from AltiKa and comparison with CryoSat-2 and Operation IceBridge ». In : *Geophysical Research Letters* 42.16, p. 6724–6731.
- BAMBER, JL (1994). « Ice sheet altimeter processing scheme ». In : *International Journal of Remote Sensing* 15.4, p. 925–938.
- BARRY, Roger G (1996). « The parameterization of surface albedo for sea ice and its snow cover ». In : *Progress in Physical Geography* 20.1, p. 63–79.
- BEAVEN, Scott G (1995). *Sea Ice Radar Backscatter Modeling, Measurements, and the Fusion of Active and Passive Microwave Data*. Rapp. tech. DTIC Document.
- BINTANJA, Richard et FM SELTEN (2014). « Future increases in Arctic precipitation linked to local evaporation and sea-ice retreat ». In : *Nature* 509.7501, p. 479–482.
- BOY, François, Jean-Damien DESJONQUÈRES, Nicolas PICOT, Thomas MOREAU et Matthias RAYNAL (2017). « CryoSat-2 SAR-Mode Over Oceans : Processing Methods, Global Assessment, and Benefits ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55.1, p. 148–158.
- BREIVIK, Lars-Anders, Steinar EASTWOOD et Thomas LAVERGNE (2012). « Use of C-band scatterometer for sea ice edge identification ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 50.7, p. 2669–2677.
- BROWN, G (1977). « The average impulse response of a rough surface and its applications ». In : *IEEE transactions on antennas and propagation* 25.1, p. 67–74.
- BRUCKER, Ludovic et Thorsten MARKUS (2013). « Arctic-scale assessment of satellite passive microwave-derived snow depth on sea ice using Operation IceBridge airborne data ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 118.6, p. 2892–2905.
- CABANES, Cecile, Anny CAZENAVE et Christian LE PROVOST (2001). « Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations ». In : *Science* 294.5543, p. 840–842.
- CARRERE, Loren, Florent LYARD, Mathilde CANCEZ et Amandine GUILLOT (2015). « FES 2014, a new tidal model on the global ocean with enhanced accuracy in shallow seas and in the Arctic region ». In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*. T. 17, p. 5481.

- CARTWRIGHT, DE et Anne C EDDEN (1973). « Corrected tables of tidal harmonics ». In : *Geophysical Journal International* 33.3, p. 253–264.
- CAVALIERI, Donald J, Claire L PARKINSON, Per GLOERSEN, Josefino C COMISO et H Jay ZWALLY (1999). « Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 104.C7, p. 15803–15814.
- CAZENAVE, Anny et William LLOVEL (2010). « Contemporary sea level rise ». In : *Annual review of marine science* 2, p. 145–173.
- CHELTON, Dudley B, Edward J WALSH et John L MACARTHUR (1989). « Pulse compression and sea level tracking in satellite altimetry ». In : *Journal of atmospheric and oceanic technology* 6.3, p. 407–438.
- CHEVALLIER, Matthieu, David Salas y MÉLIA, Aurore VOLDOIRE, Michel DÉQUÉ et Gilles GARRIC (2013). « Seasonal forecasts of the pan-Arctic sea ice extent using a GCM-based seasonal prediction system ». In : *Journal of Climate* 26.16, p. 6092–6104.
- CHUTER, SJ et JL BAMBER (2015). « Antarctic ice shelf thickness from CryoSat-2 radar altimetry ». In : *Geophysical Research Letters* 42.24.
- COMISO, JC (1986). « Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 91.C1, p. 975–994.
- COMISO, Josefino C (2006). « Arctic warming signals from satellite observations ». In : *Weather* 61.3, p. 70–76.
- (2012a). « Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover ». In :
- COMISO, Josefino C. (2012b). « Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover ». In : *Journal of Climate* 25.4, p. 1176–1193. DOI : 10.1175/JCLI-D-11-00113.1. URL : <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00113.1>.
- CONNOR, Laurence N, Seymour W LAXON, Andrew L RIDOUT, William B KRABILL et David C MCADOO (2009). « Comparison of Envisat radar and airborne laser altimeter measurements over Arctic sea ice ». In : *Remote Sensing of Environment* 113.3, p. 563–570.
- CUDLIP, W et M MILNES (1994). « Overview of altimeter data processing at the UK Earth Observation Data Centre ». In : *International Journal of Remote Sensing* 15.4, p. 871–887.
- DESER, Clara et Haiyan TENG (2008). « Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007 ». In : *Geophysical Research Letters* 35.2.
- DRUCKER, Robert, Seelye MARTIN et Richard MORITZ (2003). « Observations of ice thickness and frazil ice in the St. Lawrence Island polynya from satellite imagery, upward looking sonar, and salinity/temperature moorings ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 108.C5.
- EGIDO, Alejandro et Walter HF SMITH (2017). « Fully Focused SAR Altimetry : Theory and Applications ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 55.1, p. 392–406.
- EICKEN, H, HR KROUSE, D KADKO et DK PEROVICH (2002). « Tracer studies of pathways and rates of meltwater transport through Arctic summer sea ice ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 107.C10.

Bibliographie

- EICKEN, Hajo, Manfred A LANGE et Peter WADHAMS (1994). « Characteristics and distribution patterns of snow and meteoric ice in the Weddell Sea and their contribution to the mass balance of sea ice ». In : *Annales Geophysicae*. T. 12. 1. Springer, p. 80–93.
- ELACHI, Charles (1988). « Spaceborne radar remote sensing : applications and techniques ». In : *New York, IEEE Press, 1988, 285 p.*
- GARRITY, Caren (1992). « Characterization of snow on floating ice and case studies of brightness temperature changes during the onset of melt ». In : *Microwave remote sensing of sea ice*, p. 313–328.
- GILES, Katharine A, Seymour W LAXON et Andy L RIDOUT (2008). « Circumpolar thinning of Arctic sea ice following the 2007 record ice extent minimum ». In : *Geophysical Research Letters* 35.22.
- GILES, Katharine A, Seymour W LAXON, Andy L RIDOUT, Duncan J WINGHAM et Sheldon BACON (2012). « Western Arctic Ocean freshwater storage increased by wind-driven spin-up of the Beaufort Gyre ». In : *Nature Geoscience* 5.3, p. 194–197.
- GREGORY, JM, PA STOTT, DJ CRESSWELL, NA RAYNER, C GORDON et DMH SEXTON (2002). « Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM ». In : *Geophysical Research Letters* 29.24.
- GUERREIRO, Kévin, Sara FLEURY, Elena ZAKHAROVA, Frédérique RÉMY et Alexei KOURAEV (2016). « Potential for estimation of snow depth on Arctic sea ice from CryoSat-2 and SARAL/AltiKa missions ». In : *Remote Sensing of Environment* 186, p. 339–349.
- HALVORSEN, MH, LH SMEDSRUD, R ZHANG et K KLOSTER (2015). « Fram Strait spring ice export and September Arctic sea ice ». In : *Cryosphere Discuss* 9.4, p. 4205–4235.
- HANSEN, James, Reto RUEDY, Mki SATO et Ken LO (2010). « Global surface temperature change ». In : *Reviews of Geophysics* 48.4.
- HAYNE, G (1980). « Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering ». In : *IEEE Transactions on Antennas and Propagation* 28.5, p. 687–692.
- HELM, Veit, Angelika HUMBERT et Heinrich MILLER (2014). « Elevation and elevation change of Greenland and Antarctica derived from CryoSat-2 ». In : *The Cryosphere* 8.4, p. 1539–1559.
- HOLLOWAY, Greg et Tessa SOU (2002). « Has Arctic Sea Ice Rapidly Thinned ? » In : *Journal of Climate* 15.13, p. 1691–1701. DOI : [10.1175/1520-0442\(2002\)015<1691:HASIRT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1691:HASIRT>2.0.CO;2).
- HOLT, Benjamin, Michael P JOHNSON, Dragana PERKOVIC-MARTIN et Ben PANZER (2015). « Snow depth on Arctic sea ice derived from radar : In situ comparisons and time series analysis ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 120.6, p. 4260–4287.
- KALESCHKE, L, N MAASS, Christian HAAS, Stefan HENDRICKS, G HEYGSTER et RT TONBOE (2010). « A sea-ice thickness retrieval model for 1.4 GHz radiometry and application to airborne measurements over low salinity sea-ice ». In : *The Cryosphere* 4.4, p. 583–592.
- KALESCHKE, L, X TIAN-KUNZE, Nina MAASS, M MÄKYNEN et M DRUSCH (2012). « Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze-up period ». In : *Geophysical Research Letters* 39.5.
- KALESCHKE, Lars, Xiangshan TIAN-KUNZE, Nina MAASS, Robert RICKER, Stefan HENDRICKS et Matthias DRUSCH (2015). « Improved retrieval of sea ice thickness from smos

- and cryosat-2 ». In : *2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. IEEE, p. 5232–5235.
- KALESCHKE, Lars, Xiangshan TIAN-KUNZE, Nina MAASS, Alexander BEITSCH, Andreas WERNECKE, Maciej MIERNECKI, Gerd MÜLLER, Björn H FOCK, Andrea MU GIERISCH, K Heinke SCHLÜNZEN et al. (2016). « SMOS sea ice product : Operational application and validation in the Barents Sea marginal ice zone ». In : *Remote Sensing of Environment* 180, p. 264–273.
- KAY, Jennifer E, Tristan L’ECUYER, Andrew GETTELMAN, Graeme STEPHENS et Chris O’DELL (2008). « The contribution of cloud and radiation anomalies to the 2007 Arctic sea ice extent minimum ». In : *Geophysical Research Letters* 35.8.
- KAY, Jennifer E, Marika M HOLLAND et Alexandra JAHN (2011). « Inter-annual to multi-decadal Arctic sea ice extent trends in a warming world ». In : *Geophysical Research Letters* 38.15.
- KERN, Stefan, K KHVOROSTOVSKY, H SKOURUP, E RINNE, ZS PARSAKHOV, V DJEPA, P WADHAMS et S SANDVEN (2015). « The impact of snow depth, snow density and ice density on sea ice thickness retrieval from satellite radar altimetry : results from the ESA-CCI Sea Ice ECV Project Round Robin Exercise ». In : *The Cryosphere* 9.1, p. 37–52.
- KOENIG, Lora, Seelye MARTIN, Michael STUDINGER et John SONNTAG (2010). « Polar airborne observations fill gap in satellite data ». In : *Eos, Transactions American Geophysical Union* 91.38, p. 333–334.
- KOWALIK, Zygmunt et A Yu PROSHUTINSKY (1994). « The Arctic ocean tides ». In : *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment*, p. 137–158.
- KURTZ, Nathan T et Sinead L FARRELL (2011). « Large-scale surveys of snow depth on Arctic sea ice from Operation IceBridge ». In : *Geophysical Research Letters* 38.20.
- KURTZ, Nathan T, N GALIN et M STUDINGER (2014). « An improved CryoSat-2 sea ice freeboard retrieval algorithm through the use of waveform fitting ». In :
- KURTZ, NT, SL FARRELL, M STUDINGER, N GALIN, JP HARBECK, R LINDSAY, VD ONANA, B PANZER et JG SONNTAG (2013). « Sea ice thickness, freeboard, and snow depth products from Operation IceBridge airborne data ». In :
- KWOK, R (2004). « Annual cycles of multiyear sea ice coverage of the Arctic Ocean : 1999–2003 ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 109.C11.
- (2014). « Simulated effects of a snow layer on retrieval of CryoSat-2 sea ice freeboard ». In : *Geophysical Research Letters* 41.14, p. 5014–5020.
- KWOK, R et GF CUNNINGHAM (2015). « Variability of Arctic sea ice thickness and volume from CryoSat-2 ». In : *Phil. Trans. R. Soc. A* 373.2045, p. 20140157.
- KWOK, R et C HAAS (2015). « Effects of radar side-lobes on snow depth retrievals from Operation IceBridge ». In : *Journal of Glaciology* 61.227, p. 576–584.
- KWOK, R et DA ROTHROCK (2009). « Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records : 1958–2008 ». In : *Geophysical Research Letters* 36.15.
- KWOK, R, GF CUNNINGHAM, HJ ZWALLY et D YI (2006). « ICESat over Arctic sea ice : Interpretation of altimetric and reflectivity profiles ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 111.C6.

Bibliographie

- KWOK, R, GF CUNNINGHAM, M WENSNAHAN, I RIGOR, HJ ZWALLY et D YI (2009). « Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover : 2003–2008 ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 114.C7.
- LAXON, S (1994). « Sea ice altimeter processing scheme at the EODC ». In : *International Journal of Remote Sensing* 15.4, p. 915–924.
- LAXON, Seymour, Neil PEACOCK et Doug SMITH (2003). « High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region ». In : *Nature* 425.6961, p. 947–950.
- LAXON, Seymour W, Katharine A GILES, Andy L RIDOUT, Duncan J WINGHAM, Rosemary WILLATT, Robert CULLEN, Ron KWOK, Axel SCHWEIGER, Jinlun ZHANG, Christian HAAS et al. (2013). « CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume ». In : *Geophysical Research Letters* 40.4, p. 732–737.
- LEGRESY, Benoit, Fabrice PAPA, Frederique REMY, Gaetan VINAY, Mathias van den BOSCH et Ouan-Zan ZANIFE (2005). « ENVISAT radar altimeter measurements over continental surfaces and ice caps using the ICE-2 retracking algorithm ». In : *Remote Sensing of Environment* 95.2, p. 150–163.
- MAASS, Nina, L KALESCHKE, X TIAN-KUNZE et M DRUSCH (2013). « Snow thickness retrieval over thick Arctic sea ice using SMOS satellite data ». In : *The Cryosphere* 7.6, p. 1971–1989.
- MAHESHWARI, Megha, C MAHESH, Kamaljit Singh RAJKUMAR, J PALLIPAD, D Ram RAJAK, Sandip R OZA, Raj KUMAR et Rashmi SHARMA (2015). « Estimation of Sea Ice Freeboard from SARAL/AltiKa Data ». In : *Marine Geodesy* 38.sup1, p. 487–496.
- MANN, HB (1945). *Non-Parametric Tests against Trend. Econometrica*, 13, 245-259.
- MARKUS, Thorsten et Donald J CAVALIERI (1998). *Snow depth distribution over sea ice in the Southern Ocean from satellite passive microwave data*. Wiley Online Library.
- (2000). « An enhancement of the NASA Team sea ice algorithm ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38.3, p. 1387–1398.
- MARKUS, Thorsten, Donald J CAVALIERI, Albin J GASIEWSKI, Marian KLEIN, James A MASLANIK, Dylan C POWELL, B Boba STANKOV, Julianne C STROEVE et Matthew STURM (2006). « Microwave signatures of snow on sea ice : Observations ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and remote Sensing* 44.11, p. 3081–3090.
- MARKUS, Thorsten, Julianne C STROEVE et Jeffrey MILLER (2009). « Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 114.C12.
- MARQUARDT, Donald W (1963). « An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters ». In : *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics* 11.2, p. 431–441.
- MARTIN, Seelye, Robert DRUCKER, Ronald KWOK et Benjamin HOLT (2004). « Estimation of the thin ice thickness and heat flux for the Chukchi Sea Alaskan coast polynya from Special Sensor Microwave/Imager data, 1990–2001 ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 109.C10.
- (2005). « Improvements in the estimates of ice thickness and production in the Chukchi Sea polynyas derived from AMSR-E ». In : *Geophysical Research Letters* 32.5.

- MASLANIK, James, Julienne STROEVE, Charles FOWLER et William EMERY (2011). « Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011 ». In : *Geophysical Research Letters* 38.13.
- MATSUOKA, Takeshi, Shuji FUJITA et Shinji MAE (1996). « Effect of temperature on dielectric properties of ice in the range 5–39 GHz ». In : *Journal of Applied Physics* 80.10, p. 5884–5890.
- MÄTZLER, Christian (1998). « Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium ». In : *Journal of Applied Physics* 83.11, p. 6111–6117.
- MAYKUT, Gary A (1978). « Energy exchange over young sea ice in the central Arctic ». In : *Journal of Geophysical Research* 83.C7, p. 3646–3658.
- MAYKUT, Gary A et Norbert UNTERSTEINER (1971). « Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice ». In : *Journal of Geophysical Research* 76.6, p. 1550–1575.
- MELLING, Humfrey, Paul H JOHNSTON et David A RIEDEL (1995). « Measurements of the underside topography of sea ice by moored subsea sonar ». In : *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 12.3, p. 589–602.
- MILLER, Gifford H, Scott J LEHMAN, Kurt A REFSNIDER, John R SOUTHON et Yafang ZHONG (2013). « Unprecedented recent summer warmth in Arctic Canada ». In : *Geophysical Research Letters* 40.21, p. 5745–5751.
- NANDAN, Vishnu, Torsten GELDSETZER, Tanvir ISLAM, John J YACKEL, Jagvijay PS GILL, Mark C FULLER, Grant GUNN et Claude DUGUAY (2016). « Ku-, X- and C-band measured and modeled microwave backscatter from a highly saline snow cover on first-year sea ice ». In : *Remote Sensing of Environment* 187, p. 62–75.
- NANSEN, Fridtjof (1897). *Vers le pôle*. E. Flammarion.
- NEWMAN, Thomas, Sinead L FARRELL, Jacqueline RICHTER-MENGE, Laurence N CONNOR, Nathan T KURTZ, Bruce C ELDER et David MCADOO (2014). « Assessment of radar-derived snow depth over Arctic sea ice ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 119.12, p. 8578–8602.
- PEACOCK, Neil R et Seymour W LAXON (2004). « Sea surface height determination in the Arctic Ocean from ERS altimetry ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 109.C7.
- PEROVICH, DK, TC GRENFELL, B LIGHT et PV HOBBS (2002). « Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 107.C10.
- PEROVICH, Donald K et Christopher POLASHENSKI (2012). « Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice ». In : *Geophysical Research Letters* 39.8.
- PEROVICH, Donald K, Thomas C GRENFELL, Jacqueline A RICHTER-MENGE, Bonnie LIGHT, Walter B TUCKER et Hajo EICKEN (2003). « Thin and thinner : Sea ice mass balance measurements during SHEBA ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 108.C3.
- PEROVICH, Donald K, Bonnie LIGHT, Hajo EICKEN, Kathleen F JONES, Kay RUNCIMAN et Son V NGHIEM (2007). « Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005 : Attribution and role in the ice-albedo feedback ». In : *Geophysical Research Letters* 34.19.
- PEROVICH, Donald K, Sebastian GERLAND, Stefan HENDRICKS, Walt MEIER, Marcel NICOLAUS et Mark TSCHUDI (2014). *Sea ice*.

Bibliographie

- PERSSON, P Ola G (2012). « Onset and end of the summer melt season over sea ice : thermal structure and surface energy perspective from SHEBA ». In : *Climate dynamics* 39.6, p. 1349–1371.
- PRINGLE, DJ, HJ TRODAHL et TG HASKELL (2006). « Direct measurement of sea ice thermal conductivity : No surface reduction ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 111.C5.
- RAMPAL, P, J WEISS, David MARSAN, R LINDSAY et H STERN (2008). « Scaling properties of sea ice deformation from buoy dispersion analysis ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 113.C3.
- RAMPAL, P, Jérôme WEISS et D MARSAN (2009). « Positive trend in the mean speed and deformation rate of Arctic sea ice, 1979–2007 ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 114.C5.
- RANEY, R. K. (1995). « A delay/Doppler radar altimeter for ice sheet monitoring ». In : *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1995. IGARSS '95. 'Quantitative Remote Sensing for Science and Applications', International*. T. 2, 862–864 vol.2. DOI : 10.1109/IGARSS.1995.521080.
- RANEY, R Keith (1998). « The delay/Doppler radar altimeter ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 36.5, p. 1578–1588.
- RANEY, R. Keith (2008). « Advances in OCEANIC Radar Altimetry : CryoSat and Beyond ». In : *ESA SAR altimetry training course*, p. 22.
- RÉMY, F, B LEGRESY et P VINCENT (1999). « New scientific opportunities from Ka-band altimetry ». In : *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 1999. IGARSS'99 Proceedings. IEEE 1999 International*. T. 1. IEEE, p. 506–508.
- RÉMY, Frédérique, Thomas FLAMENT, Aurélie MICHEL et Denis BLUMSTEIN (2015). « Envisat and SARAL/AltiKa observations of the Antarctic ice sheet : A comparison between the Ku-band and Ka-band ». In : *Marine Geodesy* 38.sup1, p. 510–521.
- RICHTER-MENGE, Jacqueline A, Donald K PEROVICH, Bruce C ELDER, Keran CLAFFEY, Ignatius RIGOR et Mark ORTMEYER (2006). « Ice mass-balance buoys : a tool for measuring and attributing changes in the thickness of the Arctic sea-ice cover ». In : *Annals of Glaciology* 44.1, p. 205–210.
- RICKER, Robert, Stefan HENDRICKS, Veit HELM, Henriette SKOURUP et Malcom DAVIDSON (2014). « Sensitivity of CryoSat-2 Arctic sea-ice freeboard and thickness on radar-waveform interpretation ». In : *The Cryosphere* 8.4, p. 1607–1622.
- RICKER, Robert, Stefan HENDRICKS, Donald K PEROVICH, Veit HELM et Rüdiger GERDES (2015). « Impact of snow accumulation on CryoSat-2 range retrievals over Arctic sea ice : An observational approach with buoy data ». In : *Geophysical Research Letters* 42.11, p. 4447–4455.
- RICKER, Robert, Stefan HENDRICKS, Lars KALESCHKE, Xiangshan TIAN-KUNZE, Jennifer KING et Christian HAAS (2017a). « A Weekly Arctic Sea-Ice Thickness Data Record from merged CryoSat-2 and SMOS Satellite Data ». In : *The Cryosphere Discussions*, p. 1–27.
- RICKER, Robert, Stefan HENDRICKS, Fanny GIRARD-ARDHUIN, Lars KALESCHKE, Camille LIQUE, Xiangshan TIAN-KUNZE, Marcel NICOLAUS et Thomas KRUMPEN (2017b). « Satellite-observed drop of Arctic sea ice growth in winter 2015–2016 ». In : *Geophysical Research Letters* 44.7, p. 3236–3245.

- RIDOUT A., N. Ivanova et R. T. TONBOE. (2012). « Sea Ice Climate Change Initiative : Phase 1 . European Space Agency ». In : *SICCI-ATBDv0-07-12*, Version 1.1.
- RIGOR, Ignatius G et John M WALLACE (2004). « Variations in the age of Arctic sea-ice and summer sea-ice extent ». In : *Geophysical Research Letters* 31.9.
- RIGOR, Ignatius G, John M WALLACE et Roger L COLONY (2002). « Response of sea ice to the Arctic Oscillation ». In : *Journal of Climate* 15.18, p. 2648–2663.
- ROMANOV, Tunik (1995). *Atlas of ice and snow of the Arctic Basin and Siberian Shelf seas*. Backbone Pub.
- ROTHROCK, Drew A, Yanling YU et Gary A MAYKUT (1999). « Thinning of the Arctic sea-ice cover ». In : *Geophysical Research Letters* 26.23, p. 3469–3472.
- SCHWEGMANN, S, E RINNE, R RICKER, S HENDRICKS et V HELM (2015). « About the consistency between Envisat and CryoSat-2 radar freeboard retrieval over Antarctic sea ice ». In : *The Cryosphere Discuss.*, 9, 4893-4923, doi : 10.5194/tcd-9-4893.
- SMEDSRUD, LH, A SIREVAAG, K KLOSTER, A SORTEBERG et S SANDVEN (2011). « Recent wind driven high sea ice area export in the Fram Strait contributes to Arctic sea ice decline ». In : *The Cryosphere* 5.4, p. 821–829.
- SPREEN, Gunnar, Ron KWOK et Dimitris MENEMENLIS (2011). « Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing : 1992–2009 ». In : *Geophysical Research Letters* 38.19.
- STOCKER, Thomas (2014). *Climate change 2013 : the physical science basis : Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- STROEVE, Julianne, Marika M HOLLAND, Walt MEIER, Ted SCAMBOS et Mark SERREZE (2007). « Arctic sea ice decline : Faster than forecast ». In : *Geophysical research letters* 34.9.
- STROEVE, Julianne, M SERREZE, S DROBOT, S GEARHEARD, M HOLLAND, J MASLANIK, W MEIER et T SCAMBOS (2008). « Arctic sea ice extent plummets in 2007 ». In : *Eos* 89.2, p. 13.
- STURM, Matthew et Carl S BENSON (1997). « Vapor transport, grain growth and depth-hoar development in the subarctic snow ». In : *Journal of Glaciology* 43.143, p. 42–59.
- STURM, Matthew, Jon HOLMGREN et Don K PEROVICH (2002). « Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) : Temporal evolution and spatial variability ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 107.C10.
- STURM, Matthew, James A MASLANIK, D PEROVICH, Julianne C STROEVE, Jackie RICHTER-MENGE, Thorsten MARKUS, Jon HOLMGREN, John F HEINRICHS et Ken TAPE (2006). « Snow depth and ice thickness measurements from the Beaufort and Chukchi Seas collected during the AMSR-Ice03 campaign ». In : *IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing* 44.11, p. 3009–3020.
- TILLING, Rachel L, Andy RIDOUT, Andrew SHEPHERD et Duncan J WINGHAM (2015). « Increased Arctic sea ice volume after anomalously low melting in 2013 ». In : *Nature Geoscience* 8.8, p. 643–646.
- TIMCO, GW et RMW FREDERKING (1996). « A review of sea ice density ». In : *Cold Regions Science and Technology* 24.1, p. 1–6.

Bibliographie

- TIURI, M, A SIHVOLA, E NYFORS et M HALLIKAIKEN (1984). « The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies ». In : *IEEE Journal of Oceanic Engineering* 9.5, p. 377–382.
- TOURNADRE, Jean, Juliette LAMBIN-ARTRU et Nathalie STEUNOU (2009). « Cloud and rain effects on AltiKa/SARAL Ka-band radar altimeter—Part I : Modeling and mean annual data availability ». In : *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 47.6, p. 1806–1817.
- TOURNADRE, Jean, Fanny GIRARD-ARDHUIN et Benoit LEGRÉSY (2012). « Antarctic icebergs distributions, 2002–2010 ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 117.C5.
- TSCHUDI, Mark, Charles FOWLER, James MASLANIK et Julienne STROEVE (2010). « Tracking the movement and changing surface characteristics of Arctic sea ice ». In : *IEEE Journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing* 3.4, p. 536–540.
- ULABY, FT, RK MOORE et AK FUNG (1982). « Microwave remote sensing : Active and passive. Volume 2-Radar remote sensing and surface scattering and emission theory ». In :
- (1986). « Microwave remote sensing : Active and passive. Volume 3-From theory to application ». In :
- VANT, MR, RB GRAY, RO RAMSEIER et V MAKIOS (1974). « Dielectric properties of fresh and sea ice at 10 and 35 GHz ». In : *Journal of Applied Physics* 45.11, p. 4712–4717.
- VERRON, Jacques, Pierre SENGENES, Juliette LAMBIN, Jocelyne NOUBEL, Nathalie STEUNOU, Amandine GUILLOT, Nicolas PICOT, Sophie COUTIN-FAYE, Rashmi SHARMA, RM GAIROLA et al. (2015). « The SARAL/AltiKa altimetry satellite mission ». In : *Marine Geodesy* 38.sup1, p. 2–21.
- VINNIKOV, Konstantin Y, Alan ROBOCK, Ronald J STOUFFER, John E WALSH, Claire L PARKINSON, Donald J CAVALIERI, John FB MITCHELL, Donald GARRETT et Victor F ZAKHAROV (1999). « Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent ». In : *Science* 286.5446, p. 1934–1937.
- VIVIER, Frédéric, Jennifer K HUTCHINGS, Yusuke KAWAGUCHI, Takashi KIKUCHI, James H MORISON, Antonio LOURENÇO et Tomohide NOGUCHI (2016). « Sea ice melt onset associated with lead opening during the spring/summer transition near the North Pole ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 121.4, p. 2499–2522.
- KWOK, R et GF CUNNINGHAM (2016). « Contributions of growth and deformation to monthly variability in sea ice thickness north of the coasts of Greenland and the Canadian Arctic Archipelago ». In : *Geophysical Research Letters* 43.15, p. 8097–8105.
- WADHAMS, Peter et Norman R DAVIS (2000). « Further evidence of ice thinning in the Arctic Ocean ». In : *Geophysical Research Letters* 27.24, p. 3973–3975.
- WADHAMS, Peter, WB TUCKER III, William B KRABILL, Robert N SWIFT, Josefino C COMISO et NR DAVIS (1992). « Relationship between sea ice freeboard and draft in the Arctic Basin, and implications for ice thickness monitoring ». In : *J. Geophys. Res* 97.20, p. 325–20.
- WAHR, John M (1985). « Deformation induced by polar motion ». In : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 90.B11, p. 9363–9368.

- WANG, Jia, Jinlun ZHANG, Eiji WATANABE, Moto IKEDA, Kohei MIZOBATA, John E WALSH, Xuezhai BAI et Bingyi WU (2009). « Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent ? » In : *Geophysical Research Letters* 36.5.
- WARREN, Stephen G, Ignatius G RIGOR, Norbert UNTERSTEINER, Vladimir F RADIONOV, Nikolay N BRYAZGIN, Yevgeniy I ALEKSANDROV et Roger COLONY (1999). « Snow depth on Arctic sea ice ». In : *Journal of Climate* 12.6, p. 1814–1829.
- WEBSTER, Melinda A, Ignatius G RIGOR, Son V NGHIEM, Nathan T KURTZ, Sinead L FARRELL, Donald K PEROVICH et Matthew STURM (2014). « Interdecadal changes in snow depth on Arctic sea ice ». In : *Journal of Geophysical Research : Oceans* 119.8, p. 5395–5406.
- WEISS, Jérôme, Erland M SCHULSON et Harry L STERN (2007). « Sea ice rheology from in-situ, satellite and laboratory observations : Fracture and friction ». In : *Earth and Planetary Science Letters* 255.1, p. 1–8.
- WILLATT, Rosemary, Seymour LAXON, Katharine GILES, Robert CULLEN, Christian HAAS et Veit HELM (2011). « Ku-band radar penetration into snow cover on Arctic sea ice using airborne data ». In : *Annals of Glaciology* 52.57, p. 197–205.
- WILLMES, Sascha et Günther HEINEMANN (2015). « Pan-Arctic lead detection from MODIS thermal infrared imagery ». In : *Annals of Glaciology* 56.69, p. 29–37.
- WINGHAM, DJ, CG RAPLEY et H GRIFFITHS (1986). « New techniques in satellite altimeter tracking systems ». In : *ESA Proceedings of the 1986 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'86) on Remote Sensing : Today's Solutions for Tomorrow's Information Needs*, t. 3.
- WINGHAM, DJ, CR FRANCIS, S BAKER, C BOUZINAC, D BROCKLEY, R CULLEN, P de CHATEAU-THIERRY, SW LAXON, U MALLOW, C MAVROCORDATOS et al. (2006). « Cryo-Sat : A mission to determine the fluctuations in Earth's land and marine ice fields ». In : *Advances in Space Research* 37.4, p. 841–871.
- WU, Bingyi, Jia WANG et John E WALSH (2006). « Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion ». In : *Journal of Climate* 19.2, p. 210–225.
- WUNSCH, Carl et Detlef STAMMER (1997). « Atmospheric loading and the oceanic “inverted barometer” effect ». In : *Reviews of Geophysics* 35.1, p. 79–107.
- YI, D. et H. J. ZWALLY (2009). « Arctic Sea Ice Freeboard and Thickness, Version 1 ». In : *NSIDC : National Snow and Ice Data Center*.
- ZAKHAROVA, Elena A, Sara FLEURY, Kévin GUERREIRO, Sascha WILLMES, Frédérique RÉMY, Alexei V KOURAEV et Günther HEINEMANN (2015). « Sea ice leads detection using SARAL/AltiKa altimeter ». In : *Marine Geodesy* 38.sup1, p. 522–533.
- ZHANG, Jinlun et DA ROTHROCK (2003). « Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates ». In : *Monthly Weather Review* 131.5, p. 845–861.
- ZHANG, Jinlun, Carin ASHJIAN, Robert CAMPBELL, Yvette H SPITZ, Michael STEELE et Victoria HILL (2015). « The influence of sea ice and snow cover and nutrient availability on the formation of massive under-ice phytoplankton blooms in the Chukchi Sea ». In : *Deep Sea Research Part II : Topical Studies in Oceanography* 118, p. 122–135.

Bibliographie

- ZHANG, Xiangdong et John E WALSH (2006). « Toward a seasonally ice-covered Arctic Ocean : Scenarios from the IPCC AR4 model simulations ». In : *Journal of Climate* 19.9, p. 1730–1747.
- ZYGMUNTOWSKA, Marta, Kirill KHVOROSTOVSKY, Veith HELM et Stein SANDVEN (2013). « Waveform classification of airborne synthetic aperture radar altimeter over Arctic sea ice ». In : *Arctic sea ice altimetry-advances and current uncertainties*.
- ZYGMUNTOWSKA, Marta, Pierre RAMPAL, Natalia IVANOVA et Lars Henrik SMEDSRUD (2014). « Uncertainties in Arctic sea ice thickness and volume : new estimates and implications for trends ». In : *The Cryosphere* 8.2, p. 705.

Résumé

Les observations spatiales d'extension de glace de mer montrent que la banquise arctique a fortement réduit au cours des 40 dernières années, avec une nette tendance à l'accélération depuis la fin des années 1990. Bien que les processus expliquant cette fonte accélérée soient en partie compris, les modèles de banquise ne reproduisent pas clairement les variations d'extension observées. Cette mauvaise représentation des modèles est généralement attribuée à une méconnaissance des rétroactions climatiques. Parmi ces rétroactions, nous souhaitons nous intéresser à l'une d'entre elles en particulier : l'amincissement de la glace de mer. Cet amincissement est généralement associé à une fonte plus précoce et à une accélération de l'export de glace. L'amélioration de la représentation de l'épaisseur de banquise est donc nécessaire pour mieux comprendre les variations d'extension de banquise observées au cours des dernières décennies.

Contrairement aux données d'extension de banquise, il n'existe pas à l'heure actuelle de données d'épaisseur de glace à l'échelle du Bassin Arctique couvrant une longue période (> 20 ans). En revanche, de multiples études ont montré qu'il était possible d'estimer l'épaisseur de glace à l'échelle du Bassin Arctique à partir de l'altimétrie spatiale. Pour mesurer l'épaisseur de glace par altimétrie, on emploie généralement la technique du "franc-bord". Cette méthode consiste à estimer par altimétrie spatiale l'épaisseur de glace émergée (le franc-bord) et à convertir cette mesure en épaisseur totale en résolvant l'équation d'hydrostatique qui existe entre la glace recouverte de neige et l'océan. La méthode du franc-bord a été appliquée à diverses missions altimétriques (ERS-2, Envisat et CryoSat-2) depuis 1995 et devrait ainsi pouvoir fournir une série temporelle d'épaisseur de glace de plus de 20 ans. Cela dit, il n'existe à ce jour aucune série temporelle d'épaisseur de glace couvrant plus de 6 années. Cette absence d'une longue série temporelle est principalement due à un manque de continuité de la mesure du franc-bord liée à l'évolution des techniques radar (altimétrie conventionnelle/altimétrie SAR) ainsi qu'aux incertitudes liées à la conversion du franc-bord en épaisseur de glace. Dans ce contexte, cette thèse a pour objectifs d'analyser les biais inter-missions de franc-bord et d'améliorer la conversion du franc-bord en épaisseur de glace en exploitant au mieux la mesure altimétrique. Pour remplir ces objectifs, un travail de fond est réalisé sur l'interaction de la mesure radar avec l'environnement de la banquise (neige, rugosité, etc).

Les résultats de l'analyse de la mesure radar sur la banquise permettent d'établir la plus longue série temporelle d'épaisseur de glace de mer disponible à ce jour (2002-2016). L'analyse de cette série temporelle montre que la banquise s'est amincie en moyenne de $0.013(\pm 0.09)$ m.an⁻¹ au cours de la période 2002-2016. Cet amincissement est principalement attribué à la réduction de surface de glace pérenne ayant eu lieu au cours de la même période. La forte incertitude associée à cette tendance est quant à elle attribuée à l'importante variabilité inter-annuelle de l'épaisseur de banquise arctique.

Mots clés : Arctique, banquise, neige, franc-bord, épaisseur de glace, altimétrie radar, Low Resolution Mode, Synthetic Aperture Radar.