



HAL
open science

Etude de l'impact des icebergs Antarctiques sur l'Océan Austral

Nicolas Bouhier

► **To cite this version:**

Nicolas Bouhier. Etude de l'impact des icebergs Antarctiques sur l'Océan Austral. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2017. Français. NNT : 2017BRES0143 . tel-01799200

HAL Id: tel-01799200

<https://theses.hal.science/tel-01799200v1>

Submitted on 24 May 2018

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.



université de bretagne
occidentale

UNIVERSITE
BRETAGNE
LOIRE

THÈSE / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

sous le sceau de l'Université Bretagne Loire

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Mention : Océanographie physique

École Doctorale des Sciences de la Mer et du Littoral

présentée par

Nicolas Bouhier

Préparée au Laboratoire d'Océanographie

Physique et Spatiale (LOPS), Ifremer

Etude de l'impact des icebergs Antarctiques sur l'Océan Austral

Thèse soutenue le 14/12/2017

devant le jury composé de :

Christine PROVOST

*Directrice de Recherche CNRS, Université Pierre et Marie Curie,
Paris / Rapporteur*

Michel FILY

*Professeur des Universités, Université Joseph Fourier, Grenoble /
Rapporteur*

Marie-Noëlle HOUSSAIS

*Directrice de Recherche CNRS, Université Pierre et Marie Curie,
Paris / Examinatrice*

Camille LIQUE

Chercheuse, IFREMER Centre de Bretagne, Plouzané / Examinatrice

Xavier CARTON

*Professeur des Universités, Université de Bretagne Occidentale,
Plouzané / Examineur*

Frédérique REMY

*Directrice de Recherche CNRS, Centre National d'Etude Spatiale,
Toulouse / Co-Directrice de Thèse*

Jean TOURNADRE

*Chercheur, IFREMER Centre de Bretagne, Plouzané /
Directeur de Thèse*

Résumé

La calotte polaire Antarctique, partie clé du système climatique global, conditionne un flux d'eau douce vers l'océan Austral par deux moyens d'égale importance : une injection par fonte à la côte et une injection 'offshore' par vèlage puis fonte des icebergs. Elle reçoit un intérêt grandissant de la part de la communauté scientifique : d'une part ce flux pourrait expliquer l'expansion observée de la banquise antarctique, mais surtout un réchauffement global pourrait augmenter la fréquence et l'intensité des vèlages d'icebergs, et donc l'injection d'eau douce dans l'océan. Si les conséquences sur l'augmentation du niveau de la mer pourraient être dramatiques, l'impact d'une augmentation du flux d'iceberg sur l'Océan Austral et notamment sa banquise, reste incertain. Les travaux de modélisations tentant d'évaluer l'impact global d'un flux d'icebergs sur l'Océan Austral présentent des résultats contrastés qui traduisent des lacunes dans leur représentation des icebergs et du flux d'eau douce que ces derniers conditionnent. Les observations disponibles jusqu'à maintenant nous permettraient mal, faute d'une couverture et d'une résolution spatio-temporelles suffisantes, d'évaluer le réalisme des forçages en iceberg de ces modèles et la pertinence de leurs résultats. Tirant partie de l'analyse conjointe de données satellites issus de plusieurs capteurs, une base de données (dite ALTIBERG) a récemment été créée, rendant disponible, entre autres paramètres, une estimation du volume de glace transporté par les icebergs avec une résolution et une couverture spatiales et temporelles sans précédent. Ces données constituent la motivation principale de ce travail de thèse, qui vise à tirer profit des informations de la base de données ALTIBERG pour évaluer l'impact globale du flux d'iceberg sur son environnement, mais également mieux comprendre les processus impliqués dans l'injection de ce flux d'eau douce et améliorer sa représentation dans les études de modélisation. Après avoir présenté la méthode permettant de générer la base de données, puis ses caractéristiques, on entreprend d'évaluer l'impact global des icebergs sur différents paramètres environnementaux de l'Océan Austral. L'analyse conjointe entre volume d'iceberg et concentration en glace de mer met en lumière le transport de l'eau douce injectée par les icebergs et son impact sur le retrait et la croissance de la banquise. Les mêmes analyse effectuées sur des champs de température de surface de l'océan suggèrent que le lien entre SST et volume d'iceberg est à chercher à un ordre supérieur. On analyse également la redistribution du volume d'iceberg par la circulation atmosphérique associée aux phénomènes ENSO et SAM. L'examen des relations entre icebergs de la base de donnée en fonction de leur classe de taille nous montre les grands icebergs peuvent être vus comme des réservoirs de volume de glace, tandis que les petits icebergs diffusent ce volume de glace dans tout l'océan. Enfin, à partir de données sur l'évolution de la taille et de l'épaisseur de deux icebergs géants obtenues par analyse d'images visibles MODIS et altimétrie, on teste la validité des lois de fonte les plus utilisées dans les modèles, puis on propose une paramétrisation du processus de fracturation des grands icebergs et on analyse la distribution de taille des fragments résultants. Ces résultats peuvent permettre une représentation plus réaliste du flux d'eau douce conditionné par les grand icebergs dans les modèles.

Abstract

The Antarctic Ice Sheet is a key part of the global climate system and constrains a fresh water flux from land to the Southern Ocean through two equal-magnitude pathways : a coastal injection through the basal melt of ice shelves and an offshore injection through the calving and subsequent melting of icebergs. The Antarctic Ice sheet is arousing a growing interest from the scientific community : on the one hand, its flux could account for the observed increase of the global Southern sea ice extent, but on the other hand, a global warming could trigger an increase in the frequency and magnitude of icebergs calving, and thus increase the freshwater flux. If the aftermath on sea level rise might be terrible, the effects of a growing icebergs flux on the Southern Ocean and namely its ice cover remain unclear. Some modelling studies have investigated the large scale impact of an iceberg flux on Southern Ocean environmental parameters, but their very contrasted results reveal important shortcomings in their representation of the icebergs as well as their injection of freshwater. For lack of observational data with a sufficient spatiotemporal cover and resolution, it was quite delicate to assess how realistic were the icebergs forcing fields used in these models, as well as how relevant are their results. A data base, called ALTIBERG, was recently produced through the joint reanalysis of several remote-sensed data : among other parameters, an estimate of the volume of ice transported by the icebergs is made available with an unprecedented spatial and temporal cover and resolution. This work aims at building on the ALTIBERG database to evaluate the global impact of an iceberg flux on its environment, but also to gain more knowledge on the processes involved in their freshwater injection and eventually improve its representation in modelling studies. After a quick presentation of the method used to generate the ALTIBERG database along with a description of its characteristics, we undertake to assess the large scale impact of icebergs on a few important Southern Ocean environmental parameters. The joint analysis of the iceberg volume and sea ice concentration brings to light the advection of the freshwater injected by icebergs and its subsequent effect on ice cover growth and retreat. The same analyses performed on sea surface temperature fields suggest that the link between SST and iceberg volume is to be sought at a higher-level order. We also examine the redistribution of iceberg volume through the large scale atmospheric circulation linked to ENSO and SAM. Thanks to the investigation on the relationships between big and small icebergs, we show that big icebergs can be seen as ice buffers, and that smaller ones tend to diffuse this ice to the entire ocean. Eventually, using data on the evolution of the size and thickness of two giant icebergs obtained by MODIS visible images and altimeter data analysis, we test the validity of the strategies most used to account for melting in iceberg models, we then suggest a bulk parametrisation of the fragmentation process and analyze the size distribution of the subsequent pieces. These results can be valuable to account for a more realistic representation of the freshwater flux constrained by large icebergs in models.

Table des Matières

Table des Matières	iii
1 Introduction	1
1.1 La calotte polaire Antarctique, bilan de masse et origine des icebergs	1
1.2 L’Océan Austral	5
1.3 Intérêt de l’étude	8
Impact local des icebergs sur l’Océan : études antérieures	9
Impact global des icebergs : études antérieures	10
1.4 Observations des icebergs dans l’Océan Austral : intérêt d’une nouvelle base de données	12
Analyse grande échelle de la distribution du volume de glace et impacts sur l’environnement	12
Processus de fonte et de fragmentation	13
1.5 Plan du manuscrit	14
2 Données	15
2.1 Base de données Grands Icebergs (NIC/BYU)	15
2.2 Données altimétriques	17
Petits icebergs : la base de donnée ALTIBERG	17
Petits et gros icebergs : ‘ALTIBERG unifié’	22
2.3 Température de l’océan	25
2.4 Indices climatiques	26
2.5 Glace de mer	27
3 Analyse des relations volume de glace paramètres environnementaux	30
3.1 Relation entre volume de glace transporté par les petits icebergs et glace de mer .	30
Etudes antérieures	30
Extension de la banquise et détection des icebergs	33
Covariations globales du volume d’icebergs et de la concentration en glace de mer : Analyse en composantes principales	34
Impact local des icebergs sur la glace de mer : étude des télé-connexions entre volume d’iceberg et concentration en glace de mer	43
3.2 Relations entre volume de glace transporté par les petits icebergs et température de surface de l’océan	47

Etudes antérieures	47
Analyse conjointe des données ALTIBERG et de la température de surface de l'océan	48
3.3 Impact de la circulation atmosphérique grande échelle sur la redistribution des icebergs	51
Quelques remarques sur la variabilité de la circulation atmosphérique grande échelle dans l'hémisphère sud	51
Effet d'ENSO sur les icebergs Antarctiques : études précédentes	56
Etude de l'effet d'ENSO sur la redistribution du volume d'icebergs	57
3.4 Relations entre grands et petits icebergs	59
4 Etudes des processus de fonte et de fragmentation	70
4.1 Intérêt de l'étude	70
4.2 Stratégie de l'étude	71
4.3 Données	71
Dimension des icebergs	71
Paramètres environnementaux et auxiliaires	72
4.4 Fonte et fragmentation des icebergs B17a et C19a	74
Variations de volume des icebergs	74
Iceberg B17a	74
Iceberg C19a	76
4.5 Modélisation de la fonte	78
Première formulation : convection forcée de Weeks et Campbell	78
Seconde formulation : approche thermodynamique de Hellmer et Olbers	82
4.6 Etude de la fragmentation	84
Paramétrisation de la fragmentation	84
Transfert de volume et distribution de taille	88
4.7 Conclusions et perspectives	93
5 Conclusion, résumé et perspectives	95
5.1 Conclusions	95
5.2 Perspectives	97
A Tournadre et al 2015	99
B Tournadre et al 2016	121
C Bouhier et al 2017	145
Bibliographie	176
Liste des Illustrations	185

Chapitre 1

Introduction

1.1 La calotte polaire Antarctique, bilan de masse et origine des icebergs

La calotte polaire Antarctique (aussi appelée inlandsis Antarctique) est la plus importante réserve d'eau douce au monde (elle abrite environ 70% des ressources mondiales). Comme les glaciers de montagnes, elle a été formée par une accumulation de neige, puis, sous l'effet de son propre poids, par tassement et transformation en glace. S'étendant sur plus de 14 millions de kilomètres carrés -elle est en cela huit fois plus étendue que la calotte Groenlandaise- avec une épaisseur moyenne de 2000 mètres, elle contient près de 27 millions de kilomètres cubes de glace (soit 9 fois plus que son équivalent boréal). Si ce volume était directement injecté sous forme d'eau liquide dans l'océan, cela entraînerait une hausse du niveau de la mer de près de 70 mètres !

On a coutume de diviser l'inlandsis Antarctique en deux parties : la calotte Antarctique de l'Ouest et la calotte Antarctique de l'Est, séparée par la cordillère des montagnes trans-antarctiques (figure 1.1). La calotte occidentale ne représente que 10% du volume total, mais elle comprend les barrières de glace (ou plate-formes de glace) les plus étendues du monde : la barrière de Filchner Ronne du côté de la mer de Weddell, et la barrière de Ross, attenante à la mer du même nom. Ces plate-formes glaciaires (ou ice shelves en anglais) sont le prolongement d'un glacier continental à la côte : sous l'effet de son propre poids, le glacier continental se déforme et glisse (on parle de fluage) jusqu'à atteindre l'océan, sur lequel il va pouvoir flotter, tout étant encore rattaché au continent à sa 'ligne d'échouage' (Figure 1.2).

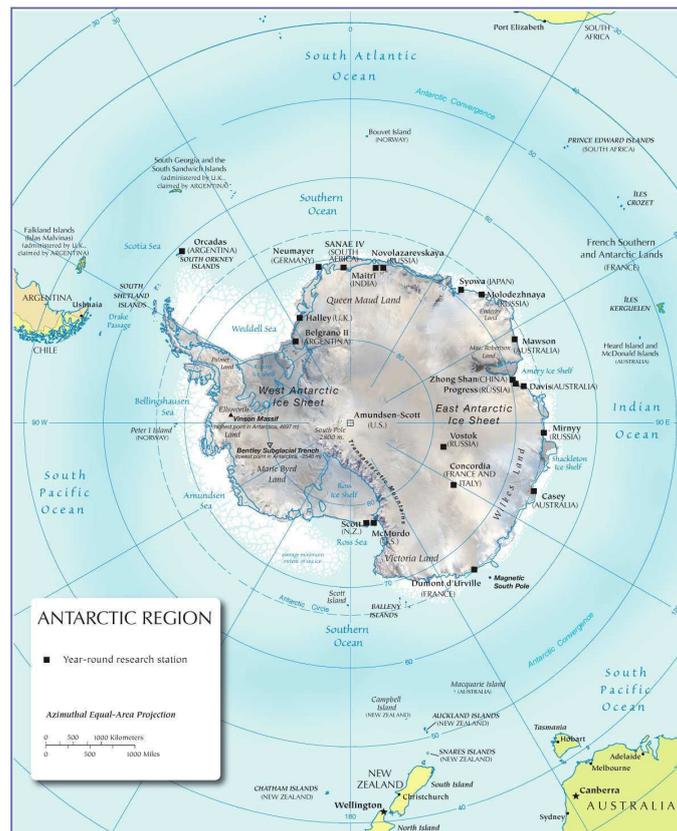


Figure 1.1: Carte du continent Antarctique et de l’Océan Austral.

Ces plate-formes bordent la majorité de la côte Antarctique, s’étendant sur plus de 1.55 millions de kilomètres carrés, et sont bien souvent alimentées par plusieurs glaciers continentaux, notamment par le biais de ‘courants glaciaires’ (ice streams en anglais) qui sont des portions de glaciers de plusieurs dizaines de kilomètres de large caractérisées par une vitesse d’écoulement importante (plus de 800 m/an). A l’opposé, les plate-formes -et donc les calottes- connaissent des pertes de masse à l’interface glace-océan, principalement par fonte à leur base (ce qui provoque un amincissement de la plate-forme) et production-le terme consacré est celui de ‘vélage’- d’icebergs (occasionnant un recul local de la plateforme). C’est via ces deux phénomènes que les plate-formes côtières ‘injectent’ de l’eau douce dans l’océan Austral.

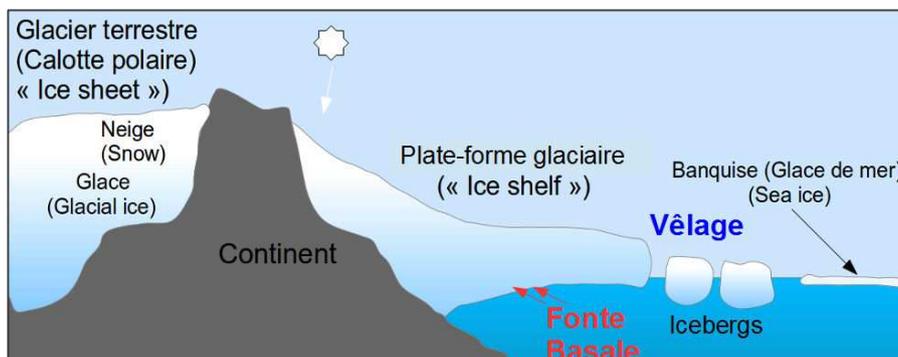


Figure 1.2: Représentation schématique d’une plateforme glaciaire antarctique

Les plateformes glaciaires sont primordiales pour l'équilibre de la calotte polaire Antarctique, puisqu'en tant que terminus des glaciers, elles jouent un rôle dans la stabilisation de ces masses de glace qui glissent inexorablement vers la mer (*Thomas (1979); Dupont and Alley (2005)*). Leurs pertes de masse peuvent alors avoir des effets dramatique sur l'équilibre de l'inlandsis : on a ainsi observé à plusieurs occasions une augmentation de la vitesse d'écoulement de ces plate-formes après qu'elles aient perdu des volumes importants de glace par vèlage. La plus célèbre illustration de ce phénomène fut observée après ce que l'on a appelé l'effondrement de la plateforme glaciaire de Larsen B, sur la côte Ouest de l'extrémité de la péninsule Antarctique. Fragilisée par des vèlages intenses en 1995, Larsen B a connu un recul régulier jusqu'à l'été 2002, durant lequel elle s'est littéralement désintégré : près de 3300 km² de glace ont disparu en quelques semaines-ce qui constitue la perte de masse la plus rapide subie par la calotte antarctique. A la suite de cet évènement, dont l'intensité pourrait être liée à un réchauffement global (*Rignot et al. (2004); Khazendar et al. (2015)*), les principaux glaciers alimentant Larsen B s'écoulent de deux à six fois plus rapidement qu'auparavant (*Scambos et al. (2004)*). De la même façon, un amincissement d'une plate-forme glaciaire causé par la fonte à sa base aurait également tendance à diminuer sa capacité de stabilisation (*Rignot et al. (2004); Dupont and Alley (2005)*). Dans un contexte de changement climatique et d'augmentation globale des températures (la péninsule Antarctique est l'un des endroits du globe connaissant le réchauffement le plus spectaculaire), on peut ainsi envisager assister à un amincissement accru et une augmentation du vèlage des plateformes glaciaires, pouvant entraîner une déstabilisation de la calotte polaire Antarctique et donc une accélération de sa perte de masse. La contribution d'un tel phénomène sur la hausse du niveau de la mer n'est pas encore connue.

Avant les études récentes de *Depoorter et al. (2013)* et *Rignot et al. (2013)*, il n'existait pas d'estimation de la magnitude et du partitionnement du flux global d'eau douce issu des plate formes glaciaires vers l'océan Austral. Il était de coutume de penser que la perte de masse de la calotte Antarctique au niveau des plate-formes glaciaires se faisait préférentiellement par vèlage d'icebergs. Ainsi l'étude de *Jacobs et al. (1992)* basée sur l'extrapolation d'observations d'icebergs par bateaux estimait (en faisant de nombreuses hypothèses sur la distribution de taille et le temps de vie des icebergs) que le vèlage représentait près de 90% de la perte de masse des plate-formes glaciaires (environ 2000 Gt/an). Faute d'une meilleure estimation, c'est ce chiffre qui a été utilisé dans nombre d'études sur les effets du flux d'icebergs dans l'océan (*Gladstone et al. (2001); Silva et al. (2006)*, voir Chapitre 1.3 et 1.4). La contribution de la fonte basale était en général sous estimée, tout du moins à l'échelle du continent puisque la plupart des études étaient limitées dans leur couverture spatiale et temporelle. En combinant un grand nombre de mesures par satellite (épaisseur de la plate-forme, vitesse d'écoulement...), *Rignot et al. (2013)* puis *Depoorter et al. (2013)* ont estimé la contribution de la fonte basale et du vèlage d'icebergs à la perte de masse de l'ensemble des plate-formes glaciaires Antarctiques (Figure 1.3).

Les résultats des deux études sont en bon accord et révèlent qu'à l'échelle globale, les deux mécanismes ont la même importance : le vèlage d'icebergs, tout comme la fonte basale, entraîne une perte de masse des plate-formes Antarctiques d'environ 1500 Gt/an. Mais les résultats sont plus contrastés localement : près de la moitié de la fonte basale a lieu au niveau de 10 plate-formes de taille modeste (elles s'étendent sur 8% de la surface totale) situées sur la côte Pacifique

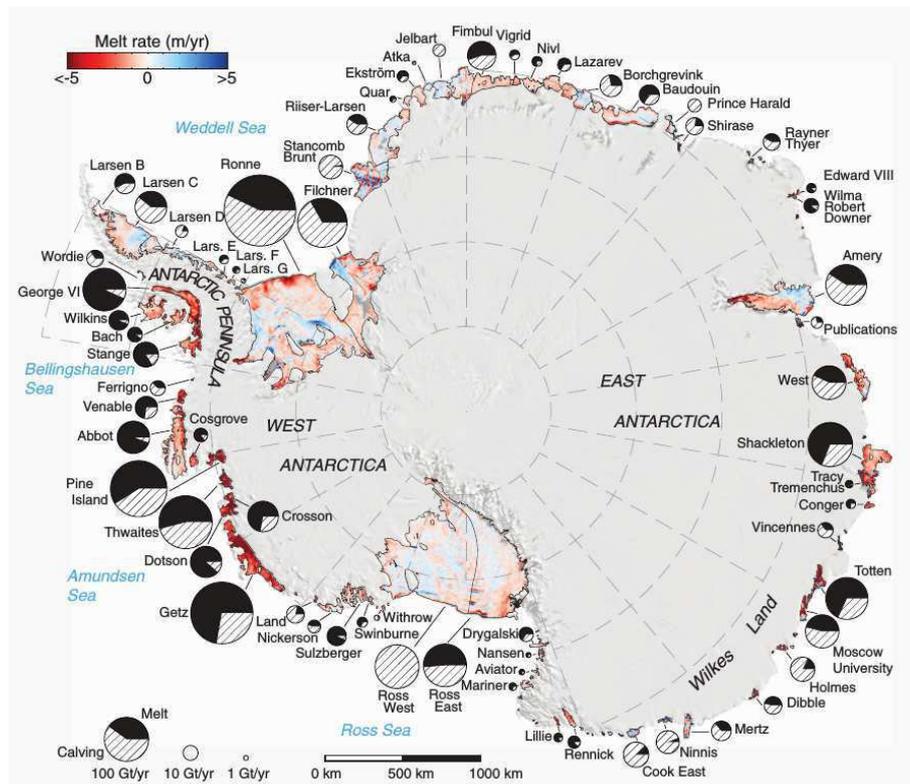


Figure 1.3: Contribution de la fonte basale (en noir plein) et du vêlage (hachuré) à la perte de masse, et taux de fonte (en m/an), des différentes plate-formes glaciaires Antarctiques (d'après *Rignot et al.* (2013)).

sud est, alors qu'au niveau des quatre plus larges plate-formes (Ross Ouest et Est, Filchner et Ronne, qui occupent 75% de la côte) cette fonte ne représente que 15% de la perte de masse, principalement imputable au vêlage. C'est en effet au niveau de ces plate-formes que l'on observe les vêlages des plus gros icebergs. Il faut cependant noter que ces résultats reflètent une situation 'moyenne' : contrairement à la fonte basale, le vêlage d'icebergs est un processus stochastique (voir Chapitre 1.4.2 et Chapitre 4), dont il résulte des événements de vêlage intermittents, très localisés dans le temps.

Le vêlage d'icebergs résulte de processus complexes, encore mal compris (*Joughin and MacAyeal* (2005)). La fragilisation de la plate-forme, l'apparition de fractures et la croissance de ces dernières jusqu'à 'libération' d'un iceberg sont conditionnées autant par la rhéologie de la glace et la géométrie de la plate forme que la bathymétrie et l'hydrographie locales. L'insolation et la température de l'air jouent également un rôle dans l'approfondissement des crevasses par percolation, tandis que les marées et les houles pourraient aussi avoir un impact sur ces processus (*Bigg* (2015)). Tout ceci contribue à faire du vêlage d'un iceberg un événement très irrégulier, on pourrait presque dire accidentel. Les mécanismes impliqués dans le vêlage d'un iceberg sont également ceux qui vont conditionner sa taille et sa forme. Les icebergs issus de 'falaises de glace' (comme celles que l'on trouve à certains endroits de la côte de la péninsule Antarctique) sont relativement petits et de formes irrégulières, alors que les icebergs géants tabulaires vèlent des plus larges plate-formes comme celle de Ross (Figure 1.4).

Dans la mesure où, comme nous l'avons dit, les processus de vêlage sont complexes et impos-



Figure 1.4: Image satellite visible de l'iceberg tabulaire B15-a au large de la langue de glace de Drygalsku (163°E, 75°S)

sibles à prévoir, il n'est pas possible de connaître théoriquement apriori la distribution de taille des icebergs vèlés à la côte antarctique. Il existe néanmoins une étude de *Wesche and Dierking* (2015) qui s'attache à décrire la distribution de taille des icebergs situés près la côte par l'analyse d'images de Radar à Synthèse d'Ouverture. La distribution de taille estimée par *Wesche and Dierking* (2015) semble suivre une loi de puissance, semblable à celle estimée par *Tournadre et al.* (2016) pour tout l'océan Austral, mais la couverture spatiale de leur analyse est relativement limitée, et ne concerne pas seulement les icebergs vèlés mais également ceux dérivant ou échoués près de la côte. Outre cet étude, la majorité des observations dont on dispose (observations par bateaux et satellites, voir Chapitre 1.4) nous renseigne sur sa 'redistribution', modulée par la dérive des icebergs et leurs pertes de masse (fonte, érosion) et transfert de taille (Chapitre 3.4 et chapitre 4). Ainsi, les études s'accordent à dire que la distribution de taille des icebergs dans l'océan austral suit une loi logarithmique (*Wadhams* (1988)), même si les résultats récents de *Tournadre et al.* (2016) suggèrent qu'elle pourrait suivre une loi de puissance caractéristique de phénomènes de fracture (voir Chapitre 4). Ces icebergs vèlés à la côte vont, sous l'influence conjointe des vents, courants et de la couverture de glace de mer, dériver dans l'océan Austral.

1.2 L'Océan Austral

Les 'quarantièmes rugissants' et les 'cinquantièmes hurlants' sont tristement célèbres chez les marins : ces vents majoritairement d'Ouest, situés entre le 40e et le 60e parallèle, sont extrêmement violents, notamment parce-qu'il n'y a pas de terre dans l'Océan Austral pour les ralentir.

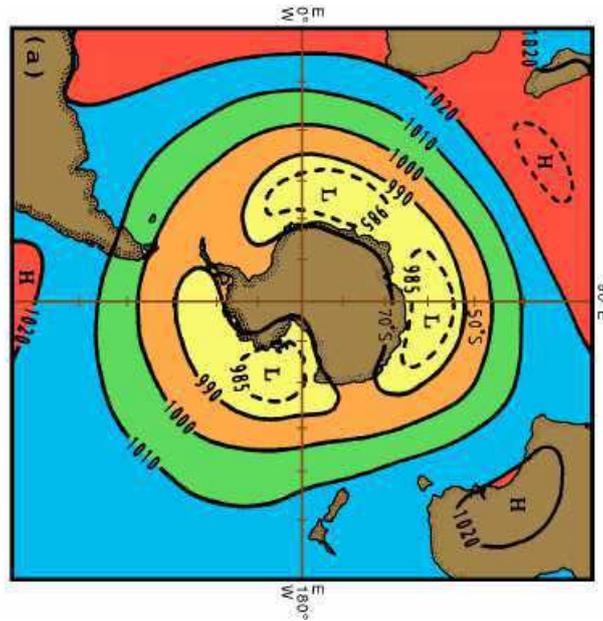


Figure 1.5: Pression moyenne au niveau de la mer en été au-dessus de l'Antarctique (*Tomczak and Godfrey (1994)*).

Ils diminuent en intensité à mesure qu'on progresse vers le pôle, le régime de vent moyen près du continent Antarctique est alors orienté vers l'Est. La circulation atmosphérique est donc essentiellement zonale, avec cependant trois centres d'action cycloniques situés en moyenne au-dessus de chaque bassin (figure 1.5).

De cette situation atmosphérique résulte les principaux courants de l'Océan Austral dont une représentation schématique est donnée dans la figure 1.6. Le courant circumpolaire Antarctique (ou ACC), parfois appelé West Wind Drift parce-qu'il est en partie forcé par les vents d'Est, est un courant d'Ouest globalement zonal qui connecte les différents bassins. C'est le courant le plus large du globe avec un transport moyen de 140 Sv. Il est limité au Nord par le front Subantarctique (SAF) et au sud par le front austral du courant circumpolaire (SACCF) mais englobe également le front polaire (PF). Ces fronts sont des zones où les gradients de température, salinité et densité sont les plus élevés, et c'est à leur niveau que les vitesses vers l'Est sont les plus importantes (jusqu'à 50 cm/s au niveau du front polaire). Plus au Sud, dans le bassin Pacifique, on rencontre le gyre cyclonique de Ross, forcé par la circulation atmosphérique présentée précédemment mais dont l'extension est fortement liée à la bathymétrie. Dans l'Atlantique Austral, on trouve un deuxième gyre cyclonique, le gyre de Weddell. Il existe également dans le bassin Indien un courant 'pseudo-cyclonique', parfois qualifié de gyre de Kerguelen, mais il est fortement gêné par la bathymétrie (notamment le plateau de Kerguelen). Enfin, au niveau du continent, on trouve le courant circumpolaire côtier (ACoC ou East Wind Drift), un courant vers l'Ouest très contraint par le relief sous-marin (et qui est massivement emprunté par les icebergs, voir la figure 2.1).

Une des caractéristiques de l'océan austral, c'est également sa banquise saisonnière. Comme son nom l'indique et contrairement aux icebergs, la glace de mer formant la banquise n'est pas de la glace continentale formée par accumulation de neige, mais résulte de la congélation de l'eau de mer. En hiver austral (entre mai et septembre), sous l'effet de températures de l'air négatives,

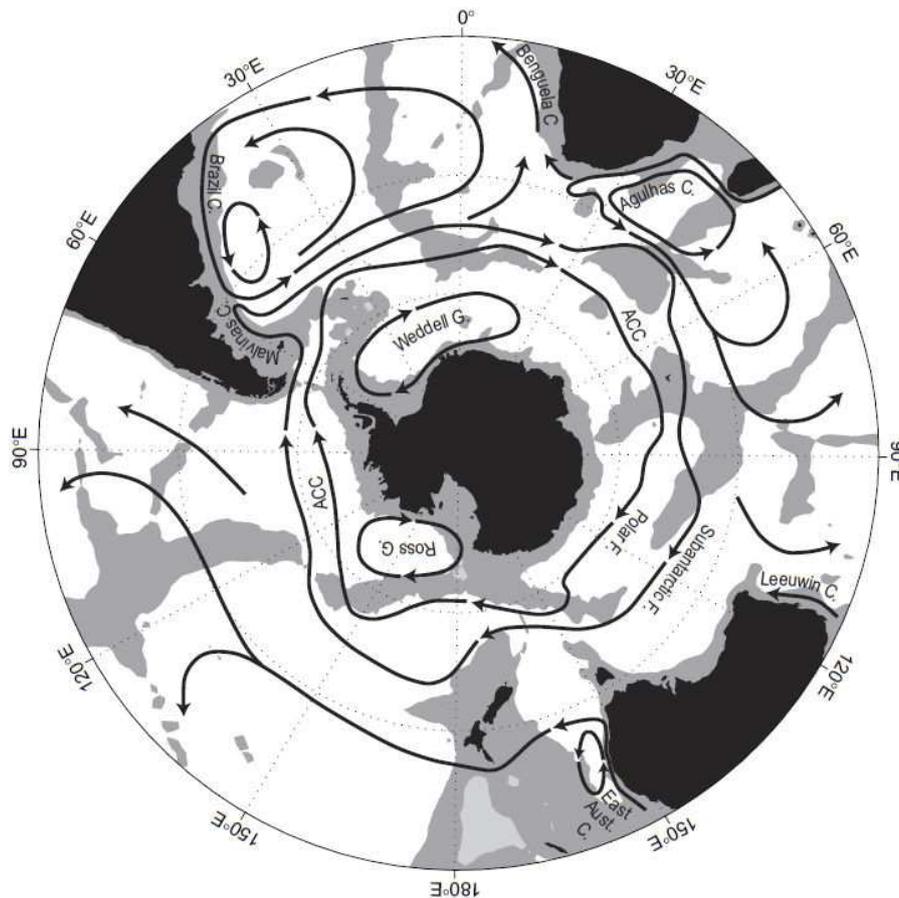


Figure 1.6: Représentation schématique des principaux courants dans l'Océan austral (*Rintoul et al.* (2001)).

la couche de surface de l'océan se refroidit jusqu'à atteindre environ -1.8°C , température de congélation de l'eau de mer, et les premiers cristaux de glace se forment alors. Si la mer est calme, ses cristaux s'agglomèrent en une fine couche relativement homogène, le 'nila', qui va s'épaissir jusqu'à atteindre une dizaine de centimètres d'épaisseur et prendre l'apparence de la banquise telle qu'on la connaît. Si la mer est agitée, les cristaux s'agglomèrent en fines paillettes appelé 'frazil', puis s'agrègent par chocs successifs en 'crêpes de glace' ('pancake ice' en anglais) de forme circulaire. Ces crêpes vont alors se souder entre elles pour former des plaques de glace (floes) toujours plus étendues. Une fois qu'une couche de glace assez épaisse est formée en surface, la banquise croît en épaisseur. L'épaisseur de la banquise peut également augmenter par effet mécanique, suite à la collision de deux plaques de glace et la déformation qui en résulte (on parle de 'ridging'). Malgré le manque d'observations en Antarctique, on estime que l'épaisseur moyenne de la glace est de l'ordre de 80 cm et peut atteindre près de 1.5 mètre pour les zones de banquise pérenne, généralement près des côtes (*Comiso* (2010)). Il faut noter que ces chiffres sont bien inférieurs à ceux de la banquise Arctique, qui peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur, dans la mesure où certaines zones de glace y sont protégées des effets destructeurs des courants et des vents et peuvent ainsi survivre plusieurs années. La surface de la banquise croît généralement pendant environ 7-8 mois sous l'effet des vents et des courants vers le Nord, jusqu'à atteindre

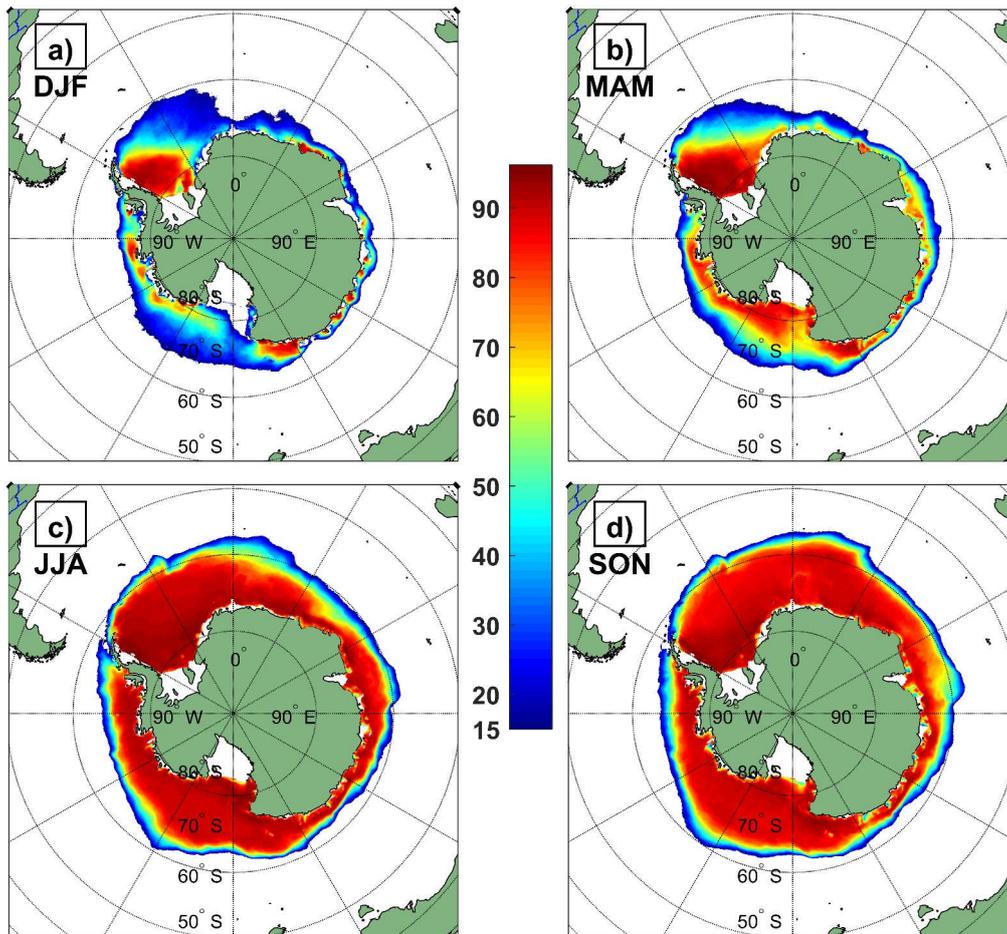


Figure 1.7: Champs moyens de concentration en glace de mer (en %), par saison australe : a) été, b) automne, c) hiver, d) printemps.

son extension maximale en hiver (figure 1.7).

Son retrait, on parle généralement de 'débâcle', a lieu les quatre à cinq mois suivants. Sous l'effet d'une augmentation des températures, mais aussi de la force des vents, la banquise est fragilisée et cassée. Des zones d'eau libre apparaissent entre les plaques de glace désolidarisées, facilitant un réchauffement de la couche de surface océanique et donc accélérant la fonte de la banquise. La banquise Antarctique atteint ensuite généralement son extension minimale autour de Février (Figure 1.7).

La couverture de glace est une information importante pour notre étude, dans la mesure où un iceberg pris dans la banquise ne dérive pas de la même façon que dans l'eau libre (*Lichey and Hellmer (2001)*) (il peut même y être bloqué (*Schodlok et al. (2006)*)), et se trouve protégée par la glace de mer et subit donc une dégradation moindre (*Savage (2001)*).

1.3 Intérêt de l'étude

Comme indiqué précédemment, l'eau douce solide de la calotte polaire est redistribuée à l'océan Austral suivant deux mécanismes de même magnitude : la fonte basale des plate formes glaciaires induit un flux d'eau douce très localisé à la côte tandis que le vélage d'icebergs, et donc un apport

d'eau douce sous forme solide, se convertit lui en flux d'eau douce effectif vers l'océan Austral à l'occasion de la fonte de l'iceberg. Cette fonte a lieu progressivement au cours de la dérive de l'iceberg, et sa magnitude dépend autant de la structure thermohaline des eaux ambiantes que de la vitesse des courants et de l'iceberg (*Gladstone et al.* (2001), voir également le Chapitre 4).

La fonte à la base des plate-formes glaciaires joue notamment un rôle dans la formation d'eau profonde (*Talley et al.* (2011)) et l'augmentation de la perte de masse récente de nombreuses plate-formes Antarctiques pourrait être liée à la tendance au adoucissement des couches de surface océaniques (*Bintanja et al.* (2013)), que certains estiment être un des moteurs des tendances en extension et en épaisseur de la glace de mer (*Bintanja et al.* (2013); *Swart and Fyfe* (2013); *Merino et al.* (2016)). Les conséquences d'une accélération de la perte de masse de la calotte polaire Antarctique sur l'Océan Antarctique et sa banquise ne sont pas connues, mais, par le passé, des anomalies de flux d'eau douce ont profondément impacté la circulation globale : en particulier, lors des glaciations quaternaires (il y a entre environ 120 000 et 12 000 ans) la présence massive d'icebergs aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord, ce que l'on appelle un 'événement d'Heinrich', aurait provoqué un ralentissement de la circulation thermohaline ainsi qu'un refroidissement marqué de l'hémisphère Nord (*Heinrich* (1988)). En effet, tout comme dans le cas de la fonte à la base des plate-formes glaciaires, l'injection d'eau douce par les icebergs influence la stabilité et la stratification de la colonne d'eau (*Jenkins* (1993, 1999)) et a alors un impact sur l'hydrographie ou encore la formation de la banquise.

De nombreuses études in situ ont montré l'impact local des icebergs sur leur environnement, tant sur les propriétés thermohalines des eaux ambiantes que leur composition chimique ou biologique.

Impact local des icebergs sur l'Océan : études antérieures

Du début des années 70 au milieu des années 80, les icebergs ont suscité un intérêt inédit au sein de la communauté scientifique et furent l'objet de très nombreuses études. La raison de cet intérêt soudain pourrait surprendre : on voulait utiliser les icebergs, qu'ils soient arctiques ou antarctiques, comme source d'eau douce, et les remorquer vers des zones victimes de pénurie d'eau (en Amérique du Sud, Afrique ou même sur les côtes de la mer Rouge) (voir à ce sujet *Weeks and Campbell* (1973); *Weeks and Mellor* (1978)). Pour évaluer la faisabilité d'un tel projet, plusieurs études combinant expériences en laboratoire, observation in-situ et considérations théoriques se sont intéressées à la fonte des icebergs et à leur impact sur la colonne d'eau (*Huppert and Turner* (1978); *Neshyba* (1980) entre autres). Devant la difficulté de la tâche et les soucis pratiques d'exploitation (*Weeks and Mellor* (1978); *Wadhams* (2000)) de la source d'eau, de tels projets ont été abandonnés mais l'intérêt pour les icebergs et leur influence sur l'océan ne s'est pas pour autant dissipé. Depuis cette époque, des études in-situ ont ainsi montré que la fonte d'un iceberg, injectant de l'eau froide et fraîche, pouvait impacter la structure thermohaline des eaux environnantes (*Pisarevskaya and Popov* (1991); *Helly et al.* (2011); *Stephenson et al.* (2011)). Dès lors que la fonte des icebergs influe sur la température et la salinité des eaux ambiantes, elle modifie la stratification locale et donc la stabilité de la colonne d'eau. Combinée à l'influence 'mécanique' de l'iceberg à la dérive, on pourrait observer des mouvements de convection verticale aux abords de l'iceberg (*Pisarevskaya and Popov* (1991); *Helly et al.* (2015)). Ce mélange vertical

pourrait entraîner une dilution du phytoplancton en surface (*Schwarz and Schodlok (2009)*) mais il permettrait également à des eaux riches en nutriments de se rapprocher des couches supérieures, d'autant plus que la fonte des couches les plus basses de l'iceberg libérerait du fer propice à la production primaire (*Smith et al. (2007)*; *Vernet et al. (2011)*; *Helly et al. (2015)*). Certains tendent d'ailleurs à affirmer que cet apport de fer labile par les icebergs est un des maillons essentiels du cycle de la production primaire dans l'Océan Austral (*Biddle et al. (2015)*; *Duprat et al. (2016)*; *Wu and Hou (2017)*). Les icebergs peuvent aussi influencer la composition chimique des eaux dans lesquelles ils fondent (*Helly et al. (2011, 2015)*). Comme cette fonte modifie la stratification de la colonne d'eau et le bilan de chaleur de la couche de surface, certains postulent qu'elle aurait des effets sur la croissance et la débâcle de la banquise antarctique (*Jenkins (1993, 1999)*; *Marsland and Wolff (2001)*). On peut également noter que l'on peut facilement repérer la signature de cette fonte sur l'hydrographie des zones très riches en icebergs, comme la mer de Weddell (*Ohshima et al. (1994)*; *Stephenson et al. (2011)*). Dans cette zone, la contribution au flux d'eau douce par la fonte des icebergs excèderait celui de la fonte basale des plate formes glaciaires, et même le ratio précipitation/évaporation (*Silva et al. (2006)*). On est donc en droit d'imaginer que ces effets observés au niveau local peuvent avoir un impact non négligeable à l'échelle globale. Faute d'analyse de données à grande échelle, si l'on souhaite se référer à des travaux visant à estimer les impacts, globaux et non immédiats, de l'injection d'eau douce par les icebergs sur l'Océan Austral, il faut se tourner du côté de la modélisation.

Impact global des icebergs : études antérieures

Avec l'augmentation de la puissance de calcul, on a assisté au développement de modèles représentant les icebergs et prenant en compte leurs effets. La majorité des travaux de modélisation évoqués par la suite est basée sur une représentation lagrangienne des icebergs dans la droite lignée des travaux de *Bigg et al. (1997)* et *Gladstone et al. (2001)*. Si à l'origine le modèle de *Bigg et al. (1997)* était surtout utilisé dans le but d'étudier la dérive des icebergs, pour notamment la sécurité maritime, de tels modules d'icebergs sont maintenant inclus dans des modèles climatiques couplés (*Jongma et al. (2009)*; *Marsh et al. (2015)* par exemple), un ajout notamment motivé par le rôle majeur des icebergs dans des bouleversements climatiques passés (*Heinrich (1988)*; *Bond et al. (2001)*) et la volonté de mieux comprendre leur influence sur le climat présent (tout en représentant au mieux le cycle global de l'eau). Les modèles climatiques ne comportant pas de modules d'icebergs ont coutume de réinjecter l'accumulation des précipitations sur le continent sous forme de flux d'eau douce directement à la côte ou distribué de façon homogène sur tout l'océan (*Jongma et al. (2009)*). Les distributions de flux d'eau douce correspondantes sont alors tout sauf réalistes et présentent au mieux un biais important à la côte (*Swart and Fyfe (2013)*). Dans les travaux de *Bigg et al. (1997)* et *Gladstone et al. (2001)*, l'excédent de précipitations est redistribué au niveau des principales plateformes glaciaires par vèlage d'icebergs, en accord avec des estimations de flux de vèlage issues d'études précédentes, et les icebergs suivent alors une distribution de taille conforme aux études observationnelles alors disponibles (*Hamley and Budd (1986)*; *Wadhams (1988)*). Dans ces études pionnières, les icebergs sont ensuite traités comme des particules lagrangiennes dont la dérive et la dégradation (fonte, érosion ...) sont modélisées ou paramétrisées conformément aux études théoriques et observationnelles antérieures (*Weeks*

and Campbell (1973); Venkatesh et al. (1985)) et forcées par un modèle de circulation globale

Les résultats des différentes études basées sur des travaux de modélisation sont pour le moins 'contrastés (Jongma et al. (2009); Martin and Adcroft (2010); Marsh et al. (2015); Merino et al. (2016)) : Jongma et al. (2009) estiment par exemple que les icebergs ont tendance à entraîner une diminution de la température des eaux de surface, là où Martin and Adcroft (2010) en prédisent l'augmentation. Les résultats de ces études concernant l'impact des icebergs sur la glace de mer, tout aussi différents, sont présentés et discutés plus en détail au Chapitre 3.1. Puisque, comme nous l'avons évoqué précédemment, il n'existe pas d'étude grande échelle concernant l'impact global du flux d'iceberg sur l'océan, il nous est difficile de jauger ces études suivant la pertinence de leurs résultats. Une partie de ces divergences peut-être liée aux différences de modèle de circulation et de forçages utilisés. Mais du fait de telles disparités on pourrait également s'interroger sur la capacité de ces modèles à représenter les processus impliqués dans l'injection d'eau douce par les icebergs de façon réaliste (voir Chapitre 1.4).

La stratégie de représentation des icebergs dans ces modèles se heurte à plusieurs écueils. Tout d'abord, la distribution des icebergs est conditionnée par l'estimation du volume global vélé par le continent Antarctique, mais également par sa répartition géographique suivant différents sites de vèlage. Avant les travaux de Rignot et al. (2013); Depoorter et al. (2013), ces informations se basaient sur des estimations bien moins précises. Ces estimations restent néanmoins des estimations de la perte de masse 'moyenne', et ne prennent pas en compte la possible variabilité temporelle du volume vélé. La répartition spatiale des icebergs dépend en partie de leur position initiale (conditionnée par leur site de vèlage) mais aussi de leur taille. En effet, en fonction de leurs dimensions, les icebergs subissent différemment l'influence des courants et des vents, et ont une durée de vie plus ou moins importante (Gladstone et al. (2001); Stern et al. (2016)). Dans les modèles évoqués, les icebergs vèlent à la côte suivant une distribution de taille résultant avant tout d'observations par bateaux en plein océan, lors de campagnes océanographiques dont la couverture spatiale et temporelle est relativement limitée (voir Chapitre 1.4). On est donc en droit de se demander dans quelle mesure de telles distributions de taille sont représentatives, notamment en terme de vèlage à la côte. De plus, pour des raisons notamment techniques (Stern et al. (2016)), la plupart de ces études ne tiennent pas compte des grands icebergs dont la taille est supérieure au kilomètre, alors même que l'on s'accorde à dire qu'ils transportent une part non négligeable du volume de glace vélé aux côtes (Silva et al. (2006); Tournadre et al. (2016), voir Chapitre 3.4) et ont un rôle important dans la redistribution de ce volume dans l'océan (Tournadre et al. (2016); Rackow et al. (2017)). Enfin, certaines des lois régissant la dérive et la fonte des icebergs sont issues de travaux anciens (Weeks and Campbell (1973)) n'ayant jamais subi de validation (voir le Chapitre 4 à ce propos) alors que d'autres paramétrisations résultent de l'analyse d'un nombre très limité de cas, si bien qu'on peut s'interroger sur leur représentativité (Venkatesh et al. (1985)).

Jusqu'à récemment, on ne disposait pas d'observations avec une couverture et une précision suffisante permettant de valider et/ou corriger les distributions estimées par les modèles et mieux comprendre la variabilité spatio-temporelle du volume de glace transporté par les icebergs dans l'océan Austral.

1.4 Observations des icebergs dans l’Océan Austral : intérêt d’une nouvelle base de données

Les distributions jusqu’ici utilisées dans les études de modélisation (*Bigg et al.* (1997); *Gladstone et al.* (2001)) sont issues d’observations faites lors de campagnes océanographiques (*Hamley and Budd* (1986), *Jacka and Giles* (2007)). Parfois relativement anciennes, elles ont évidemment une couverture limitée tant au niveau géographique (bon nombre concerne d’ailleurs uniquement le secteur Indien de l’océan austral, elles seraient biaisées du fait de la route suivie par le bateau (très côtière) selon *Gladstone et al.* (2001)) que temporel (les campagnes durent en général moins d’un mois, et sont essentiellement effectuées en été). Une autres source d’information est issue du suivi par satellite effectué par la marine américaine (NIC) et l’université BYU (voir Chapitre 2.1), mais concerne uniquement les plus grands icebergs (d’une taille supérieure à 6 ou 18km respectivement). Dans la mesure où ces icebergs ‘géants’ ne transporteraient que la moitié du volume total vélé à la côte (*Jacobs et al.* (1992)), si l’on désire accéder à la répartition du volume total d’icebergs, il est nécessaire de connaître avec la même fiabilité et couverture la distribution des petits icebergs dans l’océan austral. Ces plus petits icebergs sont néanmoins difficiles à détecter par satellite, d’autant plus de façon systématique (voir Chapitres 2.1 et 2.2 à ce sujet) : les instruments opérant dans le visible ou l’infrarouge sont bien souvent masqués par les nuages, les radiomètres micro ondes ont une résolution spatiale trop faible, enfin les diffusiomètres ou les radars à synthèse d’ouverture (RSO ou SAR) ont une couverture spatiale et/ou temporelle insuffisante couplée à un volume de données qui rend une détection ‘opérationnelle’ compliquée.

En 2008, *Tournadre et al.* (2008) a démontré que l’on peut tirer profit de mesures altimétriques à haute résolution pour détecter ces petits icebergs de façon systématique. Grâce à la réanalyse des formes d’ondes de 9 missions altimétriques (*Tournadre et al.* (2012, 2015, 2016)) et la prise en compte des trajectoires enregistrées par le NIC, on accède à une estimation de la distribution de volume des petits et gros icebergs Antarctiques, avec une résolution spatiale (les données grillées couvrent tout l’océan Austral) et temporelle (les champs sont disponibles mensuellement de 1992 à 2016) inédites. (voir Chapitre 2.1 et 2.2 pour une description plus précise de la base de données).

Analyse grande échelle de la distribution du volume de glace et impacts sur l’environnement

Cette base de données permet d’améliorer la connaissance jusqu’alors parcellaire, de la distribution spatiale du volume de glace et de sa variabilité temporelle, mais également de la distribution de taille des icebergs antarctiques. Dans la mesure où elle couvre plus de 20 ans, elle permet également d’avoir plus de recul sur la variabilité du volume effectivement vélé par les plate-formes glaciaires. L’exploitation des mesures altimétriques offre donc une opportunité inédite de valider les distributions d’icebergs calculées par les modèles. Afin d’interpréter les résultats de ces modèles avec plus de recul, il convient également d’analyser de manière conjointe cette distribution et différents paramètres environnementaux. On s’intéressera ainsi à l’influence possible entre le volume de glace transporté par les icebergs et la glace de mer, ainsi que la température de surface de l’océan.

Enfin, comme la base de donnée ALTIBERG dispose d'informations concernant à la fois les 'petits' icebergs mais aussi les grand icebergs tabulaires, on étudiera les relations existant entre différentes classes de taille d'icebergs, toujours dans le but d'une meilleure représentation des icebergs dans les modèles.

Processus de fonte et de fragmentation

Comme évoqué précédemment, une part importante (près de 60%) du volume de glace vélé à la côte Antarctique est transportée dans l'Océan Austral par l'intermédiaire de gros icebergs, dont la longueur caractéristique est supérieure à 18 km. La perte de masse globale de l'ensemble de ces gros icebergs se fait via deux mécanismes : la fonte en représente près de 20%, alors que la fragmentation en plus petits icebergs explique près de 80% de cette perte. Dans son étude de 2016, *Stern et al.* (2016) estime que les modèles de circulation globale incluant un module iceberg sont très sensibles à la distribution de taille de ces derniers, et que l'absence de représentation de l'ensemble des tailles d'icebergs, en particulier les plus larges, introduit un biais dans les résultats des études de modélisation. Les distributions simulées qui ne tiennent compte que des petits icebergs seraient ainsi trop concentrées à la côte.

Nous avons déjà évoqué le fait que les mécanismes de fonte et de fragmentation sont toujours mal renseignés et représentés dans les modèles numériques (voir Chapitre 1.3). Si de nombreuses études se sont intéressées à la fonte des icebergs (Chapitre 1.3), peu de travaux (si ce n'est *Jansen et al.* (2007)) permettent d'en valider les résultats et d'éprouver les lois mathématiques utilisées dans ces modèles, en particulier pour les plus gros icebergs. Un nombre conséquent de travaux a étudié le vèlage d'icebergs de glaciers ou de plate formes glaciaires. Certains ont même proposé des lois empiriques pour rendre compte de ce vèlage. Mais jusqu'à aujourd'hui seule une poignée d'études concerne la fragmentation de gros icebergs, alors même que ce processus joue un rôle essentiel dans l'injection d'eau douce dans l'océan austral. En effet, ce processus génère des panaches de petits icebergs de différentes tailles et contraint la distribution de taille des icebergs dans l'océan austral. Sous l'influence des courants et du vent, différente selon leur forme et leur taille (*Savage* (2001)), ces petits icebergs s'éloignent de leurs parents et dérivent par la suite dans des zones où l'on ne trouve pas de gros icebergs. Enfin, ils vont fondre plus facilement que les gros icebergs, et donc injecter de l'eau douce dans l'océan d'autant plus efficacement qu'ils sont de faibles dimensions. Par conséquent c'est la distribution spatiale de ces petits icebergs, liée à celle des plus gros et à leur fragmentation, qui rend vraiment compte du flux d'eau douce par les icebergs dans l'Océan Austral.

Récemment, *Tournadre et al.* (2016) ont montré que la distribution de taille des icebergs de 100 m à plus de 10 km suivait une loi de puissance dont la pente est proche de -1.5, caractéristique de processus de fracturation fragile. Cette distribution de taille est à prendre au sens statistique, en tant que résultat d'un certain nombre de fragmentations successives, mais cette information constitue un premier pas vers la représentation des processus de fragmentation dans les modèles. Elle ne nous permet pas de savoir quand la fracturation a lieu, ni d'en connaître l'intensité, mais celle-ci étant un processus stochastique, il serait de toute façon illusoire de tenter d'en prévoir des événements individuels. En raisonnant toujours d'un point de vue statistique, on pourrait cependant envisager de mettre en lumière les paramètres favorisant une fragmentation

plus ou moins importante (augmentant sa probabilité). En étudiant conjointement les variations de volume de grands icebergs, le volume de petits icebergs détectés et un certain nombre de paramètres environnementaux (température de l’océan, hauteur des vagues...), on pourrait ainsi être en mesure d’élaborer une paramétrisation du processus de fragmentation. En étant capable de mieux représenter le transfert de volume entre grands et petits icebergs dans les modèles, on est à même d’estimer de façon plus réaliste la distribution du flux d’eau douce injectée par les icebergs dans l’océan austral.

1.5 Plan du manuscrit

Cette étude vise à améliorer nos connaissances sur le flux d’eau douce injecté par les icebergs Antarctiques dans l’océan et ses possibles impacts sur l’Océan Austral. Pour ce faire, on tire profit de l’existence de la base de données ALTIBERG, fournissant un grand nombre d’informations sur les icebergs Antarctiques et le volume de glace qu’ils transportent avec une couverture spatio-temporelle sans précédent. On présentera brièvement la base de données dans le chapitre suivant, ainsi que les autres grandeurs utilisées dans cette étude (Chapitre 2). On étudiera par la suite l’effet des icebergs sur deux paramètres environnementaux clés, à savoir la concentration en glace de mer et la température de l’océan, par analyse de leurs co-variations avec le champ de volume de glace (Chapitres 3.1 et 3.2). On tentera également d’en savoir plus sur la distribution spatiale des icebergs antarctiques en s’intéressant d’abord aux effets des modes de circulation atmosphérique globale, en l’occurrence le phénomène ENSO, sur la variabilité inter-annuelle de la redistribution du volume de glace dans les bassins Pacifique et Atlantique (Chapitre 3.3), puis on analysera les relations entre icebergs de différentes classes de taille et leur transfert de volume (Chapitre 3.4). Après avoir mis en évidence le rôle des grands icebergs dans le chapitre précédent, on étudiera les mécanisme de fonte et de fragmentation de deux icebergs géants tabulaires, afin d’améliorer leur représentation dans les modèles (Chapitre 4). Enfin, on récapitulera les principaux résultats de ces études et l’on proposera quelques perspectives à ce travail (Chapitre 5).

Chapitre 2

Données

2.1 Base de données Grands Icebergs (NIC/BYU)

Depuis 1978, le National Ice Center américain (US NIC, <http://www.natice.noaa.gov/>) suit la trajectoire des 'très grands' ('very large' selon leur terminologie) icebergs Antarctiques, c'est-à-dire ceux dont le plus grand axe mesure au moins 10 miles nautiques, soit environ 18,52 km. Si cette limite de taille peut paraître arbitraire, elle est conditionnée par les méthodes de détection utilisées. En effet les analystes du NIC combinent des mesures effectuées par télédétection issues de différents instruments, à savoir des images visibles, infrarouges et récemment SAR (Synthetic Aperture Radar), pour localiser chaque iceberg et estimer, si possible, ses dimensions horizontales. Un 'bulletin' (selon le terme employé par le NIC) regroupant les dernières détections, estimations de taille et autres informations complémentaires (si l'iceberg est ou non échoué ou bloqué dans la banquise par exemple) est diffusé chaque semaine via le site du centre.

S'il n'existe pas d'archives des détections officiellement diffusées, Chris Reading du NIC nous a fourni l'ensemble des détections et estimations de taille pour la période 2002-2010 et 2013-2014 (communication personnelle).

C'est également le NIC qui nomme traditionnellement les icebergs nouvellement détectés. Chaque iceberg a ainsi pour identifiant distinctif un nom composé d'une lettre et d'un nombre. En fonction de la localisation de sa première détection on lui attribuera la lettre A (quadrant de 0° à 90°W , c'est à dire les mer de Weddell, Scotia et Bellinghausen), B (quadrant de 90°W à 180°W , mers de Bellinghausen Occidentale, Amundsen et mer de Ross Orientale), C (quadrant de 180°E à 90°E , mers de Ross Occidentale, large de la Terre de Wilkes) et enfin D (quadrant de 90°E à 0°E , large de la terre d'Amery et mer de Weddell Orientale). Le nombre suivant est un nombre séquentiel, dont la valeur est incrémentée chaque fois qu'un nouvel iceberg est détecté dans la zone correspondante.

Le NIC suit donc chaque iceberg jusqu'à ce que sa taille diminue, le plus souvent par fracturation, et que ses dimensions horizontales ou celles de ses fragments ne satisfassent plus le critère des 10 miles nautiques. Il arrive également que le NIC perde la trace d'un iceberg pendant quelques semaines, voire définitivement, faute d'images exploitables à cause, par exemple, d'une couverture nuageuse trop importante, d'une illumination solaire trop faible ou encore parce que la couverture spatiale et/ou temporelle des instruments est insuffisante. Pour pallier ces limitations et compléter la base de données du NIC, l'Université Brigham Young (BYU) utilise des

données issues de diffusiomètres (*Stuart and Long (2011)*), initialement destinées à la mesure du vent. Ces instruments actifs opèrent dans le domaine radar et ne sont donc pas limités par la présence de nuages ou une illumination solaire faible. Ils possèdent en outre de meilleures couvertures spatiale et temporelles (malgré une résolution plus faible) que les instruments du NIC. Des images à résolution augmentée issues des mesures de tous les diffusiomètres (à savoir Seasat, ERS 1&2, Nscat et Quikscat) sont exploitées pour suivre la trajectoire et estimer les dimensions d'icebergs dont la taille est supérieure à environ 6km (limite en deçà de laquelle le signal rétro-diffusé par l'iceberg est noyé par le bruit océanique). La base de données ainsi créée regroupe tous les icebergs détectés depuis 1992 jusqu'à aujourd'hui. Les icebergs uniquement détectés par analyse des images des diffusiomètres sont qualifiés d' 'unknown' (inconnus), ceux communs aux bases de données NIC et BYU conservent le nom qui leur a été donné par le NIC (*Long et al. (2002)*).

Il est à noter que dans les images utilisées par le BYU ou le NIC, le contraste entre la glace continentale des icebergs et la banquise est suffisant pour distinguer ces 2 éléments, on peut donc suivre les icebergs qui dérivent (ou sont bloqués) dans la glace de mer aussi bien que dans l'océan libre.

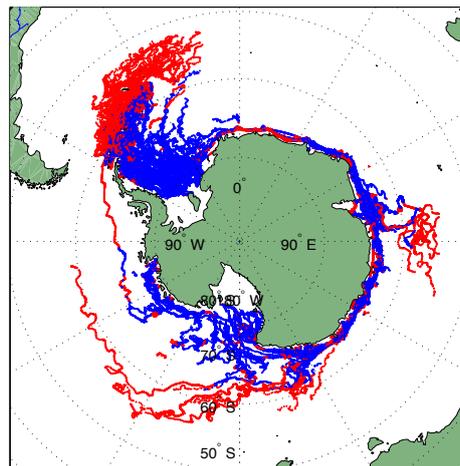


Figure 2.1: Trajectoires des icebergs suivis par le NIC/BYU au cours de la période 1992-2014 (les portions de trajectoires bleues indiquent une dérive dans la banquise, en rouge dans l'eau libre).

La Figure (2.1) illustre les trajectoires de tous les 'gros' icebergs de la base de données conjointe NIC/BYU pour la période 1992-2014. Comme indiqué précédemment, contrairement aux icebergs détectés par ALTIBERG (voir le Chapitre 2.2), ces gros icebergs sont susceptibles d'être détectés et suivis lorsqu'ils sont bloqués par ou dérivent dans la glace de mer. On remarque premièrement que la distribution spatiale de ces gros icebergs est beaucoup moins étalée que celle des plus petits présentée sur la figure 2.5 (voir également *Tournadre et al. (2016)*). En dehors de l' 'iceberg alley' (la zone de très forte concentration en icebergs située dans le prolongement de la branche occidentale du gyre de la mer de Weddell) les gros icebergs restent globalement proches du continent et évoluent en suivant les courants côtiers (*Gladstone et al. (2001)*) (' West

wind drift ’ ou contre courant côtier, et autres ’slope currents’), dont l’extension en latitude est limitée et très contrainte par la bathymétrie. Ils ont cependant l’occasion de quitter ces courants vers l’ouest, et d’entamer un voyage plus septentrional à de rares endroits là aussi en fonction de la bathymétrie : en face du plateau de Kerguelen (70-80E), au large du cap Hudson et à l’ouest des îles Balleny (160°E), au large du cap Adare ou encore face au cap Colbeck (160°W) en empruntant la branche intérieure du gyre de Ross (*Keys and Fowler (1989)*). *Gladstone et al. (2001)* postule que si ces excursions vers le Nord sont rares c’est notamment parce que, dans ces zones, la composante ’vers le Nord’ du courant est très localisée dans le courant côtier, et une différence de quelques dizaines de km en latitude conditionne alors une dérive majoritairement vers l’Ouest ou vers le Nord.

2.2 Données altimétriques

Petits icebergs : la base de donnée ALTIBERG

Si l’on suit depuis longtemps les gros icebergs antarctiques grâce au travail du NIC, dans la mesure où ces ’icebergs géants’ ne transportent qu’un peu plus de la moitié du volume total vélé à la côte (*Jacobs et al. (1992)*, *Tournadre et al. (2016)*) il est nécessaire de connaître avec la même ’fiabilité’ et couverture la distribution des petits icebergs dans l’océan austral.

Ces plus petits icebergs sont néanmoins difficiles à détecter par satellite, d’autant plus de façon systématique : les instruments opérant dans le visible ou l’infrarouge sont bien souvent masqués par les nuages, les radiomètres micro-ondes ont une résolution spatiale trop faible, enfin les diffusiomètres (*Young (1998)*) ou les images de radar à ouverture synthétique (SAR) (*Gladstone and Bigg (2002)*) ont une couverture spatiale et/ou temporelle insuffisante couplée à un volume de données qui rendent une détection opérationnelle compliquée. Dans ces travaux, nous utilisons des mesures altimétriques pour accéder à une estimation de la distribution du volume de glace transporté par les petites icebergs en suivant une méthode développée par *Tournadre et al. (2008)*.

Le principe de la détection est expliqué en détails dans *Tournadre et al. (2008)* et *Tournadre et al. (2012)*, il sera succinctement résumé ici. Un altimètre est un radar actif initialement conçu pour mesurer la hauteur de l’océan et ses variations (et accéder par la suite aux courants géostrophiques, ou dans un second temps à la hauteur des vagues) qui envoie une onde électromagnétique incidente vers le sol, à sa verticale (on parle de ’nadir’), et mesure le temps écoulé jusqu’à la réception du signal rétro-diffusé par la surface ainsi que son intensité. L’instrument mesure en pratique la puissance rétro-diffusée en fonction du temps, appelée ’forme d’onde’ (Figure 2.2).

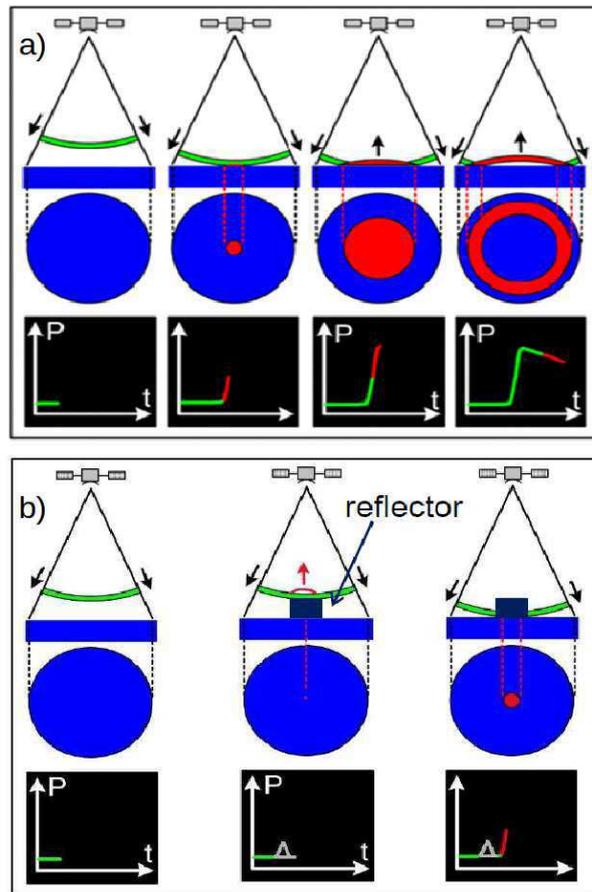


Figure 2.2: Principe de détection d'un 'réflecteur' par altimétrie : on mesure la puissance rétro-diffusée par la surface en fonction du temps. Dans le cas b), le signal renvoyé par le détecteur (en gris dans la forme d'onde) est enregistré avant celui lié à la surface océanique moyenne (la portion rouge de la courbe).

Dans le cas idéalisé d'un état de mer totalement plat (Figure 2.2-a), la puissance acquise par l'altimètre est initialement non nulle à cause du bruit thermique lié à l'électronique de l'altimètre, puis elle augmente à partir du moment où l'impulsion (qui possède une certaine 'épaisseur' liée à sa durée-quelques dizaines de millisecondes) rencontre la surface de l'océan (Figure 2.2-a, deuxième image). La puissance acquise augmente ensuite avec la surface de rétrodiffusion (un disque), on parle ainsi de front montant, jusqu'à ce qu'elle atteigne un maximum correspondant au moment où le centre du front arrière de l'impulsion est réfléchi (Figure 2.2-a, troisième image). Par la suite, le reste de l'impulsion est rétro-diffusé par un anneau de surface constante (Figure 2.2-a, dernière image). La puissance acquise diminue cependant à cause des caractéristiques 'énergétiques' de l'antenne de l'altimètre. En effet, l'intensité de l'impulsion incidente est d'autant plus faible que l'on s'éloigne de son centre (qui se trouve au nadir-la verticale-du satellite) : plus ce sont les bords de l'impulsion incidente qui sont rétro-diffusés, moins les échos sont énergétiques.

En pratique, les formes d'ondes individuelles sont assez bruitées et il est nécessaire de moyenner une centaine de formes d'onde consécutives pour obtenir une forme d'onde exploitable. On peut ensuite passer à l'étape du 'retracking', c'est à dire à l'ajustement de la forme d'onde à un modèle pour accéder aux paramètres géophysiques qui nous intéressent. Le principal paramètre

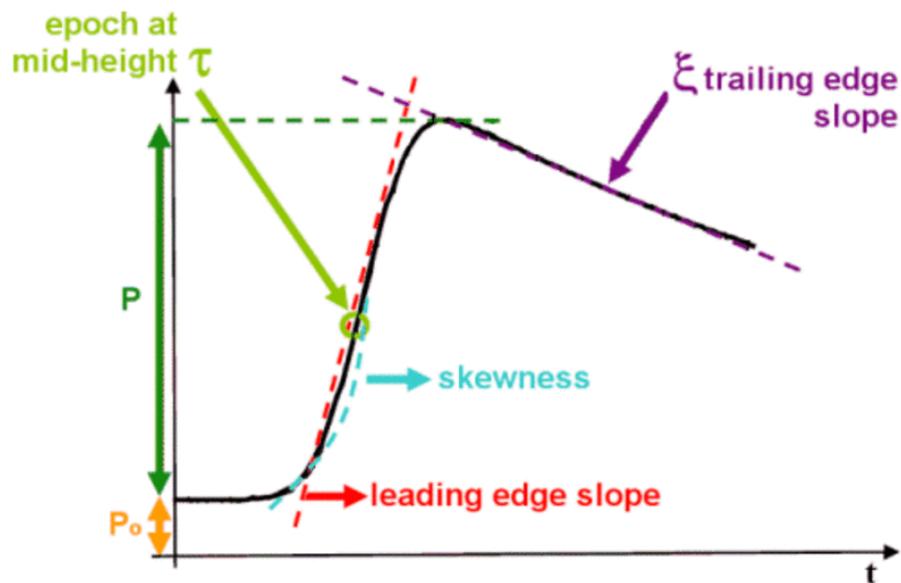


Figure 2.3: Forme d'onde altimétrique idéalisée et paramètres correspondants (<https://www.aviso.altimetry.fr>).

recherché est la hauteur du niveau moyen de la mer (plus précisément la distance entre le satellite et la surface de l'océan) et on peut y accéder via la connaissance du milieu du front de montée (ou 'epoch at mid-height', voir figure 2.3). La pente du front de montée (leading edge slope) permet elle d'accéder à la hauteur significative des vagues.

Il faut noter que la puissance rétro-diffusée est échantillonnée dans le temps en 'portes d'acquisition' (d'une durée de quelques nano-secondes pour la majorité des instruments). Un système de 'tracking' interne à l'altimètre permet de faire en sorte que l'acquisition du signal rétrodiffusé soit toujours 'centrée' en temps et en puissance, en l'occurrence sur la porte correspondant à la moitié de la puissance maximale (proche du milieu du front de montée et donc de la surface de l'océan) et sur la demi puissance maximale d'un certains nombre d'échos précédents.

C'est grâce à l'étude de cette quantité 'primaire' qu'est la forme d'onde que nous pouvons détecter les icebergs. En 2007, *Tournadre (2007)* a démontré que tout objet émergeant de la surface océanique (par exemple un phare ou un cargo) a une signature distincte dans les formes d'onde altimétriques, avant la partie du signal correspondant aux premiers échos de l'océan, dans ce que l'on appelle la section du bruit thermique de l'instrument (Figure 2.2-b).

Plus le satellite s'approche de cet objet, plus le signal arrive tôt dans la forme d'onde. Inversement, plus il s'en éloigne, plus celui ci y arrive tardivement (Figure 2.4). Ainsi lorsque l'on mesure la puissance reçue en fonction du temps et de la distance le long de la trace du satellite, la présence de la cible émergée se matérialise par une parabole (Figure 2.4) dans la partie du signal correspondant au bruit thermique (les trente premières portes d'acquisition). La forme de cette parabole est purement déterministe et est fonction de la taille et de la position de l'objet par rapport au satellite ainsi que des caractéristiques d'orbite de ce dernier. Les 'petits' icebergs produisent également cette signature caractéristique et sont donc détectables par analyse des formes d'ondes altimétriques (*Tournadre et al. (2008)*). Pour les détecter de façon systématique, on utilise un modèle 'théorique' pour représenter de façon idéalisée la signature d'un réflecteur

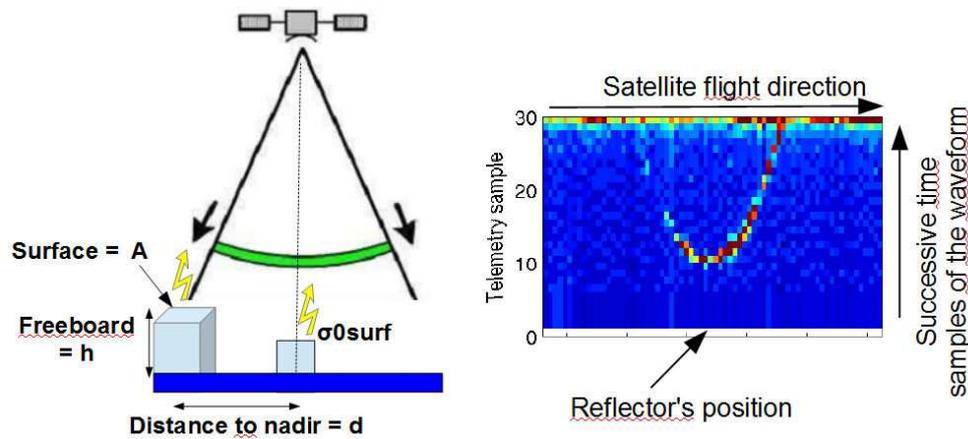


Figure 2.4: Illustration du principe de détection d'un iceberg (*Tournadre et al. (2008)*) : à gauche, détectabilité d'un iceberg en fonction de différents paramètres (surface A , franc-bord h , distance au nadir d , coefficient de réflexion σ_{0surf}); à droite, formes d'onde correspondant au passage du satellite au-dessus d'un réflecteur, la parabole indique la présence d'un iceberg.

dans une forme d'onde altimétrique. La détection est basée sur la reconnaissance et la régression de ce modèle sur les paraboles dans les archives des formes d'onde altimétriques (*Tournadre et al. (2012)*).

Néanmoins, cette méthode comporte certaines limitations qui conditionnent les caractéristiques des icebergs détectés. Tout d'abord, pour les altimètres les moins récents, les logiciels de tracking (le logiciel interne au capteur s'assurant que celui soit prêt à recevoir un écho) éprouvent des difficultés à suivre la surface dans la glace de mer, de nombreuses formes d'onde étaient alors perdues. De plus la section du bruit thermique dans les formes d'onde acquises dans la banquise est bien souvent polluée. Il est ainsi bien plus compliqué de détecter systématiquement un iceberg entouré par la banquise et nous nous limitons donc à la détection d'icebergs se trouvant en eau libre.

Ensuite, on ne peut détecter avec cette méthode que des 'petits' icebergs (nous en préciserons les dimensions limites plus tard). En effet, pour qu'un iceberg puisse être détecté par notre méthode, il faut que son écho soit enregistré dans la plage correspondant au bruit thermique. Si l'iceberg est trop large ou trop haut, l'écho reçu par l'altimètre provient majoritairement de l'iceberg. Celui-ci arrive trop tôt et/ou avec une puissance trop importante pour le système de tracking qui ne peut effectuer l'acquisition. A contrario, si l'iceberg se trouve éloigné du nadir, il est possible que l'écho de l'iceberg arrive à l'altimètre après le début du front de montée, il n'est alors plus possible de discerner son signal de celui du niveau de la mer.

En deçà de 100 m de longueur, l'écho de l'iceberg n'est pas assez fort pour sortir du bruit thermique mais, au-delà d'environ 8 km^2 ($2,8 \text{ km}$ de longueur pour un iceberg de forme carrée), les icebergs sont plus larges que l'empreinte au sol de l'altimètre, les variations de hauteur/de forme sont trop soudaines et l'altimètre perd la surface (ce qui résulte en une perte de données pouvant durer plusieurs secondes).

La présente méthode est donc limitée aux icebergs se trouvant en eau libre et dont la taille varie entre 100 m et 2,8 km.

Tournadre et al. (2008) et Tournadre et al. (2012) livrent plus en détail les différentes étapes

permettant de valider la détection d'un iceberg. Dans un second temps, on estime les dimensions de l'iceberg détecté. Suivant *Tournadre et al. (2012)*, les caractéristiques de la parabole (le signal $\sigma_{icb}(t_{ech})$) détectée dépendent des dimensions de l'iceberg et de sa position par rapport au satellite. Ainsi le temps t_{ech} auquel est mesuré l'écho lié à l'iceberg ainsi que la puissance rétro-diffusée σ_{icb} par celui-ci sont fonctions de quatre inconnues que sont le coefficient de rétrodiffusion de la glace σ_0^{icb} (lié aux caractéristiques 'surfariques' de l'iceberg), sa distance au nadir (la verticale du satellite) d , la surface, A , de l'iceberg supposé carré et sa hauteur émergée (le 'franc bord') h . Le système est alors sous-déterminé avec deux équations pour quatre inconnues. Il nous faut donc fixer deux de ces paramètres inconnus. Dans la mesure où la motivation principale de l'étude est d'accéder au volume de glace transporté et où le franc-bord des icebergs Antarctiques varie bien moins que leurs dimensions horizontales, on effectue alors deux hypothèses : on suppose constant le coefficient de rétrodiffusion de l'iceberg (fixé à 19dB) et on fixe le franc bord à 28 m, ce qui correspond à une épaisseur d'iceberg d'environ 250 m (voir *Tournadre et al. (2012)* pour les justifications de ces valeurs et une étude de sensibilité). Un modèle numérique de rétrodiffusion est utilisé pour inverser les relations $t_{ech} = f(d, A)$ et $\sigma^{icb} = g(d, A)$ et donc accéder à l'estimation de la surface de l'iceberg.

Dans la mesure où la couverture spatiale et temporelle des mesures altimétriques est elle aussi 'limitée', on calcule une probabilité mensuelle de présence d'iceberg sur une grille polaire : elle est simplement définie, pour chaque altimètre, par le rapport entre le nombre d'iceberg détectés dans la cellule $N(i, j)$ et le nombre de mesures altimétriques valides effectuées dans cette cellule $N_s(i, j)$, durant le mois t considéré.

$$P(i, j, t) = N(i, j, t)/N_s(i, j, t)$$

La surface moyenne mensuelle d'iceberg de la cellule est alors : $A(i, j, t) = \frac{1}{N(i, j, t)} \sum_k a_k$, avec a_k la surface estimée d'un icebergs détecté.

On définit également le volume mensuel détecté par point de grille comme étant le rapport entre le volume détecté (somme du produit des surfaces des icebergs détectés dans la cellule par le franc bord constant de 28m) et la surface totale échantillonnée par l'altimètre durant le mois considéré :

$$V(i, j, t) = \frac{\sum_k a_k \cdot H}{A_{SW} \cdot N_s(i, j, t)} \cdot \Delta x_i \Delta y_j$$

Où H est l'épaisseur totale de l'iceberg (le franc-bord étant fixé à 28 m, l'épaisseur vaut environ 250 m, voir *Tournadre et al. (2012)*) et A_{SW} est la largeur de fauchée de l'altimètre pour des icebergs de 28 m (et $\Delta x_i \Delta y_j$ représente l'aire d'un élément de grille). Bien qu'il s'agisse d'un abus de langage, nous parlerons parfois de 'volume' en Gigatonnes (Gt) pour nous référer à la masse d'icebergs, en multipliant le volume V défini précédemment par une masse volumique de glace équivalente de $896 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Originellement appliquée à l'archive de Jason-1 (*Tournadre et al. (2012)*), cette méthode a été adaptée à l'exploitation des données de huit autres missions altimétriques (Topex, Jason1 et 2, ERS1 et 2, Envisat, Cryosat, Altika et HY2A) couvrant la période 1992-2014 (*Tournadre et al. (2016)*). Les données ont été inter calibrées pour assurer la continuité et l'homogénéité des estimations. Enfin, on a combiné les estimations de volume mensuel détecté par satellite en faisant la somme pondérée des estimations individuelles. Les détections individuelles ainsi que les

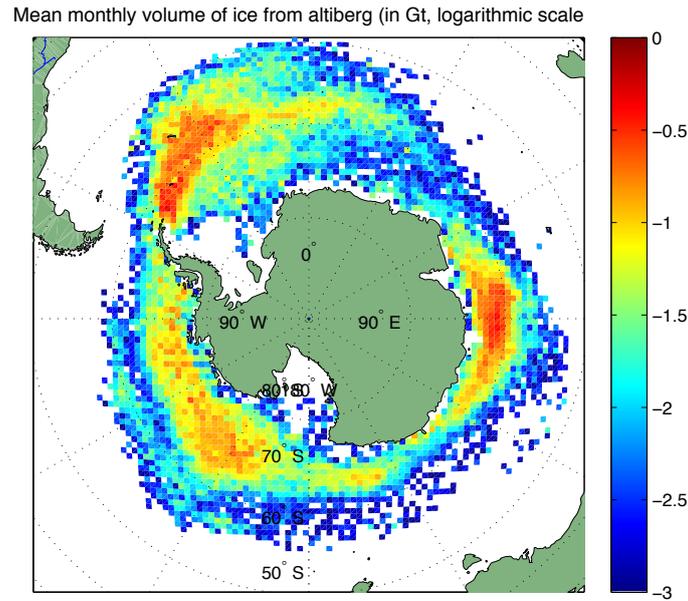


Figure 2.5: Volume mensuel moyen de glace transporté par les petits icebergs détectés par ALTIBERG (en Gt, l'échelle de couleurs étant logarithmique).

estimations de taille associées sont disponibles pour chaque mission altimétrique, tandis que les champs de probabilité de présence mensuelle et de volume mensuel sont disponibles pour chaque satellite et en version 'combinée' sur une grille polaire de 100 km de résolution ou sur une grille géographique de 1°N/2°E (disponibles sur <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/projects/altiberg/>). On a ainsi à notre disposition une distribution globale des petits icebergs Antarctiques en eau libre sur une période de plus de 20 ans, et ce avec une résolution spatiale et temporelle inégalée/sans précédent (Figure(2.5)).

Petits et gros icebergs : 'ALTIBERG unifié'

Les résultats présentés dans cette partie ont fait d'une publication dans la revue *Journal of Geophysical Research* (*Tournadre et al. (2015)*), dont le texte complet est disponible en annexe.

Les bases de données BYU/NIC fournissent une estimation des dimensions horizontales des gros icebergs. Cependant, comme souligné précédemment, la grandeur qui nous intéresse et qui conditionne le flux d'eau douce vers l'océan est le volume de glace transporté par les icebergs. Pour cela il faut pouvoir obtenir une estimation de l'épaisseur des icebergs. Puisque nous connaissons de façon relativement précise les positions géographiques successives de ces gros icebergs, on a la possibilité d'en estimer la hauteur émergée (et donc, via le théorème d'Archimède, l'épaisseur totale) grâce à la colocalisation entre ces positions et des mesures altimétriques. Jusqu'à présent, aucune étude globale des franc-bords d'icebergs antarctiques n'existe. Des mesures de franc-bord par altimétrie laser ont été exploitées par *Jansen et al. (2007)* et *Scambos et al. (2005)*, mais ces profils concernaient un ou deux icebergs seulement, de façon très localisée. Grâce aux progrès effectués en altimétrie radar conventionnelle, les nouvelles générations

d'altimètres que sont par exemple Jason -1, Envisat ou encore Jason- 2 gèrent bien mieux les changements rapides d'élévation/relief tels que ceux qui se produisent aux abords d'un gros iceberg. On entreprend donc de co-localiser les trajectoires d'icebergs du NIC/BYU et des mesures altimétriques issues des trois instruments précédemment cités afin d'obtenir une base de données des francs-bords/épaisseurs de tous les gros icebergs détectés en Antarctique entre 2002 et 2012.

Comme décrit au préalable, un altimètre est un radar à visée verticale qui émet un signal incident sous la forme de courtes impulsions électromagnétiques qui sont rétro-diffusées par la surface. L'altimètre mesure alors la quantité (puissance) de signal rétro-diffusé en fonction du temps (discrétisé en portes ou bins), autrement appelée forme d'onde. La fonctionnalité première des satellites altimétriques océaniques est de mesurer la hauteur du niveau de l'eau et ses variations (ainsi que d'estimer les hauteurs des vagues). Le niveau moyen de la mer étant lié au moment auquel la moitié de l'amplitude maximale de la forme d'onde est atteinte (autrement appelé milieu du front de montée) (Figure 2.3), un logiciel interne à l'instrument (ATU, ou 'onboard tracking') fait en sorte de centrer autour d'un point appelé 'track point' l'acquisition du signal retour en temps et en amplitude autour de ce front de montée.

Pour ce faire, il analyse un certain nombre de formes d'ondes précédemment enregistrées afin d'anticiper la position en temps/amplitude du front de montée et adapter en conséquence les caractéristiques de la fenêtre d'acquisition (largeur/échantillonnage). Pour une mesure de hauteur de la mer, les variations de hauteur sont peu importantes et le système de 'tracking' remplit parfaitement son office. Cependant dans le cas d'une transition entre l'océan et un iceberg (plusieurs dizaines de mètres au dessus du niveau moyen de la mer et une rétrodiffusion par la glace/neige), la transition est trop abrupte et le système de tracking ne parvient pas à adapter les caractéristiques de la fenêtre d'acquisition, on dit que l'altimètre 'perd sa cible'. Le 'milieu du front de montée' est trop éloigné du track point, la montée est trop pentue.... Le temps que le logiciel du capteur recherche et se verrouille sur le signal, l'absence de données peut par exemple durer entre quelques dixièmes de secondes et 3 secondes pour Envisat.

Avant de pouvoir faire toute estimation de hauteur, il est alors nécessaire de 'recaler' les formes d'onde a posteriori, en leur ajustant un modèle analytique, appelé 'retracker'. L'un des retrackers les plus adaptés à la glace continentale se nomme ice-2 (*Legresy (1995)*), déjà utilisé pour traiter les données de Envisat. Il consiste à ajuster à la forme d'onde un modèle de Brown pour l'océan et la glace. Nous en utiliserons ici une version simplifiée, baptisée 'iceT', dans la mesure où l'étude des francs bords d'icebergs ne nécessite pas une précision centimétrique (comme c'est le cas pour les études sur le niveau de l'océan). IceT est basé sur la détection, pour chaque forme d'onde, de la première porte pour laquelle le gradient de puissance dépasse un certain seuil. De par sa conception, la précision d'iceT est ainsi au mieux égale à la largeur d'une porte, soit environ 47 cm, une précision jugée suffisante pour l'estimation de francs-bords de plusieurs dizaines de mètres. Une illustration des résultats d'un retracking par iceT est présentée figure 2.6.

On a donc colocalisé les mesures acquises par les altimètres utilisés avec les positions (quasi-quotidiennes) de chaque iceberg de la base BYU/NIC *Tournadre et al. (2015)*. A chaque colocalisation, on estime les caractéristiques suivantes par analyse des formes d'ondes altimétriques retrackées : le profil de franc-bord de l'iceberg, le franc-bord maximal et moyen le long du dit

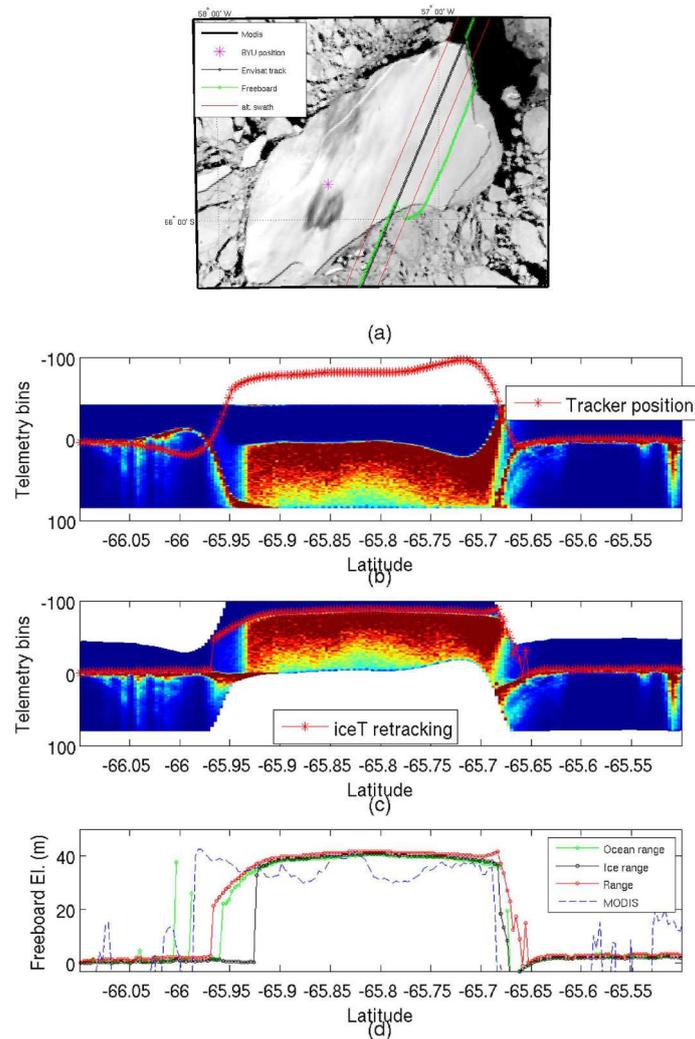


Figure 2.6: Illustration du principe de retracking des formes d'onde et de mesure du franc-bord (issue de *Tournadre et al. (2015)*) : a) image MODIS de l'iceberg A34 le 2 octobre 2003 (le passage d'Envisat considéré est modélisé par la ligne noire), b) formes d'onde issues du passage d'Envisat, la ligne rouge représente la position du tracker, c) les mêmes formes d'onde mais 'retrackées' grâce à ice T, la ligne rouge représente la position du franc-bord tel qu'estimé par iceT, d) Estimations du franc-bord par différents retrackers, le franc-bord estimé par iceT est présenté en rouge.

profil, le profil de coefficient de rétro-diffusion ainsi que le coefficient de rétrodiffusion maximal et moyen (le long de l'iceberg) le long du profil, ainsi qu'une estimation de la longueur de l'iceberg (qui découle de l'analyse des paramètres précédents). Pour assurer l'homogénéité des résultats, les rétrodiffusions des différents altimètres ont été inter-calibrées en utilisant les coefficients de calibration de *Queffelec (2013)*.

Parmi les 7000 colocalisations entre la base de données d'icebergs de la période 2002-2012 et les mesures altimétriques, 5366 (76%) furent exploitables et traitées. Des 116 icebergs

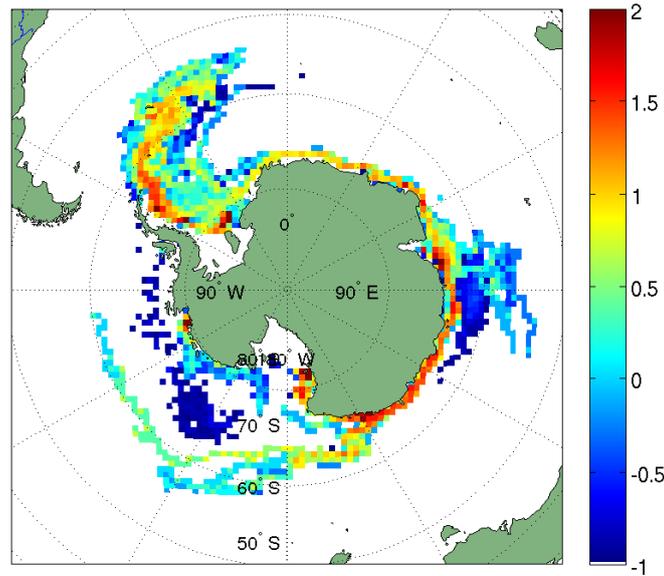


Figure 2.7: Volume mensuel moyen transporté par les gros icebergs suivis par le NIC/BYU (en Gt, l'échelle étant logarithmique)

répertoriés par le NIC, 113 ont vu leur franc bord mesuré à au moins une occasion. Sur les 196 'unknown' détectés uniquement par le BYU durant 2002-2012, on en a mesuré moins de la moitié (95). En moyenne, on a effectué 53 mesures altimétriques consécutives sur un iceberg du NIC, 46 sur la base de données conjointe BYU/NIC.

On accède ainsi au volume de glace transporté par ces icebergs géants au cours de la décennie 2002-2012 (Figure 2.7).

2.3 Température de l'océan

Afin d'évaluer l'impact de la fonte des icebergs sur la températures des eaux environnantes, on s'intéresse à la SST (température de surface de l'océan), meilleur proxy disponible de la température sur la colonne d'eau.

On utilise dans un premier temps la SST grillée à une résolution de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, disponible quotidiennement, issue des mesures de température de brillance du radiomètre micro onde AMSR embarqué sur Aqua/Terra et fonctionnel de 2002 à fin 2010. Ces données sont distribuées par remss via <http://www.remss.com/missions/amr> (Figure 2.8). Les radiomètres micro-onde ont l'avantage de pouvoir effectuer des mesures malgré la couverture nuageuse (Les données exploitées présentement sont issues des passes descendantes, et donc nocturnes, du satellite). Cette période est bien plus courte que celle couverte par ALTIBERG, néanmoins elle nous permet d'étudier les effets de la fonte des géants tabulaires C19a, B15j ou encore C20 dont la dérive dans des eaux 'chaudes' a lieu entre 2006 et 2010. On s'intéressera notamment aux anomalies de SST par rapport à une climatologie hebdomadaire sur la période 2002-2010.

Dans un second temps, lorsque l'on s'intéresse à toute l'archive ALTIBERG (1992-2016),

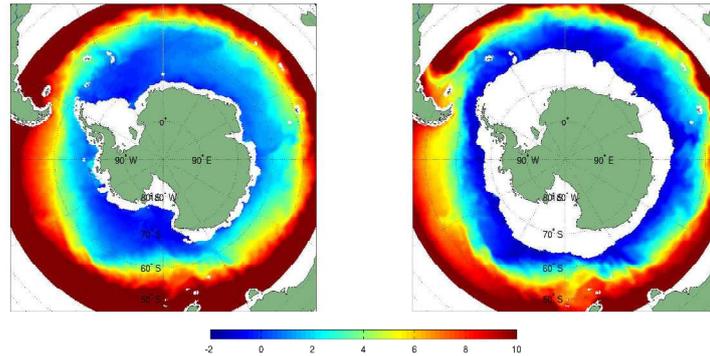


Figure 2.8: Température de surface de l’océan (SST) mensuelle moyenne (en °C) issue des mesures AMSR-E, pour les mois de Février (gauche) et Août (droite) de la période 2002-2011

on utilise la SST interpolée optimalement (OISST) suivant *Reynolds and Smith (1994)*. Dans la mesure où la télédétection de l’océan Austral pâtit d’une couverture nuageuse et de précipitations relativement importantes, ce jeu de données de niveau 4 combine des observations micro-ondes, infrarouge et in situ et fournit des données de SST quotidiennement à une résolution de 0.25° (<https://www.ncdc.noaa.gov/oisst>).

2.4 Indices climatiques

Comme l’ensemble des régions de la planète, l’Antarctique et l’Océan Austral sont soumis à des phénomènes climatiques (c’est à dire à grande échelle spatio-temporelle) impactant la température de l’air, de l’océan, les mouvements atmosphériques et océaniques, l’extension de la banquise (*Mayewski et al. (2009)*) et donc possiblement la distribution d’icebergs Antarctiques.

Il existe deux phénomènes principaux ayant des effets globaux sur le climat du pôle sud (*Mayewski et al. (2009)*) : l’Oscillation Australe (aussi appelée ENSO pour El Niño Southern Oscillation) et le Mode Annulaire Austral (plus connu sous son acronyme anglo-saxon ‘SAM’ pour Southern Annular Mode-bien qu’on y fasse parfois référence sous le nom d’Oscillation Antarctique ou AAO).

Le phénomène ‘El Niño’ est aujourd’hui bien connu du grand public. Tirant son nom d’un courant océanique chaud au large de la côte péruvienne, il résulte d’un déplacement et d’un affaiblissement ou renforcement cyclique (appelé ‘Oscillation Australe’) de la circulation atmosphérique zonale au dessus du Pacifique tropical (*Philander (1983)*). Ces mouvements atmosphériques entraînent alors un réchauffement ou un refroidissement cyclique de l’océan Pacifique tropical dont l’anomalie moyenne de température permet de caractériser la phase et la magnitude de l’Oscillation Australe : si l’anomalie est positive, on se trouve face à un évènement ‘El Niño’ ou ‘évènement chaud’, dans le cas inverse, on est en phase négative ou ‘La Niña’ (évènement dit ‘froid’). Il peut avoir des effets dramatiques à distance (on parle de télé-connexions) avec par exemple une augmentation de la fréquence des feux de forêts en Amérique du Nord ou des pluies en Australie. En Antarctique, il se manifeste par la présence d’une anomalie de pression atmosphérique au niveau de la mer (‘SLP’ pour Sea Level Pressure) localisée en moyenne à l’Ouest

de la péninsule (*Turner (2004), Yuan (2004)*).

Le Mode Annulaire Austral se manifeste lui aussi par la présence d'anomalie de SLP au-dessus de l'Antarctique : dans le cadre du SAM, une anomalie zonale de pression atmosphérique entoure le continent (*Mayewski et al. (2009)*).

Afin de caractériser simplement la polarité et la magnitude de l'oscillation australe et du mode annulaire austral, il est de coutume de travailler avec ce que l'on appelle des indices climatiques. Ces derniers sont généralement des grandeurs simples, représentatives du phénomène étudié et avec lesquelles il est facile de travailler. Pour ENSO (El Niño Southern Oscillation), plusieurs indicateurs sont disponibles et il n'existe pas de consensus quant à l'indice ou la combinaison d'indices convenant le mieux pour en étudier les effets en Antarctique. Il existe tout d'abord le classique Southern Oscillation Index ou SOI, défini comme l'anomalie de la différence de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin, et donc représentatif des variations de la circulation atmosphérique zonale du Pacifique. Afin de distinguer deux types d'événements ENSO en fonction de leur 'zone de naissance', on s'intéressera aussi aux indices Niño1+2 et Niño3-4 liés respectivement à l'anomalie de température de surface de l'océan (SST) près de la côte péruvienne et dans la Pacifique central. Ces indices sont disponibles mensuellement sur le site du Climate Prediction Centre du Ncep (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>).

Du fait de la forte variabilité de ces indices, il est de coutume (*Trenberth (1997)*) de travailler avec des moyennes glissantes de ces indices. Un événement est alors dit 'chaud' ou El Niño (respectivement 'froid' ou La Niña) si l'indice Niño 3 moyenné sur 5 mois est supérieur (inférieur) à 0.5 °C pendant au moins 6 mois consécutifs, ou si l'indice Niño 3-4 moyenné sur 5 mois (parfois appelé indice Niño océanique ou ONI) est supérieur (inférieur) à 0.4 °C pendant au moins 6 mois consécutifs.

Pour déterminer la phase du mode Annulaire austral, on utilisera l'indice mis au point par *Marshall (2003)*, calculé à partir d'une différence zonale de pression atmosphérique au niveau de la mer, et distribué par le British Antarctic Survey (<http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>).

2.5 Glace de mer

La concentration en glace de mer d'une cellule est définie comme étant la fraction (en pourcentage) de la surface de cette cellule recouverte de glace de mer. C'est la quantité géophysique la plus basique extraite des observations par satellite de la banquise. Les données utilisées dans le cadre de ce travail sont issues des mesures de températures de brillance par le radiomètre microonde SSM/I (embarqué sur le satellite DMSP), traitées par l'algorithme Artist Sea Ice (ASI) de l'université de Bremen pour élaborer un produit dit de niveau 3, distribué notamment par le Cersat et disponible quotidiennement de 1992 à 2015 sur une grille polaire de 12,5 km de résolution. Pour quantifier les évolutions grande échelle de glace de mer, on a aussi coutume d'étudier les variations de l'extension de la banquise ('sea ice extent'), définie comme étant la surface totale couverte par une concentration en glace supérieure à une valeur seuil, communément 15%. On estime donc que la ligne d'iso-concentration 15 % constitue la 'limite de la banquise' (ou 'sea ice edge' en anglais), à savoir la latitude maximale, pour une longitude donnée, au-delà de laquelle on ne trouve plus de glace de mer.

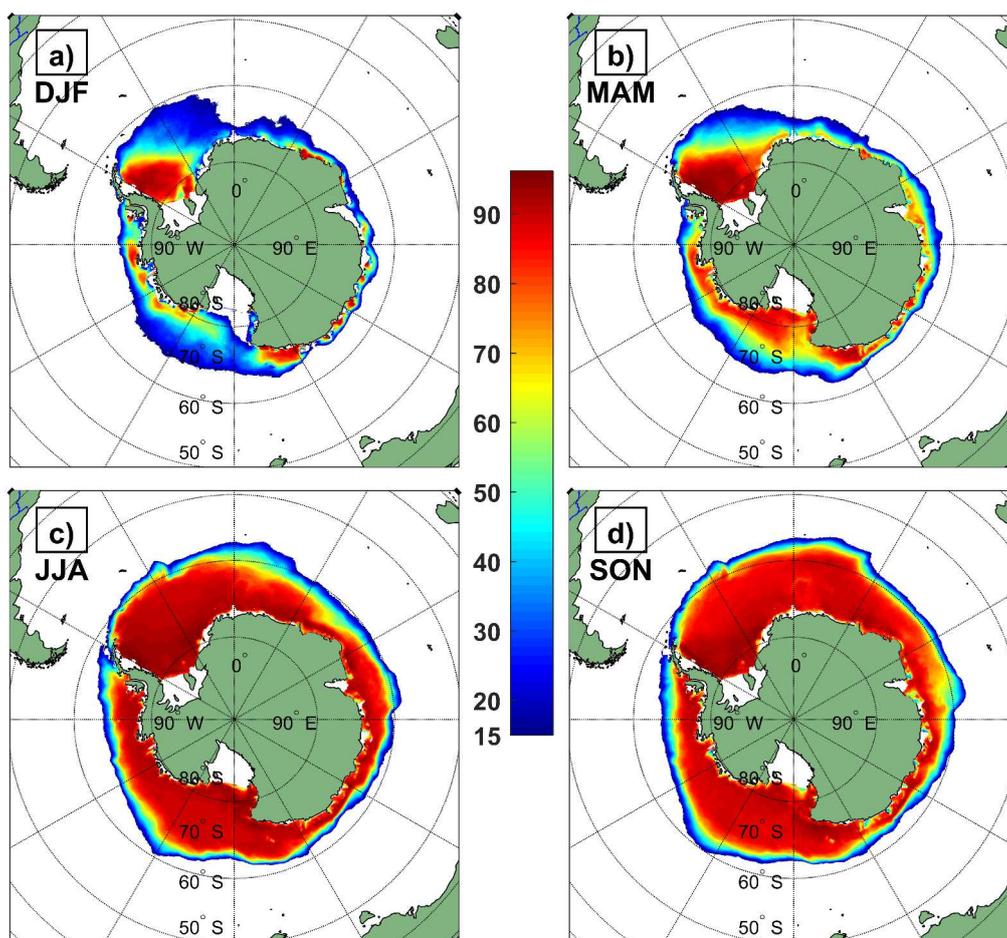


Figure 2.9: Champs moyens de concentration en glace de mer (en %), par saison australe : a) été, b) automne, c) hiver, d) printemps.

La limite de la banquise est très dynamique, par conséquent les variations quotidiennes de concentration en glace de mer à la lisière de la banquise sont très importantes (*Simpkins et al.* (2012)). On s'intéressera donc sauf mention contraire aux champs mensuels de concentration en glace de mer (Figure 2.9), aux extensions de banquise mensuelles ainsi qu'aux limites moyennes mensuelles de la banquise. Pour en étudier la variabilité, on considèrera notamment les anomalies mensuelles (différence entre un champ mensuel et sa moyenne sur les 24 ans de données) des champs évoqués précédemment (Figure 2.10).

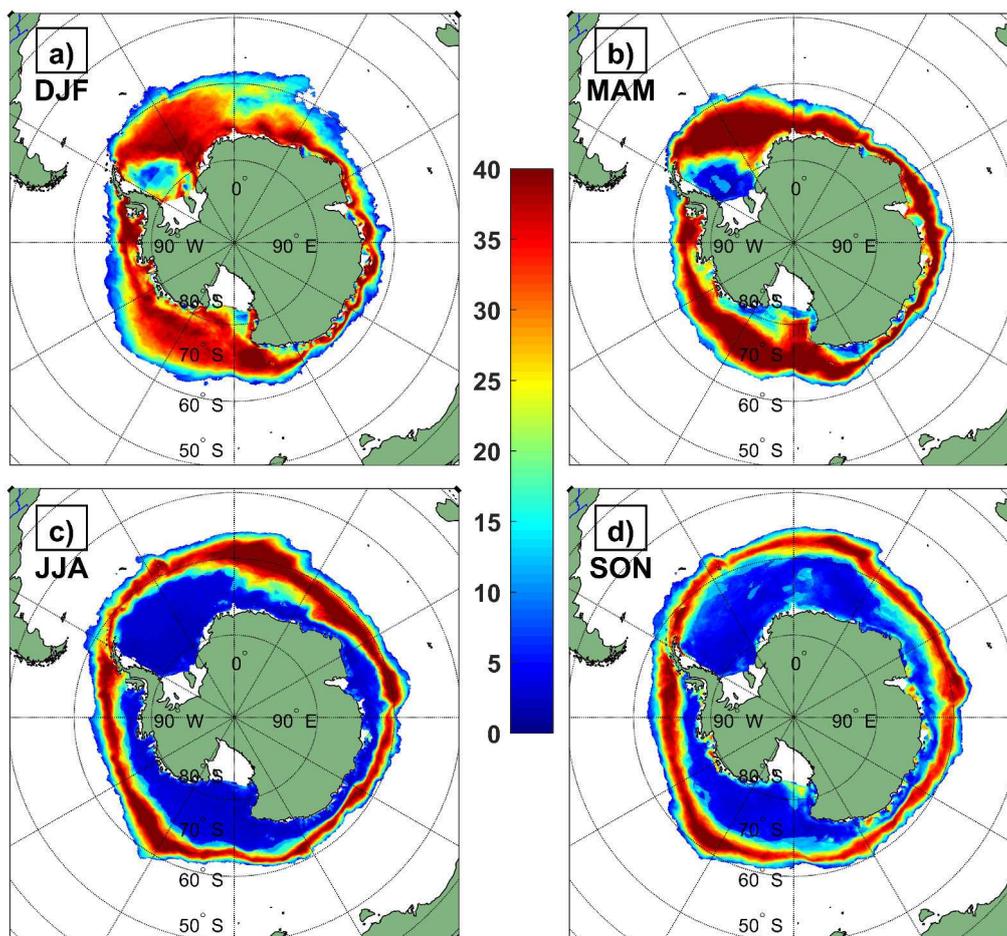


Figure 2.10: Variances moyennes de la concentration en glace de mer (en %), par saison australe : a) été, b) automne, c) hiver, d) printemps.

Chapitre 3

Analyse des relations volume de glace paramètres environnementaux

S'il est établi que les icebergs ont la capacité d'influencer leur environnement au niveau local (cf Chapitre 1.3), les travaux s'intéressant à leur impact global (au niveau de l'océan antarctique) sont essentiellement des études de modélisation dont les résultats sont plus que contrastés. Ces modèles présentent plusieurs lacunes dans leurs représentations des icebergs antarctiques, notamment leur distribution de taille (voir Chapitre 1.3), et on ne dispose pas d'étude grande échelle permettant de valider ou non leurs résultats. Grâce aux mesures altimétriques, on dispose d'observations d'icebergs couvrant un domaine spatio-temporel assez large pour permettre d'étudier la distribution de taille des icebergs de façon plus réaliste (Chapitre 3.4), mais également de les confronter à des paramètres environnementaux dans le but d'étudier leur variabilité conjointe (Chapitres 3.1 et 3.2).

3.1 Relation entre volume de glace transporté par les petits icebergs et glace de mer

Etudes antérieures

Il est à présent reconnu que l'augmentation globale de l'extension de la banquise Antarctique résulte de la combinaison de variations régionales/locales positives et négatives, parfois importantes, de concentration en glace de mer (*Stammerjohn and Maksym (2017)*). Parmi les facteurs pour expliquer ces variations régionales, on cite pêle-mêle un changement de forçage atmosphérique (vent, variation de température de l'air), une modification de la distribution des précipitations ou du couplage banquise-ocean-atmosphère, mais également des changements dans le forçage en eau douce de la calotte glaciaire Antarctique (*Bintanja et al. (2013)*). Cette dernière hypothèse serait en effet cohérente avec l'augmentation de perte de masse de la calotte antarctique observée ces dernières années (*Rignot et al. (2013)*). Ce forçage en eau douce regroupe à la fois la fonte basale, localisée, des plates-formes glaciaires, mais aussi l'injection d'eau douce par fonte des icebergs lors de leurs dérives dans l'Océan Austral.

A l'occasion de la fonte des icebergs dans l'océan, de nombreux mécanismes impactant la formation de la glace de mer sont mis en œuvre. Tout d'abord, pour fondre, les icebergs prennent

de la chaleur des eaux de surface ce qui entraîne un refroidissement de ces dernières et une injection d'eau froide et d'eau douce dans l'océan, ce dernier apport tendant à augmenter la température de congélation (d'autant plus élevée que la salinité des forte) des eaux de surface. On a donc dans les deux cas une facilitation de la formation/croissance de la glace de mer. De plus, selon *Marsland and Wolff* (2001), un adoucissement des eaux de surface augmente la stratification locale, ce qui diminue l'amplitude de la convection et donc des échanges verticaux, mais diminue également la profondeur de la couche mélangée et donc sa capacité thermique. *Marsland and Wolff* (2001) distinguent alors deux cas : ils considèrent dans un premier temps une diminution/inhibition des échanges convectifs verticaux liée à un adoucissement des eaux de surface en automne/hiver (saison de croissance de la glace de mer). En hiver, le flux de chaleur entre l'atmosphère et l'océan est a priori négatif (l'atmosphère se réchauffe au détriment des eaux de surface), les eaux profondes sont plus chaudes que les eaux de surface. Si la convection est inhibée, la perte de chaleur des eaux de surfaces au profit de l'atmosphère ne peut être compensée par un flux de chaleur des eaux plus profondes. La couche de surface tend donc à se refroidir rapidement, facilitant la production de glace de mer. A l'inverse, en été, quand le flux atmosphère-océan est positif, une diminution de la profondeur de la couche mélangée la rend plus sensible à un apport de chaleur de l'atmosphère. Les eaux de surface reçoivent relativement plus de chaleur, ce qui tend à accélérer la fonte de la banquise.

Ainsi l'effet du flux d'eau douce issu de la fonte des icebergs sur la glace de mer implique des processus relativement complexes. Ces dernières années de nombreuses études (*Jongma et al.* (2009); *Martin and Adcroft* (2010); *Merino et al.* (2016); *Stern et al.* (2016)) visant à quantifier l'impact du flux d'eau douce apporté par les icebergs sur l'océan Austral ont été menées par couplage d'un modèle de circulation globale (comprenant un module de glace de mer) et un module représentant la dynamique/thermodynamique des icebergs. Ces modules (succinctement décrits Chapitre 1.3) utilisent la représentation lagrangienne des icebergs issue des travaux de *Bigg et al.* (1997) et *Gladstone et al.* (2001).

Jongma et al. (2009) se sont intéressés à l'impact des icebergs sur les eaux de surface Antarctiques à l'échelle de la dizaine d'années. Par rapport à une paramétrisation classique du flux d'icebergs consistant à redistribuer un excès de précipitations de façon uniforme sur tout l'océan Austral, l'ajout du module iceberg a pour effet une surprenante réduction de l'extension globale annuelle de la banquise (-1.4%). Néanmoins, *Jongma et al.* (2009) font par la suite la distinction entre les effets de adoucissement et de refroidissement des icebergs : par rapport à un cas test où les icebergs sont thermo-dynamiquement inactifs (ne fondent pas), l'effet de adoucissement entraîne une augmentation moyenne de l'extension annuelle globale de la banquise de près de 12%, contre un impact deux fois inférieur pour le refroidissement (environ 6%). Cette influence est plus importante le long de la marge de la banquise. *Jongma et al.* (2009) attribuent la différence d'impact entre les deux effets au fait que l'adoucissement aurait un effet plus important que le refroidissement sur la stratification de la colonne d'eau.

Martin and Adcroft (2010) s'intéressèrent aussi à l'impact des icebergs sur les eaux de surfaces Antarctiques à l'aide d'un modèle de circulation globale lui aussi couplé à un modèle d'iceberg inspiré des travaux de *Bigg et al.* (1997). En examinant l'impact des icebergs sur la glace de mer à une échelle de l'ordre de la centaine d'année, ils concluent que l'introduction d'icebergs

entraîne une diminution globale de la surface et de l'épaisseur de la banquise Antarctique, par rapport à une expérience de contrôle pour laquelle le flux d'eau douce est injecté à la côte. Si l'extension maximale de la banquise est peu modifiée par l'introduction d'icebergs dans le modèle, la concentration en glace de mer est localement impactée en de nombreux endroits : jusqu'à 8% en mers d'Amundsen, Bellingshausen et Weddell, ce qui résulte en une perte globale de $0.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ de banquise. Par ailleurs l'épaisseur de la glace de mer tend à diminuer presque partout, sauf en mer de Ross occidentale. *Martin and Adcroft* (2010) expliquent ce cas particulier par l'accumulation d'icebergs dans cette zone (liée à des courants topographiques) dont la fonte estivale crée une lentille d'eau froide facilitant la production de glace de mer à l'automne suivant.

Merino et al. (2016) utilisent peu ou prou la même configuration que *Martin and Adcroft* (2010), en modifiant cependant les forçages du module d'icebergs (ils prennent notamment en compte la variation verticale des courants), en incluant une fonte en profondeur des icebergs. Leurs résultats, moyennés sur 5 ans, sont différents de ceux de *Martin and Adcroft* (2010) : activer leur module d'iceberg tend à entraîner une augmentation de la concentration et de l'épaisseur de la glace de mer dans la plupart de l'océan Austral (si ce n'est dans la mer de Bellingshausen et aux marges de la banquise). Ces augmentations conduisent à un accroissement de près de 10% du volume moyen annuel de la banquise Antarctique, mais aussi une augmentation (entre 8 et 14%) de l'amplitude de son cycle de croissance/fonte.

La dernière étude en date est celle de *Stern et al.* (2016). Elle vise notamment à étudier l'impact de la taille des icebergs vèlés sur l'océan Austral en n'autorisant qu'une classe de taille d'iceberg par simulation. Selon *Stern et al.* (2016), augmenter la taille des icebergs vèlés entraîne une augmentation du transport Est-Ouest d'eau douce (dans la mesure où les plus gros icebergs tendent à rester entrainés dans le courant côtier). En conséquence, la température et la salinité des eaux de surface des mers d'Amundsen, Bellingshausen et de Ross augmentent, entraînant une diminution de la production de glace de mer dans ces secteurs. A l'opposé, les eaux de surface de l'Antarctique de l'Est (secteur Indien) et de la mer de Weddell deviennent plus froides et moins salées, promouvant la formation de glace de mer. Une simulation utilisant une distribution de taille suivant une loi de puissance $-3/2$ (en accord avec les résultats de *Tournadre et al.* (2016)) a également été effectuée : les résultats sont proches de ceux précédemment énoncés, avec notamment une réduction de près de 22% du volume de la banquise dans les secteurs d'Amundsen, Bellingshausen et de Ross.

Il est évident que les résultats de ces études sont on ne peut plus contrastés. De telles différences pourraient notamment s'expliquer par les différences de modèles utilisés (notamment leur résolution, les schémas de représentation de la glace de mer ...), de plage de temps considérée (pour le spin up du modèle mais aussi pour l'étude des résultats) ou par des différences dans les forçages atmosphériques et océaniques utilisés. Il faut dans un premier temps remarquer que dans la plupart des modèles (excepté *Merino et al.* (2016)), les flux issus de la fonte des icebergs ne prennent pas en compte de profondeur d'injection mais sont injectés directement dans la couche de surface (voir Chapitre 3.2.1). Il faut également noter que *Jongma et al.* (2009); *Martin and Adcroft* (2010) utilisent une estimation du flux global de vèlage d'icebergs bien moins précis que ceux de *Rignot et al.* (2013); *Depoorter et al.* (2013) utilisés par *Merino et al.* (2016); *Stern et al.* (2016). De plus, on pourrait questionner le réalisme des distributions d'icebergs issues de

ces modèles, rarement comparées aux observations. On pourra noter que *Merino et al.* (2016) comparent néanmoins leur distribution aux données ALTIBERG, leur répartition géographique est en bon accord avec les observations (notamment en Atlantique Sud), mais ils ont tendance à surestimer sa magnitude, surtout dans les zones côtières. Enfin, toutes ces études, en accord avec *Gladstone et al.* (2001), ne considèrent que des icebergs dont la taille est inférieure à environ 2km. Comme évoqué précédemment (Chapitre 1.4), une telle omission pourrait entraîner un biais dans la distribution du flux d'icebergs, accordant trop de poids à une injection d'eau douce à la côte et sous-estimant le flux d'eau douce aux latitudes plus septentrionales (*Stern et al.* (2016); *Rackow et al.* (2017)).

En l'absence de consensus émergeant des études précédentes, nous entreprenons d'estimer l'impact du flux d'eau douce issu des icebergs sur la banquise Antarctique, non pas par modélisation mais en analysant les observations à notre disposition. Ainsi nous étudions dans un premier temps les modes de variabilité conjointe de concentration en glace de mer (issues d'observations satellites) et de volume de glace (transporté par icebergs, issus de notre base de données 'ALTIBERG unifiée').

Extension de la banquise et détection des icebergs

Comme indiqué précédemment (Chapitre 2.2), la méthode de détection des petits icebergs par mesure altimétrique permet de détecter uniquement des icebergs en eau libre. Ainsi, le nombre de détections et donc également le volume de glace détecté est étroitement lié à la surface de l'océan Austral recouverte par la banquise.

Si le volume de glace mensuel associé aux petits icebergs est modulé par les variations de l'extension de la banquise, c'est donc le cycle saisonnier d'extension de la glace de mer qui conditionne le cycle saisonnier de volume d'icebergs visibles. On voit en effet que les deux quantités sont anti-corrélées (Figure 3.1), d'autant plus que la banquise s'étend loin vers le Nord (ce qui explique la plus faible corrélation dans le bassin Pacifique). Néanmoins, si l'on souhaite étudier l'impact probable du flux d'eau douce des icebergs sur la banquise, on s'intéressera aux liens entre les anomalies de ces deux champs. Il convient donc dans un premier temps de vérifier que les anomalies de volume de petits icebergs ne sont pas directement corrélées aux anomalies d'extension de la banquise eu égard à notre méthode de détection. On se rend alors compte que les séries temporelles associées à ces deux anomalies (mensuelles) présentent des coefficients de corrélation bien plus faibles (<0.16) et ce quel que soit le bassin considéré (Figure 3.1, haut). En effectuant une analyse de corrélation croisée (Figure 3.1, bas), on se rend également compte que ces anomalies ne montrent pas de corrélation significative quelque soit le décalage temporel considéré (coefficients toujours inférieurs à 0.2).

Si l'on veut étudier l'impact des icebergs sur la glace de mer, il est ainsi indispensable de s'intéresser aux champs d'anomalies afin de s'affranchir du fort signal saisonnier provoqué par les variations de l'extension de la banquise.

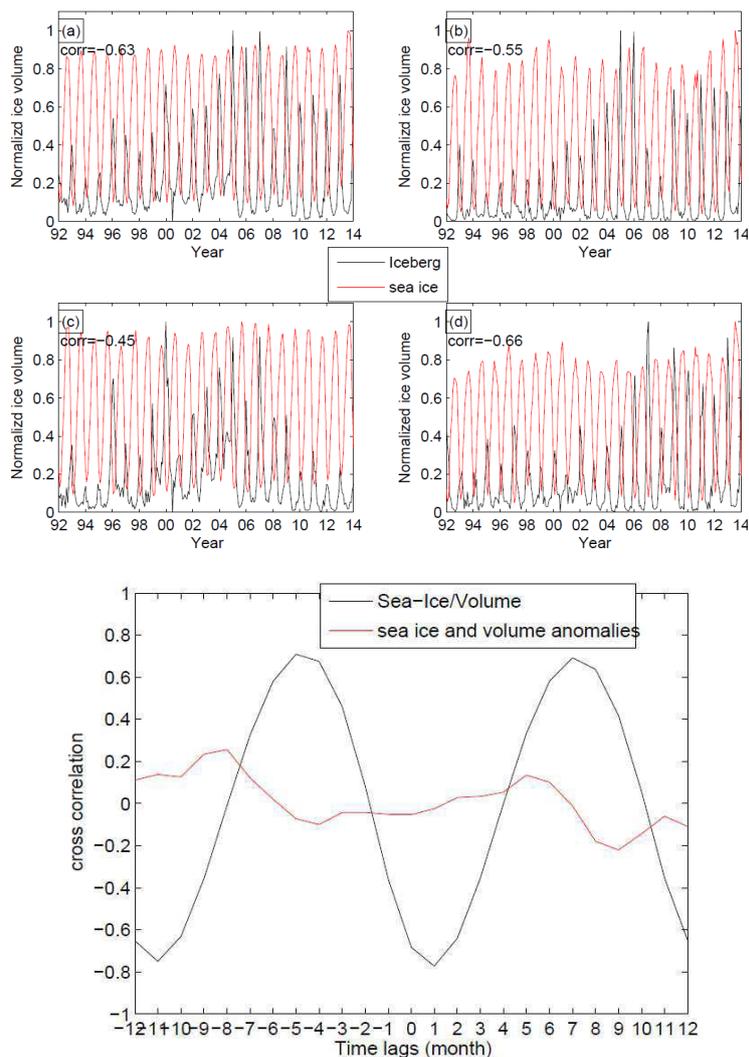


Figure 3.1: En haut : Séries temporelles du volume de glace mensuel (courbes noires) et d'extension de la banquise (courbes rouges) et coefficient de corrélation associé pour a) l'Océan Austral, b) le bassin Atlantique, c) le bassin Indien, d) le bassin Pacifique ; en bas : Coefficient de corrélation croisé entre les anomalies en fonction du décalage temporel (en mois).

Covariations globales du volume d'icebergs et de la concentration en glace de mer : Analyse en composantes principales

Parfois appelée, par abus de langage, analyse en EOF (Empirical Orthogonal Functions) (la confusion est faite par abus de langage dans les sciences de l'univers, notamment en météorologie) l'Analyse en Composantes Principales (ou ACP, 'PCA' en anglais) est une technique statistique relevant de l'analyse statistique multivariée. Elle vise à étudier les variabilités conjointes de plusieurs quantités, ou bien de la même grandeur à plusieurs localisations, pour n'en extraire que les 'modes' de variations les plus significatifs (on parle de 'motifs' ou 'patterns'), ces derniers étant des combinaisons linéaires des variables originales. L'ACP permet alors le cas échéant une réduction de dimension : on ne s'intéressera qu'aux quelques modes expliquant le maximum de

variabilité de notre grandeur. En pratique, et dans le cadre qui nous intéresse ici, on considère une grandeur géophysique -qui sera par exemple pour nous la concentration en glace de mer- 'collectée' à différentes localisations et pas de temps. On a par exemple une 'carte' de concentration en glace de mer (un point tous les 25km, soit plusieurs milliers de points) disponible tous les mois pendant 20 ans (240 pas de temps), soit une matrice 'spatio-temporelle'. A l'issue d'une analyse en composantes principales, on vise à dégager quelques motifs consistant chacun en la combinaison d'une carte (associant chaque localisation à la magnitude des variations) et d'une série temporelle expliquant comment le motif spatial (la carte) se comporte dans le temps.

D'un point de vu formel, l'Analyse en Composante Principale implique une diagonalisation de la matrice de covariance (ou de corrélation si la grandeur est standardisée) de notre grandeur spatio-temporelle : il existe une base formée de vecteurs dits propres dans laquelle la matrice de covariance est diagonale.

Les valeurs propres sont directement proportionnelles à la portion de variabilité associé à un vecteur propre, si bien que l'on peut classer les vecteurs propres par valeur propre croissante et donc par pourcentage de la variabilité dont il rend compte. Les motifs dont on parlait précédemment sont alors la combinaison d'un vecteur propre (appelé 'EOF', par exemple une carte) et de la projection des données initiales sur ce vecteur propre (appelée 'composante principale' ou 'PC', par exemple une série temporelle). La propriété la plus importante de l'ACP émerge de ces résultats : les vecteurs propres sont orthogonaux (par diagonalisation) et donc les différents motifs sont non-corrélés.

Cependant cette propriété est également un des principaux 'défauts' de la méthode (*Domenget and Latif* (2002)) : les modes obtenus résultent de manipulations purement statistiques et n'ont apriori pas de signification physique 'immédiate', notamment parce-que les processus physiques impliqués dans un phénomène ne sont en général pas orthogonaux/décorrélés. C'est notamment cet écueil (parmi d'autres, notamment une forte dépendance au domaine d'étude et à la mise en forme initiale des données (*Richman* (1986)) qui rend l'interprétation physique des résultats de l'ACP pour le moins compliquée.

Lors de l'analyse de nos paramètres, à savoir la concentration en glace de mer et le volume de glace transporté par les petits icebergs, on effectuera une décomposition par ACP sur les anomalies mensuelles de chacun des champs. Par exemple, l'anomalie mensuelle en concentration de glace de mer du mois de janvier 2008 est définie comme la différence entre le champ de concentration en glace de mer du mois de janvier 2008 et la moyenne des 25 champs de concentration en glace de mer pour chaque mois de janvier allant de 1992 à 2016 (on parle de climatologie mensuelle). Afin de pouvoir comparer les résultats des analyses sur chacun des champs, on transpose les champs de concentration en glace de mer sur la grille des champs de volume d'icebergs, à savoir une grille polaire régulière de 100 km par 100 km. Enfin, par praticité, les séries temporelles ('PC' ou 'score') de chacune des EOFs sont standardisées de telle sorte qu'elles varient sur l'intervalle [-1 1], les EOFs (parties spatiales) sont alors dimensionnées pour que le produit EOF*PC nous permettent d'obtenir des champs (composites) de concentration en glace de mer en % et de volume d'icebergs en Gt.

On présentera ici les trois premières EOFs résultant de l'analyse de l'anomalie de concentration en glace de mer, et comptant pour près de 30% de sa variabilité.

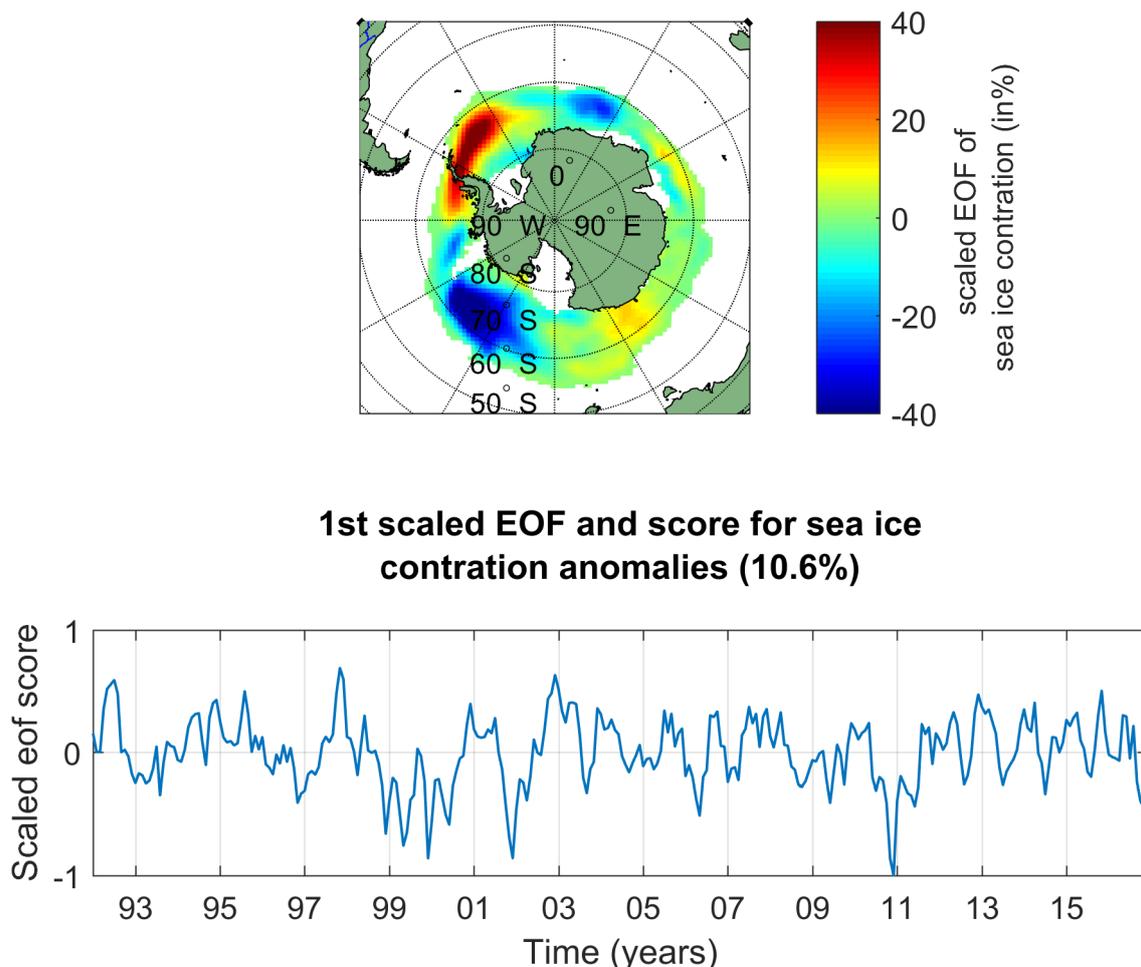


Figure 3.2: Première EOF associée aux anomalies de concentration en glace de mer, comptant pour 10.6 % de sa variabilité.

Le premier mode (Figure 3.2) rend compte de près de 11% de la variabilité de l'anomalie saisonnière de concentration en glace de mer. L'EOF présente un dipôle très marqué de part et d'autre de la péninsule Antarctique. Un pôle est situé au-dessus du Pacifique Austral au large de la mer d'Amundsen, le second de signe opposé se trouve à l'Est de la péninsule, au-dessus de la mer de Weddell occidentale. Un tel dipôle, nommé dipôle antarctique (ou 'ADP' pour Antarctic Dipole) est caractéristique de l'influence conjointe d'ENSO (Oscillation Australe) et de l'Oscillation Antarctique (aussi appelée SAM) (voir partie 3.3) sur la couverture en glace de mer (Yuan (2004)). On peut par exemple également noter que les maxima et minima de la composante temporelle sont en accord avec l'indice SOI présenté figure 3.21.

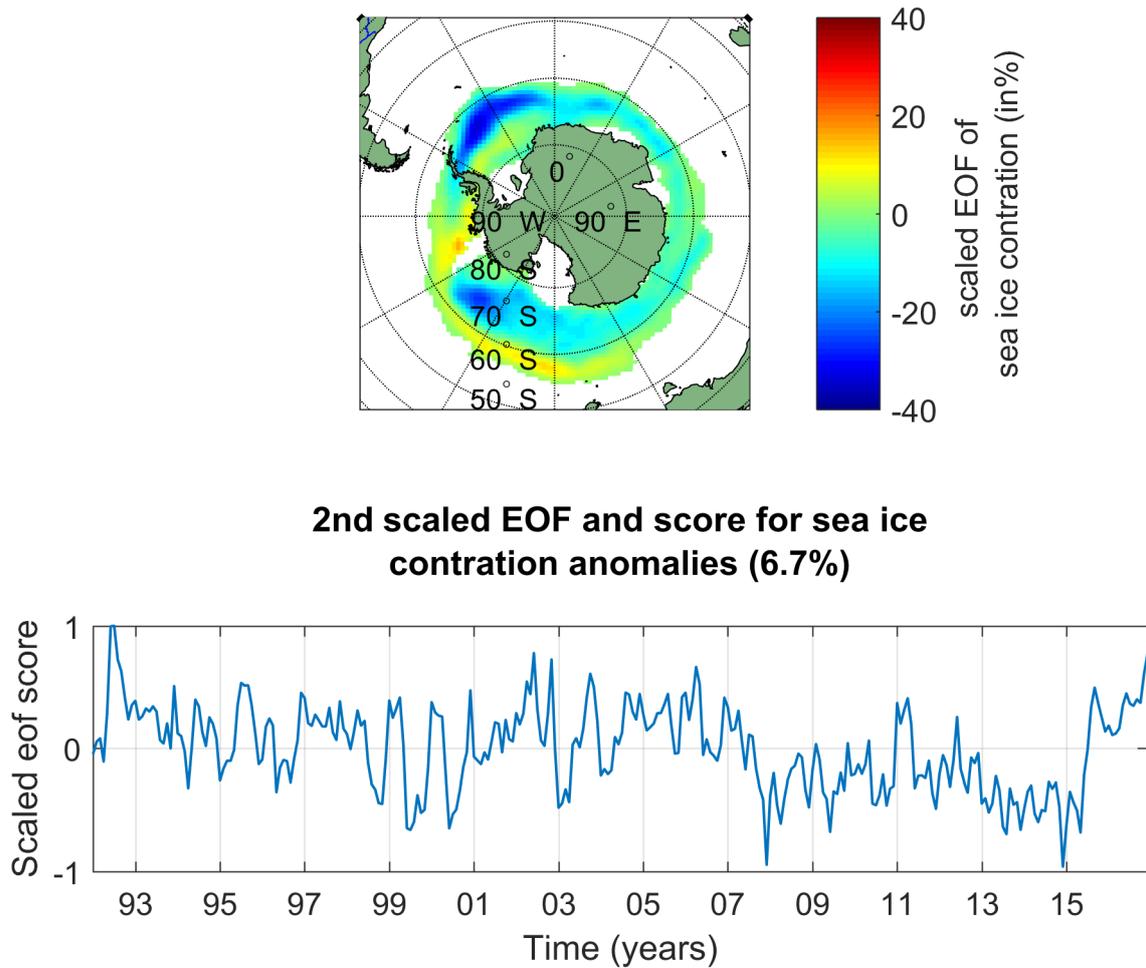


Figure 3.3: Deuxième EOF associée aux anomalies de concentration en glace de mer, comptant pour 6.7 % de sa variabilité.

Le deuxième mode (Figure 3.3) apparaît plus complexe à interpréter. Il rend compte d’anomalies dont l’amplitude est globalement plus faible que celles du premier mode, et contrairement à celui-ci, ne figure pas un dipôle. Dans le cas de ce mode, les variations d’extension de la banquise dans le Pacifique sont en phase avec celles dans le reste des bassins, notamment Atlantique. Il pourrait en partie rendre compte d’une superposition entre mode annulaire austral et onde antarctique circumpolaire (ACW), un mode de variabilité impactant la température comme la glace de mer, et ayant l’allure d’un tri-pôle ou d’un quadripôle (voire plus) entourant le continent (*Venegas et al. (2001)*).

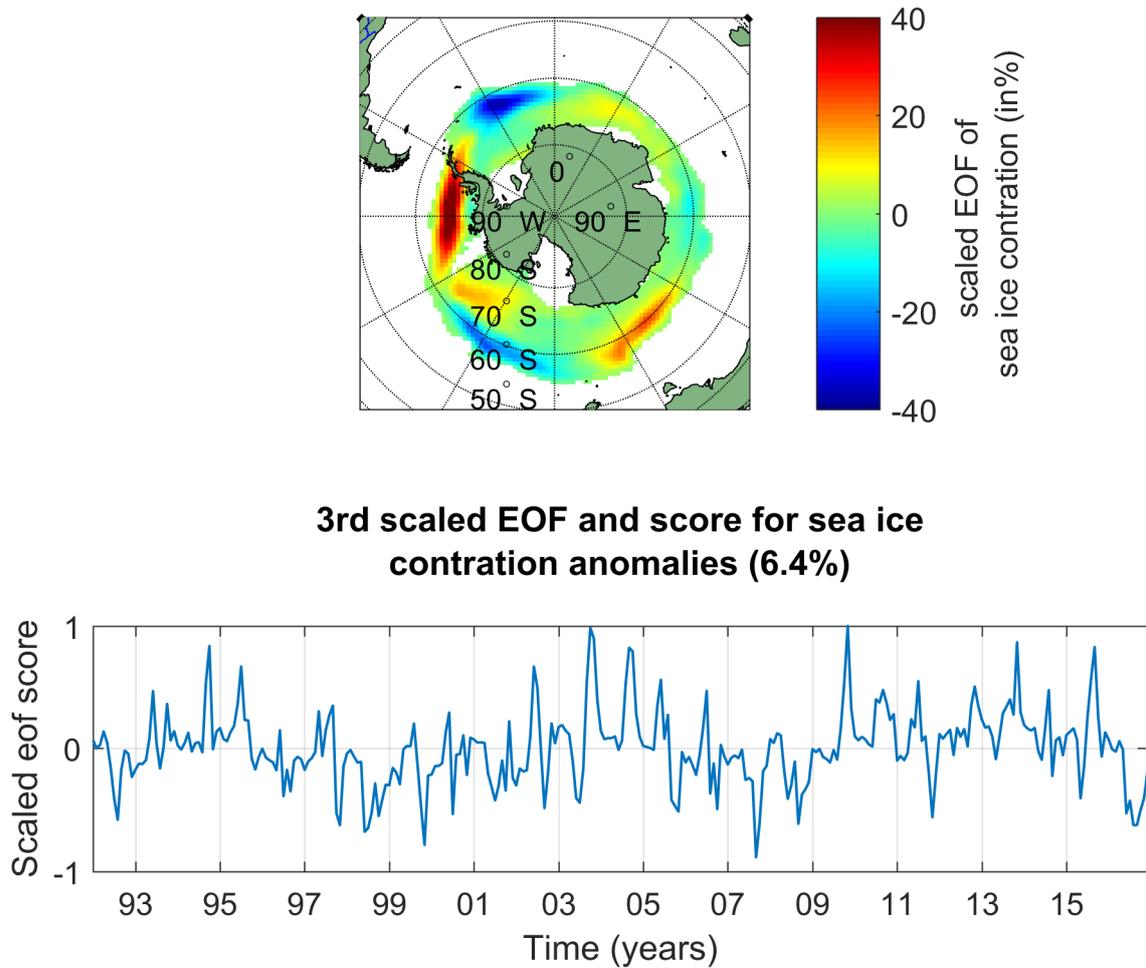


Figure 3.4: Troisième EOF associée aux anomalies de concentration en glace de mer, comptant pour 6.4 % de sa variabilité.

La troisième EOF (Figure 3.4) pourrait également être liée à cette onde circumpolaire, qui fait apparaître un tri-pôle d'anomalies successivement positives et négatives, maximales proches de la zone marginale des glaces (*Venegas et al. (2001)*).

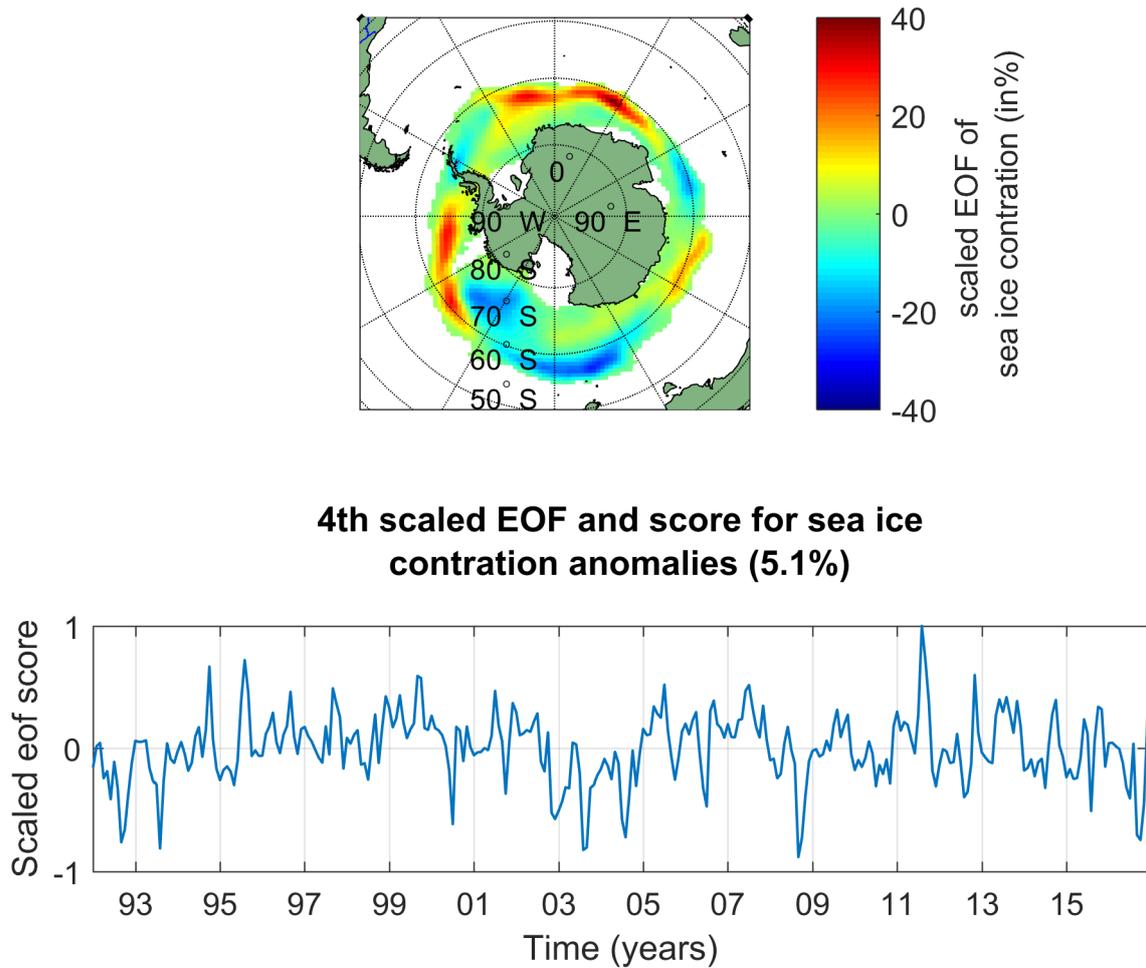


Figure 3.5: Quatrième EOF associée aux anomalies de concentration en glace de mer, comptant pour 6.4 % de sa variabilité.

Enfin, le dernier mode considéré ici (Figure 3.5) semble également présenter une succession circumpolaire de maxima et minima d'anomalies de concentration et pourrait encore être une manifestation des modes de variabilité climatique/atmosphérique de la glace de mer dans l'océan Austral.

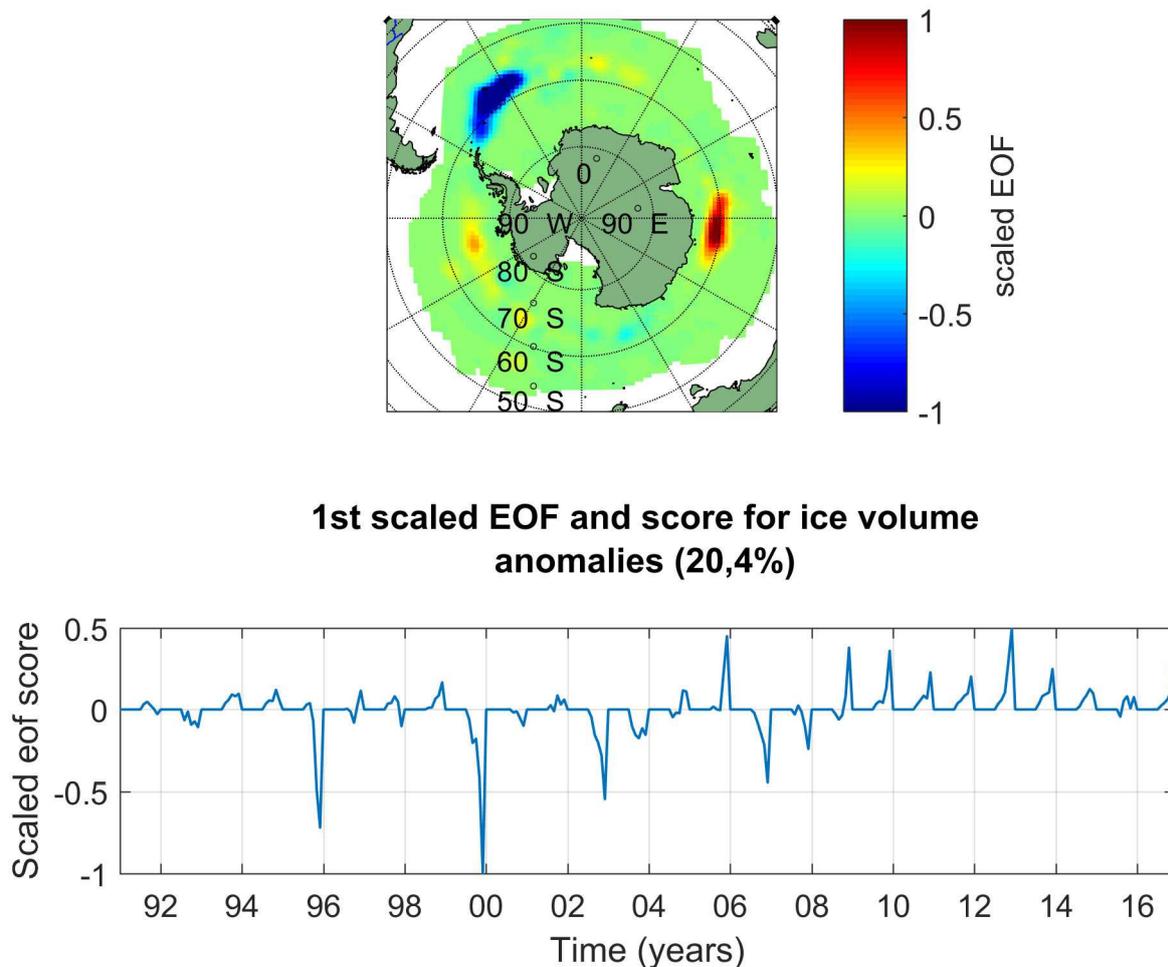


Figure 3.6: Première EOF associée aux anomalies de volume de glace, comptant pour 20.4 % de sa variabilité.

En ce qui concerne les EOF d'anomalies de volume de petits icebergs, on trouve quatre modes principaux, le premier rendant compte de plus de 20% de la variabilité du champ, le deuxième près de 11% et les troisième et quatrième environ 6%. Les modes suivants comptent pour moins de 4% de la variabilité totale du volume d'iceberg. Le premier mode (Figure 3.6) présente trois centres d'anomalies, un dans chaque bassin : le premier est bien marqué et est localisé à l'extrémité du panache de l'iceberg alley, le second, situé dans le bassin Indien, a une polarité opposée au premier et une intensité et une extension moindre, le troisième et dernier est situé au large des mers de Ross et d'Amundsen et est relativement plus faible en magnitude. L'examen de la série temporelle associée (le 'score' de l'EOF) semble montrer deux phases : une première avant 2008 où les intensités sont majoritairement négatives avec des pics très intenses et localisés en 96, 99, 2003 et 2007-2008, correspondant donc notamment à de très fortes anomalies positives de volume de glace dans l'iceberg alley. Au-delà de 2008, les coefficients sont positifs, et moitié moins intenses que les pics négatifs précédemment décrits, correspondant à des anomalies négatives de volume dans l'iceberg alley, et positives dans le bassin Indien.

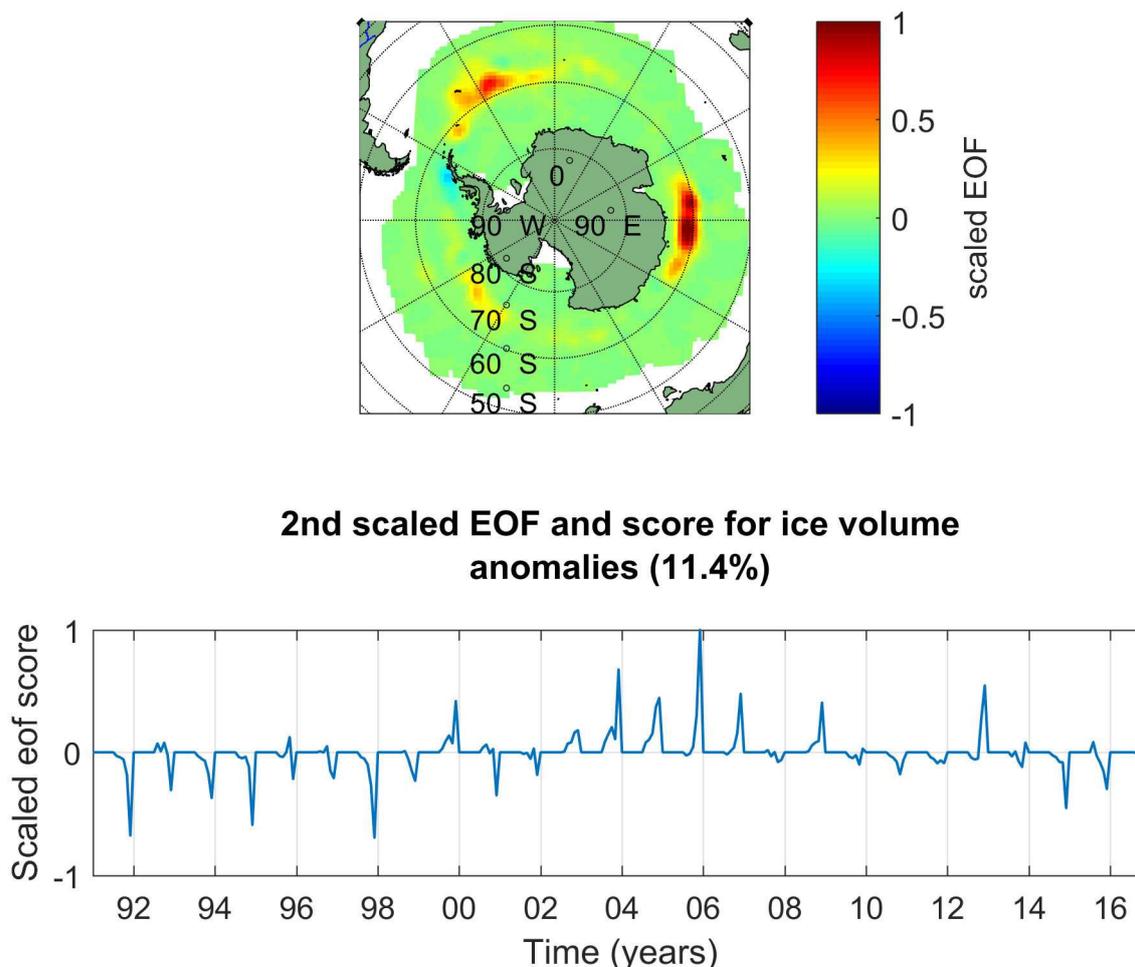


Figure 3.7: Deuxième EOF associée aux anomalies de volume de glace, comptant pour 11,4 % de sa variabilité.

Le second mode spatial (Figure 3.7) présente lui aussi trois centres d'anomalies plus ou moins marqués, un dans chaque bassin, présentant tous la même polarité (en l'occurrence positive sur la figure ci-dessus). Il est ainsi à associer à la 'covariation' du volume dans les trois bassins. Le plus net et le plus étendu se trouve dans le bassin Indien, tandis que les deux autres sont plus diffus et moins forts (deux fois moins). Ils semblent en outre associés à des anomalies de polarité opposée mais de magnitude plus faible. Dans la mesure où ce mode rend compte des variations conjointes dans les trois bassins, la série temporelle est associée à la variation globale du volume détecté : le volume détecté a connu un maximum autour de 2004-2007 (*Tournadre et al. (2016)*) avant de diminuer les années suivantes, en accord avec le signe de la série temporelle (négative avant 2004 et après 2008, positive au cours de ce 'maximum').

Le troisième et quatrième mode (Figure 3.8 et figure 3.9) présentent un dipôle marqué dans chacun des bassins. A part quelques anomalies très localisées (quelques points) et plus faibles, le reste de l'océan présente des anomalies quasi-nulles. A la vue des séries temporelles associées (des pics très marqués en 2004, 2006 et 2010) on peut penser que ces 'modes' rendent compte des anomalies de volume liées à la dégradation des icebergs géants C19a et B15j dans le Pacifique Sud et B15a et C20 dans l'Indien Sud, qui ont tous atteint des latitudes habituellement très peu

denses en iceberg.

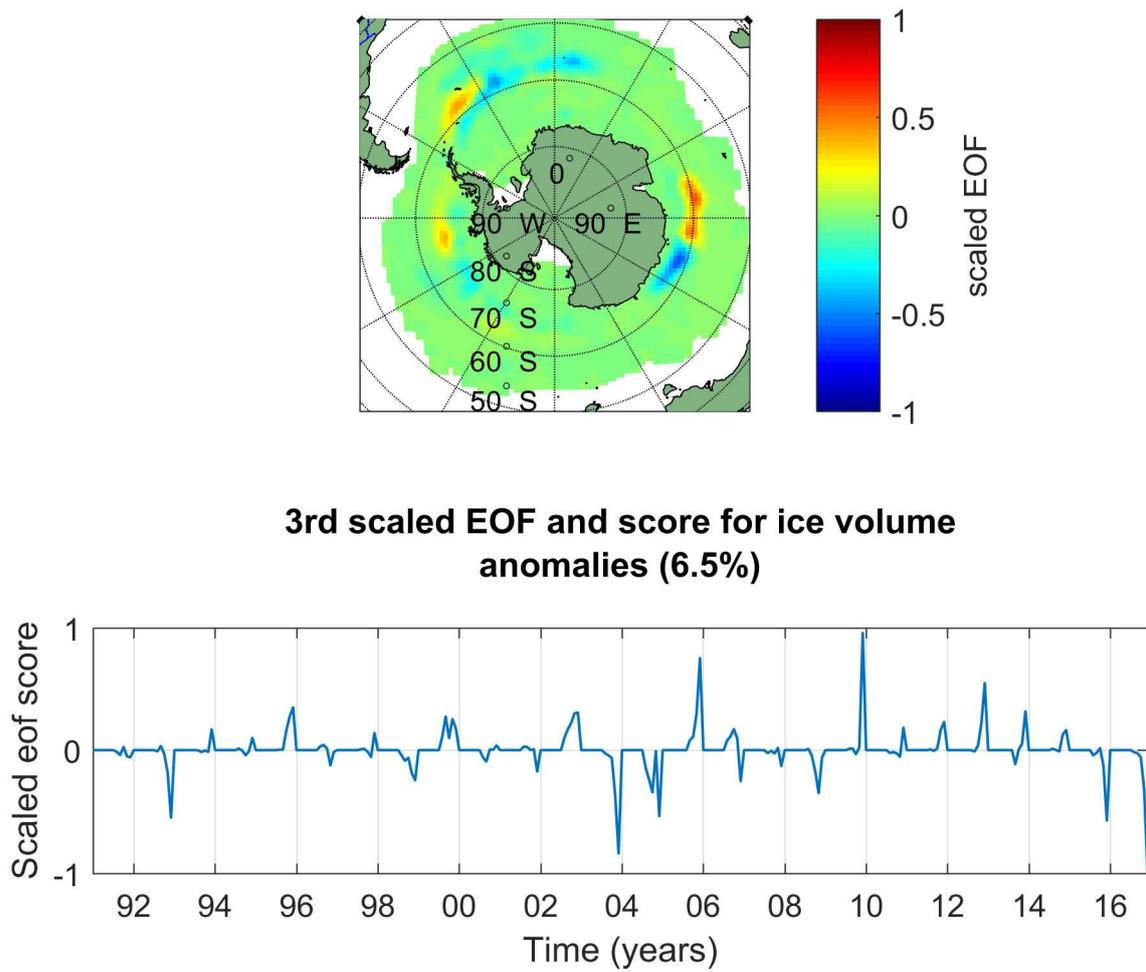


Figure 3.8: Troisième EOF associée aux anomalies de volume de glace, comptant pour 6 % de sa variabilité.

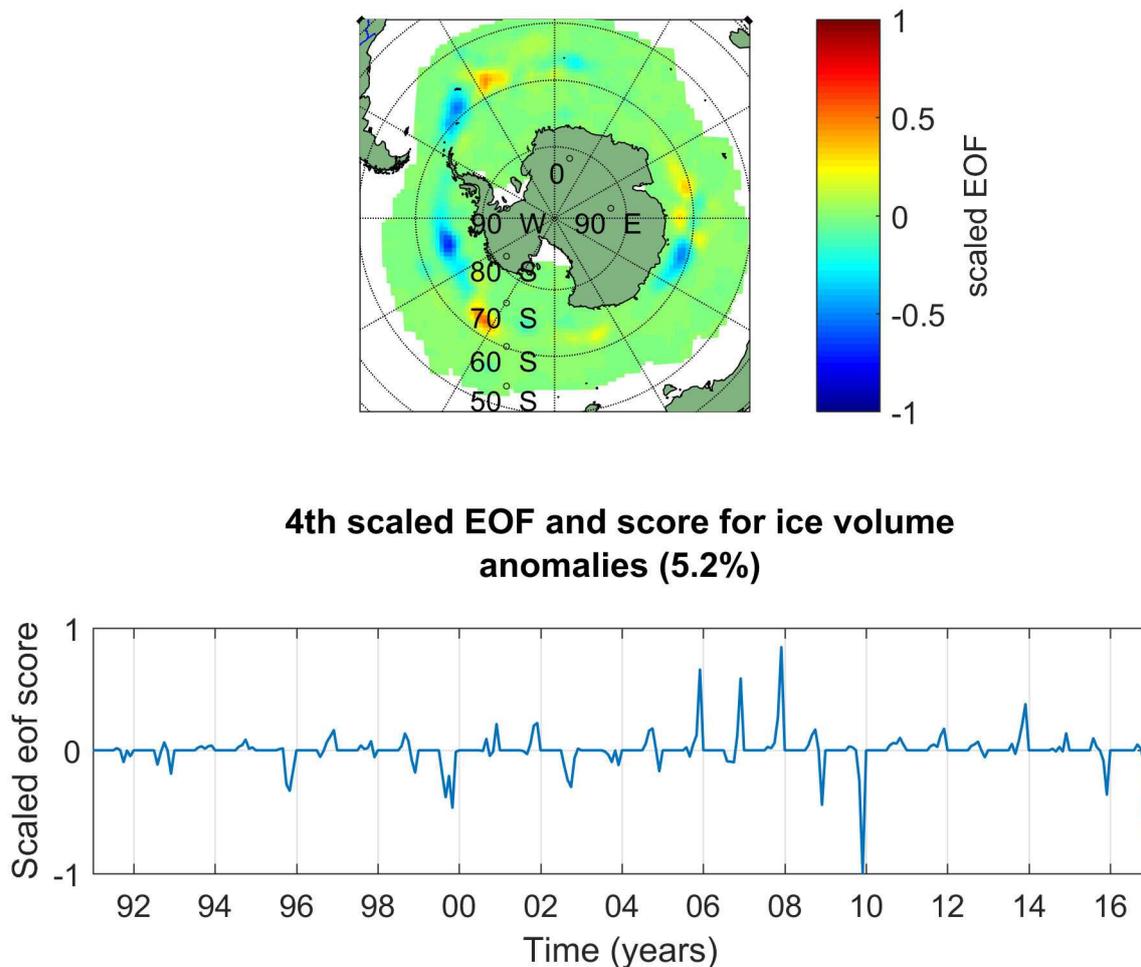


Figure 3.9: Première EOF associée aux anomalies de volume de glace, comptant pour 20.4 % de sa variabilité.

Impact local des icebergs sur la glace de mer : étude des télé-connexions entre volume d'iceberg et concentration en glace de mer

Dans la partie précédente, nous nous sommes intéressés à la co-variabilité globale des champs de glace de mer et de volume d'iceberg. On entreprend maintenant de s'intéresser aux possibles télé-connexions existant entre ces champs, c'est à dire qu'on regarde s'il existe un lien statistique entre des anomalies ayant lieu à distance l'une de l'autre et avec un décalage dans le temps. Cela nous permet de prendre en compte notamment les possibles connexions inter-bassins, mais également de considérer des évènements avec une certaine 'latence' .

Pour cela, on s'intéresse aux corrélations point par point entre les champs de volume d'iceberg et de concentration en glace de mer. Comme précédemment, on s'intéresse aux champs mensuels entre 1992 et 2016 (soit 300 pas de temps), grillés tous les deux sur une grille polaire stéréographique de 100 km de résolution (résolution initiale des champs de volumes de glace d'ALTIBERG). Pour chaque point (i, j) pour lequel on a des variations de la concentration en glace de mer SIC , on regarde les variations de volume d'icebergs V_{ic} des points (i_k, j_k) se trouvant dans un rayon de 2000 km. Pour ce faire, on calcule les corrélations croisées $C(i, j, i_k, j_k, \tau)$ entre

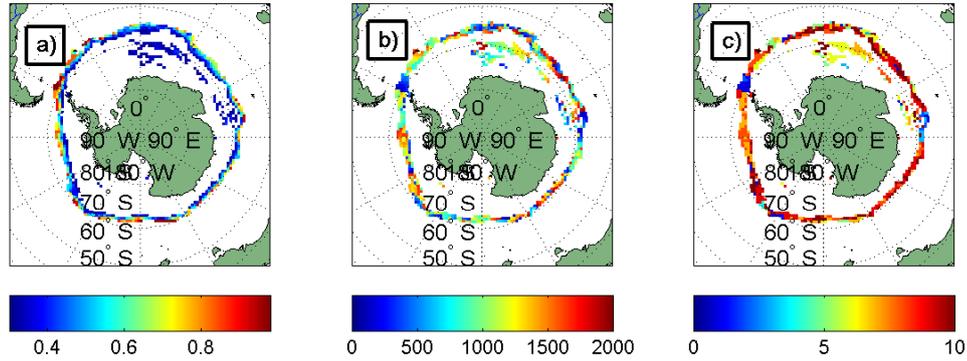


Figure 3.10: Analyse des télé-connexions entre volume d'icebergs et glace de mer, *seuls les cas pour lesquels le coefficient de corrélation croisée est supérieur à 0.4 sont retenus* : a) coefficient de corrélation maximal entre l'anomalie de glace de mer et le volume d'icebergs, b) distance (en km) entre l'anomalie de glace de mer et le volume d'iceberg pour lequel la corrélation est maximale, c) décalage temporel (en mois) correspondant au maximum de corrélation.

chacun de ces points, en faisant varier le décalage temporel τ de 0 à 12 mois ($\sigma_{V_{ic}}$ et σ_{SIC} sont les écarts types des champs de volume d'iceberg et de concentration en glace de mer) :

$$C(i, j, i_k, j_k, \tau) = \frac{1}{\sigma_{V_{ic}} \cdot \sigma_{SIC}} \sum SIC(i, j, t) \cdot V_{ic}(i_k, j_k, t + \tau) \quad (3.1)$$

En fonction du décalage temporel pour lequel la corrélation est maximale et de la distance moyenne parcourue par un iceberg en un mois, on écarte les cas pour lequel la corrélation est jugée 'accidentelle' et non possiblement liée à l'effet de fonte d'un iceberg. Les cas pour lesquels la corrélation croisée maximale est inférieure à 0.4 sont également écartés.

Les corrélations sont fortes à très fortes, à savoir supérieures à 0.6 et atteignant parfois 0.8, dans une zone correspondant à la limite d'extension de la banquise, pour laquelle la variance de la concentration en glace de mer est la plus forte (Figure 3.10). On observe les coefficients de corrélation les plus élevés au Nord du gyre de Ross (aux alentours de 60°S) mais surtout aux alentours de la pointe de la péninsule Antarctique. Elles varient entre 0.4 et 0.55 dans la même 'ceinture' légèrement plus au sud, mais également dans un secteur de l'Est de la mer de Weddell et l'Ouest de l'Indien Austral (au large de la plate forme d'Amery). Les figures 3.10-b et 3.10-c sont plus compliquées à interpréter, aussi, pour représenter la distribution spatiale de la distance ou du décalage temporel associé au maximum de corrélation, on relie chaque anomalie de concentration en glace de mer au point d'anomalie de volume d'iceberg pour lequel la corrélation est maximale, la couleur du lien indiquant l'amplitude du décalage temporel impliqué (3.11).

On observe notamment que des anomalies de volume d'iceberg pouvant être liées à l'extension vers l'Est du panache d'iceberg du gyre de Weddell (donc détectées en été) sont associées à une

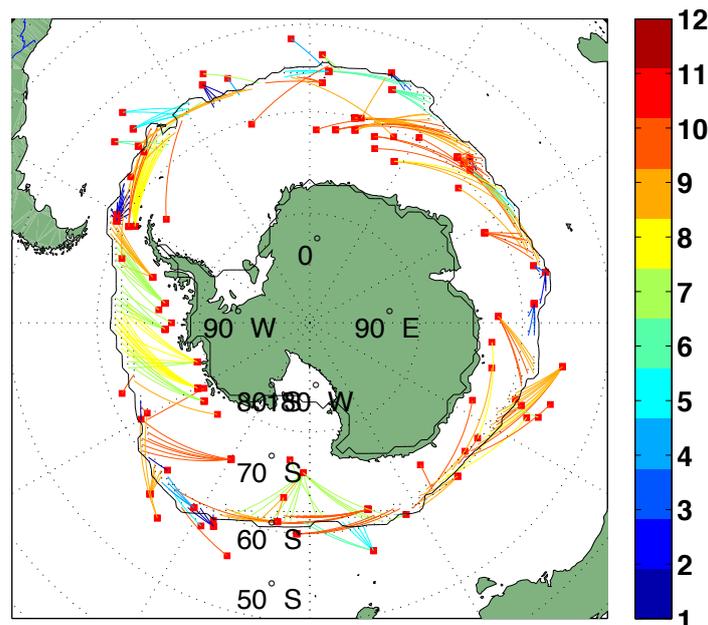


Figure 3.11: Télé-connexions entre volume d'icebergs (carrés rouges) et anomalies de concentration en glace de mer, vers lesquelles pointent les liens de couleurs, l'échelle de couleur étant liée au décalage temporel (en mois) entre les deux champs.

augmentation de l'extension de la banquise aux alentours de 30-60° E 7 à 8 mois plus tard. Ceci pourrait indiquer que l'eau douce injectée par les icebergs est transportée vers l'Est dans le courant circumpolaire sur plusieurs dizaines de degrés de longitude après quoi elle va y faciliter la production ou y limiter le retrait de la glace de mer l'hiver suivant. On observe le même comportement dans l'océan Indien où la présence d'icebergs pouvant être issus d'un vélage de la plateforme d'Amery est corrélée à une anomalie positive de la concentration en glace de mer au bord de la banquise (jusqu'à 1500 km plus loin) entre 6 et 9 mois plus tard. Dans le Pacifique Austral, ce sont surtout les icebergs issus de la fracturation des géants tabulaires, C19a et B15j, qui ont dérivé aussi vers le Nord, qui conditionnent des anomalies positives de concentration en glace de mer, parfois dans des délais très courts (entre 2 et 4 mois pour des icebergs dérivant très près de l'extension maximale de la banquise). Enfin, dans les mers d'Amundsen et de Bellinghausen, des volumes d'icebergs détectés relativement proche de la côte en été pourraient faciliter l'expansion de la banquise directement au Nord de leurs positions 4 à 6 mois plus tard (en automne ou en hiver). Il convient de noter que dans certains des cas décrits précédemment, notamment aux latitudes les plus septentrionales du Pacifique Sud, c'est la présence quelques mois d'icebergs qui conditionne une forte corrélation avec la glace de mer. Dans certaines zones habituellement très pauvres en icebergs, la présence d'un certain volume de glace (si faible soit-il) est la seule à contribuer à la variabilité du point considéré. Il convient donc de rester prudent dans l'interprétation des corrélations avec ce genre de points dans la mesure où peu d'évènements contribuent à sa variabilité.

Force est de constater qu'il est délicat de dégager un lien clair entre volume d'iceberg et glace

de mer à l'aune des résultats des analyses précédentes. On pourrait exposer plusieurs raisons pouvant expliquer cet état de fait. Tout d'abord, la banquise Antarctique est extrêmement dynamique, elle possède une variabilité spatio-temporelle importante, dans son extension spatiale mais aussi et surtout dans la saisonnalité de sa croissance et sa débâcle (*Stammerjohn et al. (2012); Hobbs et al. (2016); Stammerjohn and Maksym (2017)*). Son avancée et son recul sont principalement sensibles aux vents, mais aussi à la température de l'air, de l'océan, ou encore aux précipitations et aux vagues (*Stammerjohn and Maksym (2017)*), et ce à différentes échelles spatiales et temporelles. Les grands phénomènes climatiques impactant l'Océan Austral contribuent par exemple beaucoup à la variabilité globale inter-annuelle de la banquise (*Raphael and Hobbs (2014)*) (comme nous l'avons entraperçu du reste dans notre analyse en composantes principales) dans la mesure où ils influencent la circulation atmosphérique à grande échelle et donc les vents, les flux de chaleurs méridiens ou encore la fréquence des tempêtes (*Yuan (2004)*). Si des variations de flux d'eau douce ont un impact sur la banquise (que ce soit sur son extension finale, son épaisseur, ou sur la saisonnalité de sa croissance ou sa débâcle), il est fort probable que son influence sur la variabilité de la glace de mer se situe à un ordre inférieur à celui de paramètres évoqués précédemment (circulation atmosphérique, température de l'air). En effet, les vagues ou encore la température de l'air ont un effet plus 'immédiat' sur la croissance de la banquise que le flux d'eau douce injecté par les icebergs qui lui influence la stratification de la colonne d'eau. Il est ainsi également probable que la relation entre iceberg et croissance/source de la banquise soit relativement non-linéaire.

On notera également que l'on ne s'est ici intéressé qu'à l'extension de la banquise ou la concentration en glace de mer, deux paramètres de surface, mais pas à son épaisseur et donc pas à ses variations de volume. On ne dispose en effet pas à l'heure actuelle de données d'épaisseur de la banquise Antarctique avec couverture spatio-temporelle et une précision suffisantes.

Enfin, d'un point de vue technique, on pourra remarquer le caractère 'binaire' du volume d'iceberg et dans une certaine mesure de la glace de mer. En effet les champs de volume d'iceberg mais aussi relatifs à la banquise ont un fonctionnement de type 'présence/absence' qui impacte dès lors le calcul des anomalies temporelles de ces champs et les tentatives d'analyse de corrélation entre ces deux grandeurs. Par exemple dans le cas du volume de glace, la présence d'un iceberg à des latitudes relativement septentrionales (voir le cas de l'iceberg C19a) implique des anomalies positives extrêmement fortes qui vont dominer la variabilité temporelle de la zone considérée (sa présence est indiquée par des 'burst' dans la série temporelle de la zone impliquée) et donc par la suite biaiser les analyses de corrélation vers ces anomalies 'extrêmes'.

On proposera dans la dernière partie de cette thèse (voir Chapitre 5, Perspectives) quelques pistes pour pouvoir étudier plus efficacement l'impact du volume d'icebergs sur la couverture en glace de mer de l'Océan Austral.

3.2 Relations entre volume de glace transporté par les petits icebergs et température de surface de l'océan

Etudes antérieures

De nombreuses études se sont intéressées à l'impact du refroidissement par les icebergs des eaux environnantes (voir *Gade* (1993) pour un historique de quelques études fondatrices). La fonte de la partie immergée d'un iceberg s'opère suivant deux mécanismes (*Savage* (2001)) : on a tout d'abord une fonte 'libre' liée au gradient de température et salinité entre l'eau de fonte de l'iceberg et les eaux environnantes, qui imprime une circulation verticale le long de la paroi de l'iceberg, et donc un transfert de chaleur par convection; on observe également une fonte 'forcée' liée aux mouvements de l'iceberg, qui entraîne un échange turbulent de chaleur entre l'iceberg et les eaux ambiantes (voir également le Chapitre 4.5). Cette fonte 'turbulente' est plus importante en magnitude que la fonte 'libre', d'autant plus à la base de l'iceberg (*Bigg et al.* (1997); *Savage* (2001)). On peut également noter que le processus d'érosion liée à l'action des vagues sur les côtés de l'iceberg entraîne la formation de petits fragments (les bits ou les growlers (*Savage* (2001)) qui vont alors eux-mêmes fondre en surface. De façon générale, il a été reconnu que l'impact de la fonte d'un iceberg (quelque soit le processus impliqué) dépend de la profondeur à laquelle cette fonte s'opère ainsi que de la structure thermohaline locale de la colonne d'eau environnante (*Gade* (1993)). Certains travaux, relativement anciens, se basent sur des études en laboratoire (*Josberger and Martin* (1981)) pour étudier les conséquences de ces deux types de fonte sur les eaux environnantes, mais leurs dispositifs expérimentaux sont relativement peu réalistes. Par des considérations plus théoriques, *Neshyba* (1977) estime que la fonte d'un iceberg entraîne des mouvements de convection verticale aux abords de l'iceberg et, compte tenu de la structure thermique verticale, une remontée d'eaux plus chaudes que la couche de surface. Cette affirmation a largement été sujette à débat et peu (voire pas) d'observations ont permis de valider ou d'invalidier cette hypothèse. *Pisarevskaya and Popov* (1991) ont néanmoins étudié l'influence de la fonte des icebergs sur la structure thermohaline de l'océan environnant par mesures CTD. Ils identifient dans leurs profils de température et salinité proches de l'iceberg des anomalies chaudes et salées cohérentes avec les résultats de *Neshyba* (1977), mais qu'ils expliquent par l'influence 'mécanique' de l'iceberg dont la dérive entraîne des mouvements verticaux dans la colonne d'eau. Parmi les études in situ plus récentes, on pourra citer les travaux de *Helly et al.* (2011) et *Stephenson et al.* (2011), ainsi que *Helly et al.* (2015). Ces travaux s'intéressent à l'impact de la fonte d'un iceberg géant Antarctique, C18a, sur les eaux de surface (*Helly et al.* (2011)) ainsi que sur la colonne d'eau (*Stephenson et al.* (2011); *Helly et al.* (2015)). *Stephenson et al.* (2011) et *Helly et al.* (2015) identifient dans leurs mesures CTD des upwellings d'eaux plus chaudes et salées que les eaux environnantes mais également des extensions horizontales d'un mélange d'eau issue de la fonte et des eaux environnantes. *Helly et al.* (2011) montrent qu'il existe un gradient de SST aux abords de l'iceberg : jusqu'à 15km autour de l'iceberg, les eaux de surface sont plus froides de 0.5°C que les eaux éloignées de l'iceberg. Cet écart persiste même plus de 10 jours après que l'iceberg ait quitté les lieux. *Helly et al.* (2011) explique ce refroidissement des eaux de surface par la fonte des côtés de l'iceberg et l'advection des eaux froides par les courants.

Du côté des études de modélisation, les résultats sont aussi contrastés concernant l'effet des icebergs sur la température de surface de l'océan que s'agissant de leur impact sur la banquise (voir Chapitre 3.1). Dans ces modèles (*Jongma et al. (2009)*; *Martin and Adcroft (2010)*), la profondeur de fonte n'est pas prise en compte et les flux sont directement injectés dans la couche de surface. Il faut noter que dans la mesure où la croissance et la débâcle de la banquise sont étroitement liées aux caractéristiques de la couche de surface de l'océan dans ces modèles, les résultats de ces études concernant la SST sont aussi à interpréter au regard de leurs résultats sur la glace de mer. Ainsi, dans les travaux de *Jongma et al. (2009)*, la prise en compte des icebergs entraîne une augmentation de la concentration en glace de mer autour de tout le continent. En conséquence, la température de surface de l'océan de la configuration avec icebergs a tendance à être plus froide de 0.5°C en moyenne par rapport à une configuration sans icebergs. La diminution globale de la concentration en glace de mer dans l'étude de *Martin and Adcroft (2010)* a tendance à entraîner une augmentation de la température de surface dans presque tout l'océan Austral (à part dans quelques endroits en Antarctique de l'Est, pour lesquels la banquise a au contraire tendance à être plus épaisse et plus concentrée), de près de $+0.5^{\circ}\text{C}$ par rapport à une configuration sans icebergs. *Marsh et al. (2015)* estiment un effet d'augmentation des températures de surface lié à la prise en compte d'icebergs, principalement dans les gyres de Weddell et Ross et au large du Pacifique Austral.

Analyse conjointe des données ALTIBERG et de la température de surface de l'océan

Les études in-situ antérieures montrent des résultats parfois contradictoires. *Helly et al. (2011)* montre cependant un refroidissement non négligeable des eaux de surface autour d'un iceberg tabulaire géant. Grâce à la base de données du BYU/NIC, nous disposons des trajectoires de tous les grands icebergs dérivant autour de l'antarctique. Contrairement à l'iceberg C18a suivi par *Helly et al. (2015)*, certains s'éloignent beaucoup du continent et dérivent très au Nord dans des eaux relativement chaudes. Combinant les positions du BYU/NIC à des mesures par satellite de température de surface de l'océan (voir la description des données Chapitre 2), nous avons donc voulu observer un possible refroidissement des eaux de surface le long de la trajectoire des grands icebergs. Nous avons pour cela dans un premier temps examiné conjointement les diagrammes d'Hovmöller en latitude et en temps d'anomalies de SST (différence par rapport à une climatologie hebdomadaire de SST issue des mesures AMSRE (voir Chapitre 2)) et de volume de glace (Figures 3.12, 3.13 et 3.14), associé à la perte de masse des grands icebergs (voir Chapitre 4).

Il est à première vue compliqué d'envisager un lien entre les deux quantités, d'autant plus lorsque le volume de glace varie peu comme dans le bassin Indien (Figure 3.13), ou encore lorsque la probabilité de présence d'iceberg est toujours élevée (comme dans le bassin Atlantique avec l'iceberg alley, voir figure 3.12). La probabilité de présence et le volume de glace sont plus variables dans le bassin Pacifique Sud (Figure 3.14), on observe une augmentation du volume de glace dès l'année 2008, progressant jusqu'à de hautes latitudes. En effet le Pacifique sud a connu une excursion vers le Nord à des latitudes inédites de deux gros icebergs tabulaires (C19a et B15j aux alentours de 2008-2009), on observe des anomalies de volume de glace conséquentes et jamais

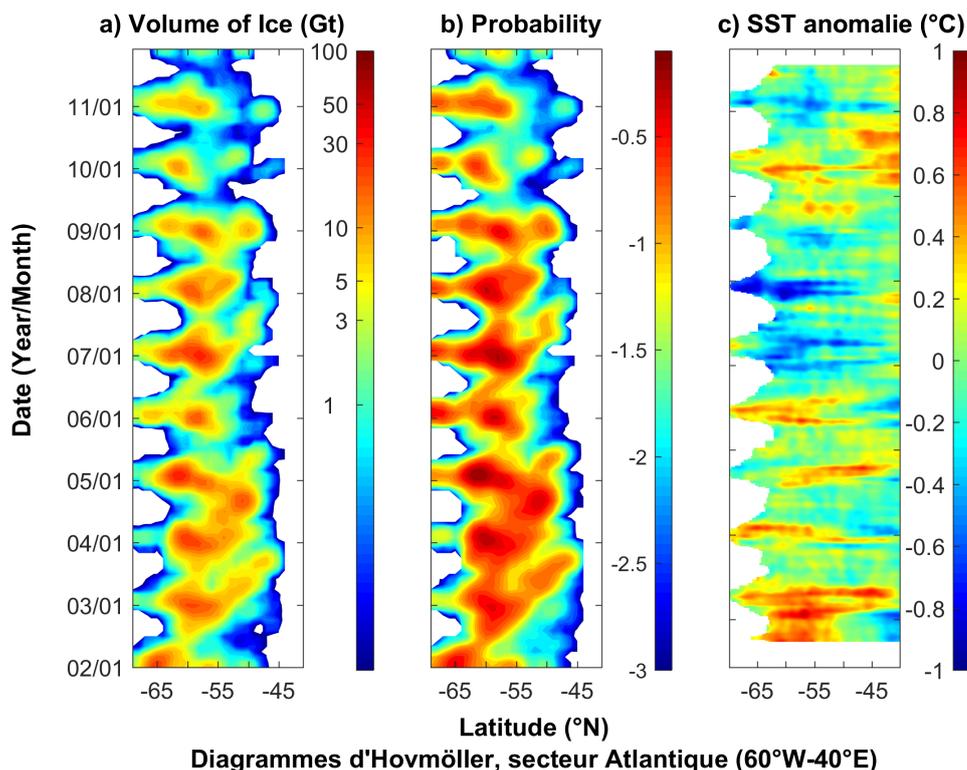


Figure 3.12: Diagrammes d'Hovmöller en latitude (en °N) et en temps (en mois) de : a) le volume de glace transportée par les icebergs (en Gt, l'échelle est logarithmique), b) la probabilité de présence d'icebergs (en puissance de dix, l'échelle est logarithmique) c) l'anomalie de SST (en °C), moyennés en longitude sur le bassin Atlantique Sud (60°W-40°E).

vues à des latitudes supérieures à -60°N. Nous avons donc tracé le diagramme d'Hovmöller en longitude et en temps (donc moyenné en latitude) correspondant (Figure 3.15).

On voit des anomalies négatives de SST de grande magnitude (de l'ordre ou inférieures à -1°C) dès 2007 et progressant vers l'Est jusqu'en 2010, associées à une anomalie importante de volume de glace détecté par ALTIBERG. Ce panache est directement lié à la dégradation de l'iceberg géant tabulaire C19a (voir Chapitre 4). L'iceberg C19a, près de 10 fois plus large que C18a étudié par *Helly et al.* (2011), a dérivé pendant de nombreux mois dans l'Océan Pacifique Austral, longeant le front polaire et évoluant dans des eaux à la température supérieure à 2°C. Un diagramme de Hovmöller en longitude et en temps de l'anomalie de SST (moyennée sur deux degrés de latitude autour de la position de l'iceberg) superposé à la trajectoire de l'iceberg rend encore plus manifeste la localisation des anomalies froides le long de la trajectoire de l'iceberg (Figure 3.16).

Ces dernières semblent durer jusqu'à plusieurs semaines. Nous n'avons pas retrouvé dans d'autres cas d'anomalies d'une telle amplitude aussi localisées autour de la trajectoire d'un iceberg géant. Néanmoins, considérant l'amplitude des anomalies de températures pouvant être liées à la dégradation de l'iceberg C19a, nous avons mené une analyse plus globale sur les liens entre température de surface de l'océan mesurée par satellite et volume de glace transporté par les icebergs, au même titre que celle menée précédemment concernant la glace de mer (Figure 3.17).

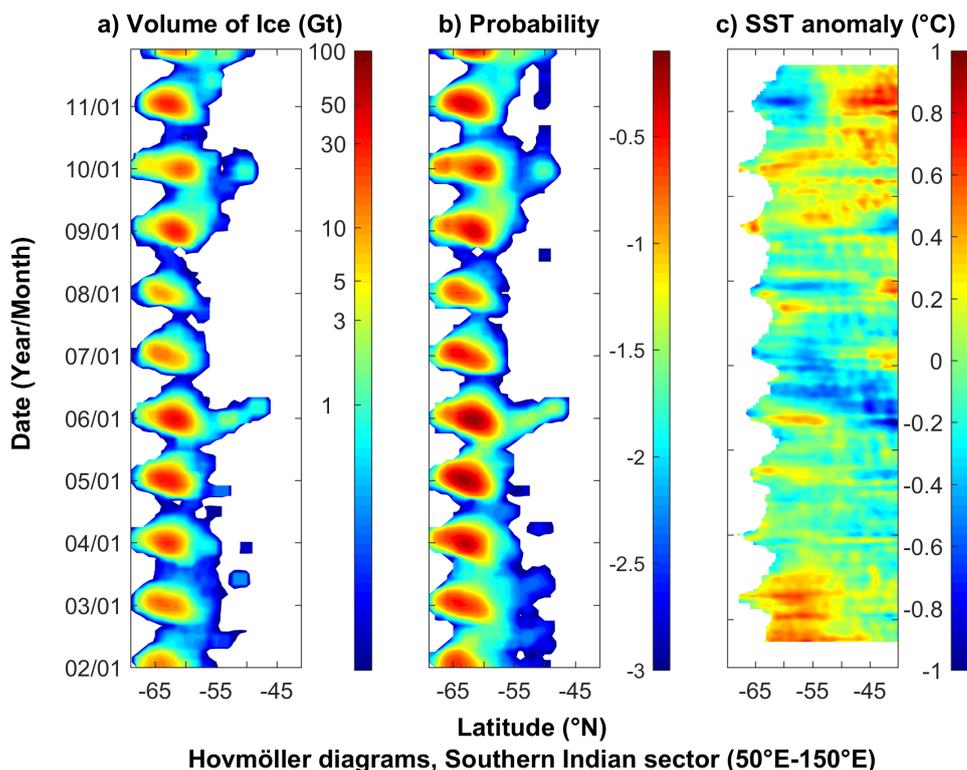


Figure 3.13: Diagrammes d’Hovmöller en latitude (en °N) et en temps (en mois) de : a) le volume de glace transportée par les icebergs (en Gt, l’échelle est logarithmique), b) la probabilité de présence d’icebergs (en puissance de dix, l’échelle est logarithmique) c) l’anomalie de SST (en °C), moyennés en longitude sur le bassin Indien Sud (50°E-150°E).

Contrairement à notre étude précédente sur la concentration en glace de mer (Figure 3.10), les corrélations entre anomalies de SST et volume d’iceberg sont relativement faibles, avec des valeurs inférieures à 0.3, atteintes dans une zone de l’Océan Pacifique Sud, à des latitudes relativement septentrionales. La distance et le décalage temporel associés sont comme dans le cas précédent relativement difficiles à interpréter, même s’il semble que certaines des corrélations les plus fortes enregistrées dans le Pacifique soient associées à des distances et des décalages relativement faibles. Pour faire apparaître les possibles télé-connexions, nous avons comme dans la partie précédente relié les anomalies de SST aux volumes d’iceberg pour lesquels la corrélation est maximale (Figure 3.18). L’extension variable de la glace de mer oblige à masquer une partie des données.

Dans un grand nombre de cas, les variations de volume d’icebergs sont associées à des anomalies de SST à des latitudes plus faibles. La forte densité d’icebergs dans le Pacifique Austral, consécutive à la fracturation de l’iceberg géant C19a, induit à la fois des corrélations très rapides (de 2 à 5 mois) et plus longues (autour de 9 mois), résultant possiblement de la saisonnalité de la fonte de ces petits icebergs. Il est néanmoins possible que les anomalies de SST concernées soient directement liées aux variations d’extension de la banquise.

Les remarques formulées à la fin de la partie précédente concernant la glace de mer sont également valables pour la SST. Il est très probable que l’influence du flux d’eau douce des icebergs se situe à un ordre bien inférieur à ceux par exemple de la circulation atmosphérique.

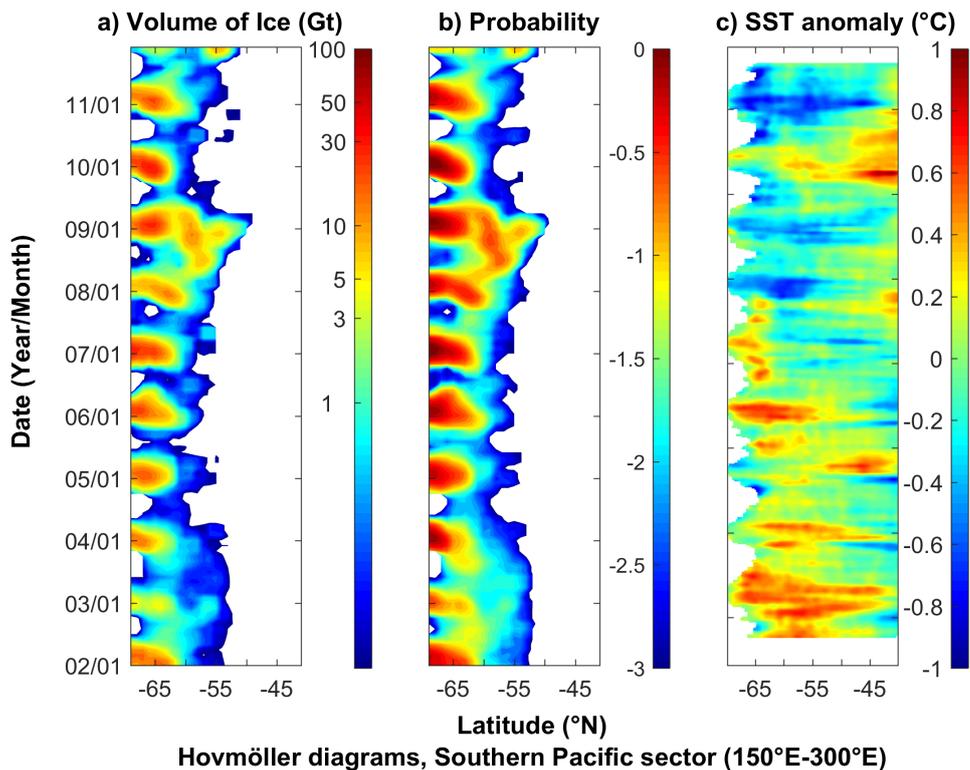


Figure 3.14: Diagrammes d’Hovmöller en latitude (en °N) et en temps (en mois) de : a) le volume de glace transportée par les icebergs (en Gt, l’échelle est logarithmique), b) la probabilité de présence d’icebergs (en puissance de dix, l’échelle est logarithmique) c) l’anomalie de SST (en °C), moyennés en longitude sur le bassin Pacifique Sud (150°E-60°W).

3.3 Impact de la circulation atmosphérique grande échelle sur la redistribution des icebergs

Quelques remarques sur la variabilité de la circulation atmosphérique grande échelle dans l’hémisphère sud

On a déjà évoqué le fait que les phénomènes climatiques atmosphériques ayant prise dans l’hémisphère Sud sont principalement l’Oscillation Australe (dit ENSO) et le mode Austral annulaire (SAM).

Quand ENSO est en phase positive (‘El Niño’), une anomalie positive de SLP (un anti-cyclone) se trouve au-dessus de la mer de Bellinghausen (Figure 3.19) : on a une augmentation du flux d’air froid provenant du Sud sur la partie orientale de la mer de Bellinghausen et l’Ouest de la mer de Weddell, alors qu’un renforcement de vents de Nord apporte plus d’air chaud à la mer d’Amundsen et l’Est de la mer de Ross (et inversement pour la phase négative dite ‘La Niña’) (Yuan (2004)). Durant la phase positive, on a également une augmentation de la fréquence et de l’amplitude des tempêtes au large des mers d’Amundsen et de Ross, qui, combinée à l’augmentation du flux de chaleur, facilite le retrait de la banquise (Yuan (2004)). L’effet est opposé sur les mers de Bellinghausen et de Weddell occidentale (Figure(3.19)).

Un épisode El Niño survient irrégulièrement tous les deux à sept ans et dure en moyenne de

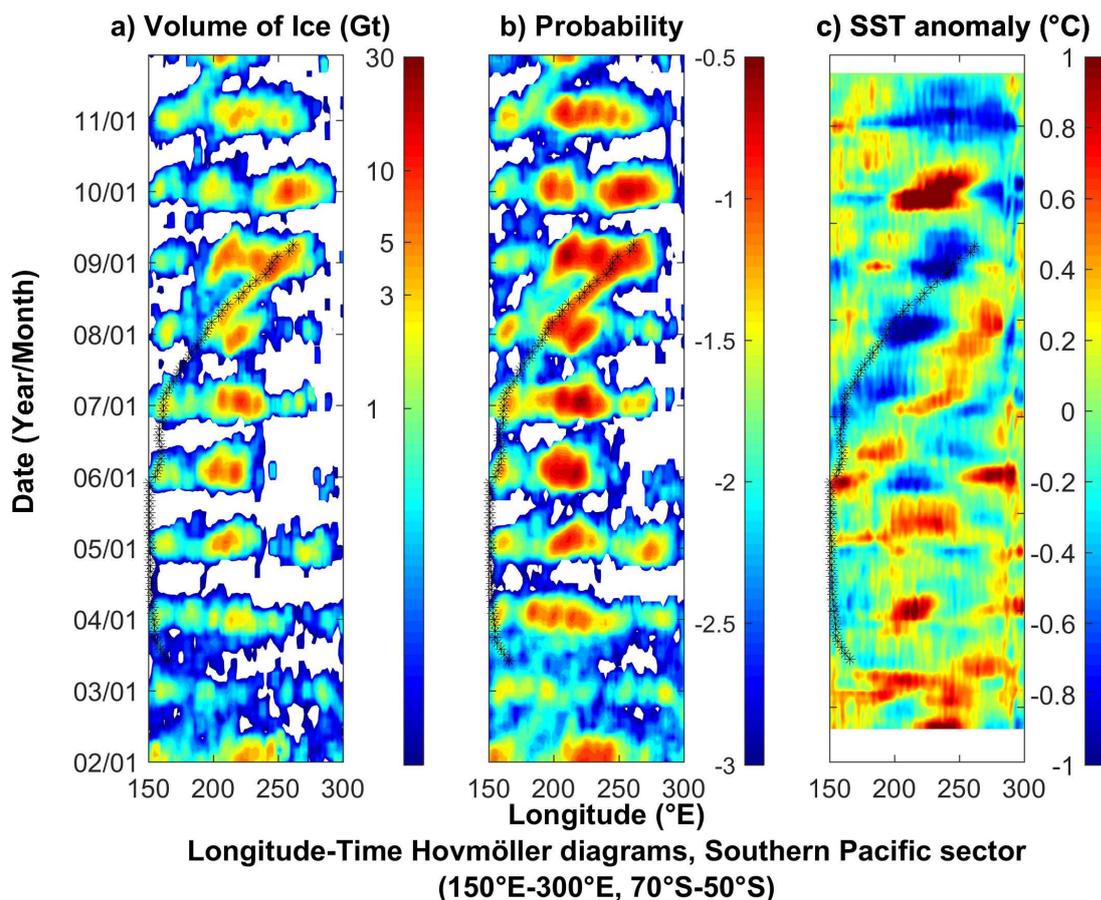


Figure 3.15: Diagrammes d’Hovmöller en longitude (en °E) et en temps (en mois) de : a) le volume de glace transportée par les icebergs (en Gt, l’échelle est logarithmique), b) la probabilité de présence d’icebergs (en puissance de dix, l’échelle est logarithmique) c) l’anomalie de SST (en °C), moyennés en latitude (entre -70 et -50 °N). La trajectoire de l’iceberg géant tabulaire C19a est figurée par les marqueurs noirs.

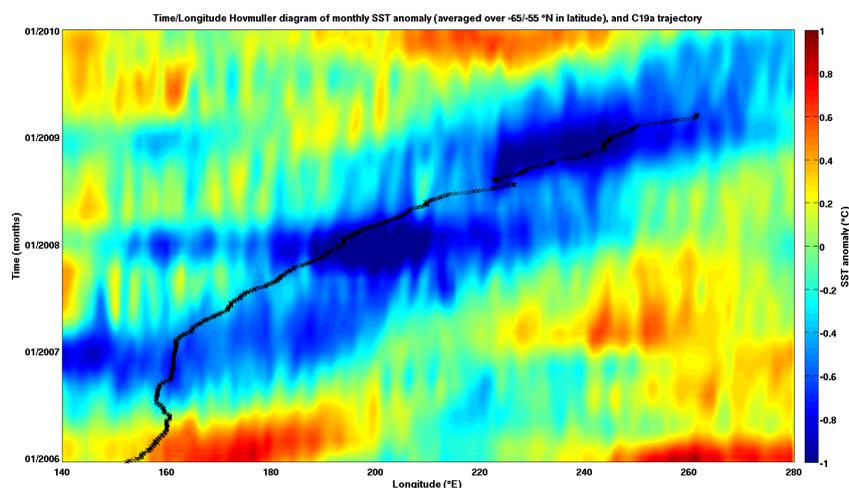


Figure 3.16: Diagrammes d’Hovmöller en longitude (en °E) et en temps (en mois) de l’anomalie de SST (en °C) autour de la trajectoire de l’iceberg C19a (marqueurs noirs).

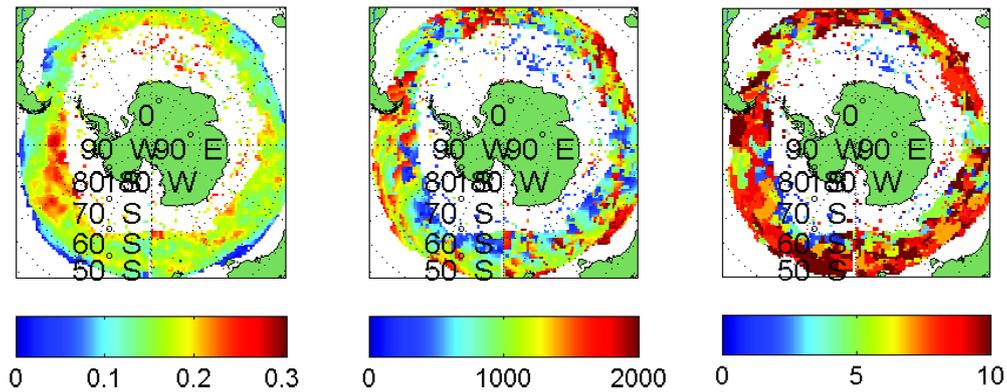


Figure 3.17: Analyse des télé-connexions entre volume d'icebergs et SST : a) coefficient de corrélation maximal entre l'anomalie de SST et le volume d'icebergs. b) distance (en km) entre l'anomalie de SST et le volume d'iceberg pour lequel la corrélation est maximale. c) décalage temporel (en mois) correspondant au maximum de corrélation.

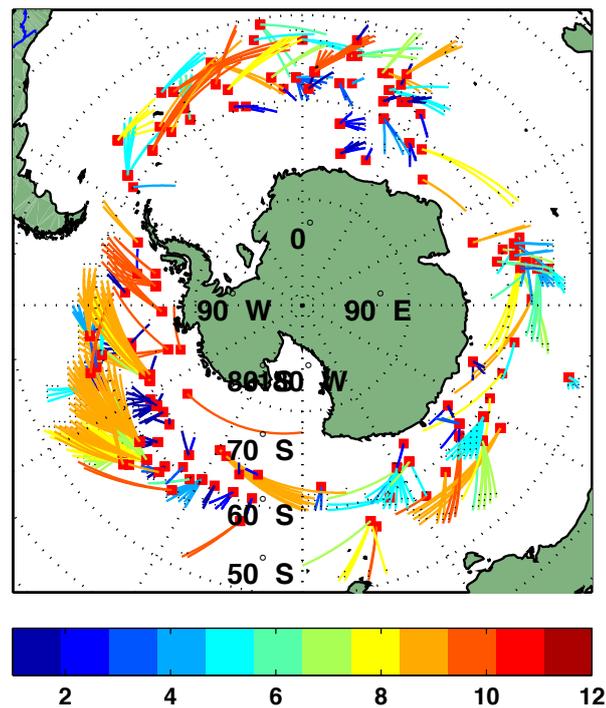


Figure 3.18: Télé-connexions entre volume d'icebergs (carrés rouges) et anomalies de SST, vers lesquelles pointent les liens de couleurs, l'échelle de couleur étant liée au décalage temporel (en mois) entre les deux champs.

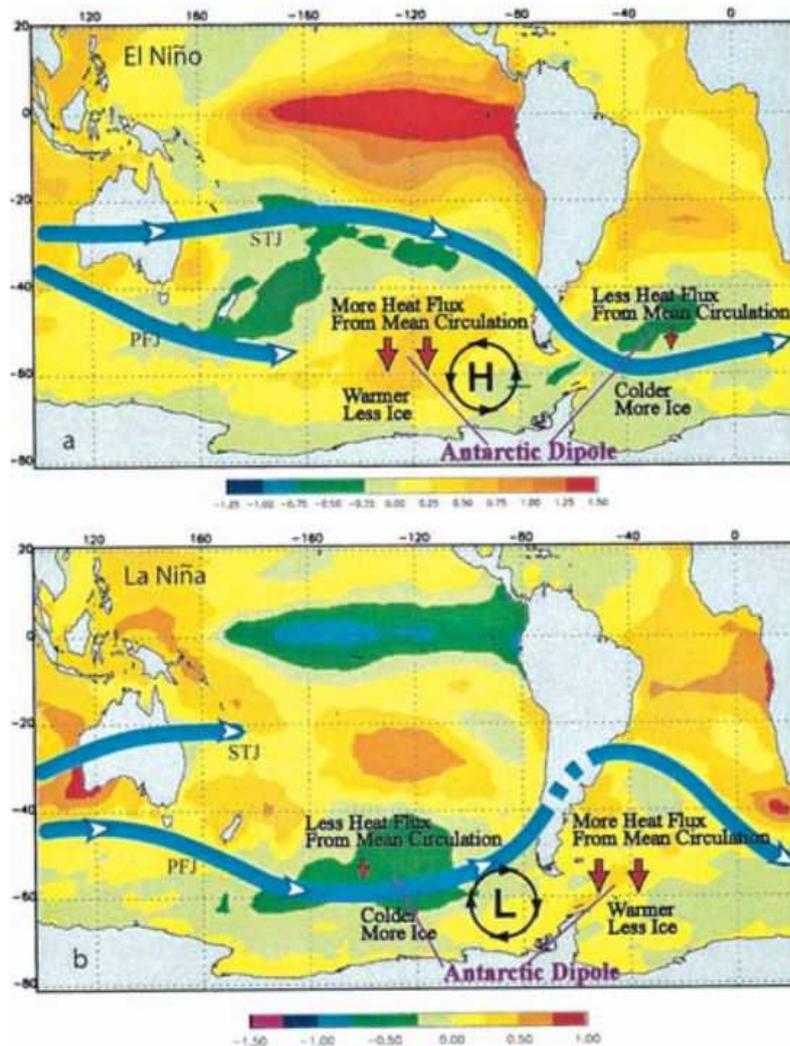


Figure 3.19: Synthèse de l'impact d'ENSO sur l'Antarctique, d'après *Yuan* (2004). Composites des Anomalies de SST (en °C, en couleurs), positions des jets atmosphériques subtropical (STJ) et du front polaire (PFJ) (flèches bleues), polarité de l'anomalie de pression au-dessus du Pacifique Est (en noir), anomalies de flux de chaleur (flèches rouges), en conditions El Niño (en haut) et La Niña (en bas).

9 mois à deux ans (*Trenberth and Shea (1987); Trenberth (1997)*). Il n'est pas systématiquement suivi d'un évènement La Niña (d'une fréquence de 4 à 6 ans, durant entre un et deux ans) et il arrive souvent que l'on assiste à un retour à des conditions 'normales' après un évènement chaud (*Trenberth (1997)*). Ces dernières années, plusieurs études s'accordent à distinguer deux types d'évènement ENSO ou tout du moins El Niño : un El Niño 'canonique' pour lequel l'anomalie de SST se développe à l'Est le long de la côte sud-américaine et s'étend vers l'Ouest ou 'Eastern Pacific El Niño' (aussi appelé 'cold tongue' El Niño), et un El Niño qualifié parfois de 'modoki' ('pseudo' El Niño en japonais (*Ashok et al. (2007)*)) pour lequel l'anomalie chaude de SST est localisée dans le Pacifique Central (parfois qualifié de 'warm pool' El Niño). Il semblerait que l'on assiste à une prévalence des El Niño CP (Central Pacific) sur les El Niño EP (Eastern Pacific) depuis une vingtaine d'années (*Ashok et al. (2007)*), imputée par certains au réchauffement climatique global (*Yeh et al. (2009)*). La pertinence d'une telle distinction est largement sujette à débat (*Karnauskas (2013)*), néanmoins connaître la zone sur laquelle se développent les anomalies de SST peut avoir un intérêt, dans la mesure où il faut que cette anomalie ait lieu dans une zone de convection atmosphérique pour pouvoir induire une télé-connexion en Antarctique (*Lachlan-Cope and Connolley (2006); Ciasto et al. (2015)*). Suivant la localisation de l'anomalie de SST dans les tropiques, la convection atmosphérique sera plus ou moins importante (*Ciasto et al. (2015)*). Dans la mesure où c'est cette dernière qui est moteur de la télé-connexion, la magnitude mais aussi la localisation des anomalies de pression atmosphérique dans l'océan Austral sont a priori conditionnées par le type d'évènement ENSO en cours (El Niño ou La Niña, CP ou EP). Une étude récente de *Ciasto et al. (2015)* semble confirmer une différence dans la force et la position des trains d'anomalies de pression atmosphériques entre un El Niño EP et un El Niño CP : en hiver austral, les anomalies de pression dans le cas d'un évènement chaud CP sont plus étalées vers l'Ouest que dans le cas EP (corroboré par les résultats de *Wilson et al. (2014)*) ; en été austral, la signature de l'évènement CP est très faible alors que celle du El Niño EP est très zonale, plus proche d'une signature de type SAM que du train d'anomalies de pressions atmosphériques précédemment évoqué. La saisonnalité des effets d'ENSO aux hautes latitudes est également prise en compte par *Welhouse et al. (2016)* qui ne distinguent pas El Niño EP/CP mais plutôt les évènements en fonction de leur phase : El Niño, La Niña et conditions 'neutres'. Selon eux, El Niño influe avant tout sur la circulation atmosphérique au-dessus des mers d'Amundsen et Bellingshausen, la péninsule Antarctique et l'Ouest de la mer de Weddell, de manière plus intense en hiver (Juin, Juillet, Aout) et en automne (Septembre, Octobre, Novembre) austral alors que l'effet en été (Décembre, Janvier, Février) est très faible. La Niña quant à elle impacte surtout la mer de Ross mais également de façon marginale l'Antarctique de l'Est (impact imputé par *Welhouse et al. (2016)* à un couplage entre La Niña et le SAM), préférentiellement en hiver mais aussi en été austral.

De façon plus générale, *Jin and Kirtman (2009)* estiment que, du fait du mécanisme assurant la télé-connexion, les effets atmosphériques d'ENSO aux hautes latitudes de l'hémisphère sud anticipent le 'pic' de SST dans les tropiques d'environ une saison. En moyenne, les anomalies de SST tropicales atteignent leur maturité en été austral, ce qui implique que les indices liés à cette SST atteignent un maximum entre Décembre et Février. Cependant, selon *Jin and Kirtman (2009)*, des anomalies saisonnières locales de convections/divergence atmosphériques concourent

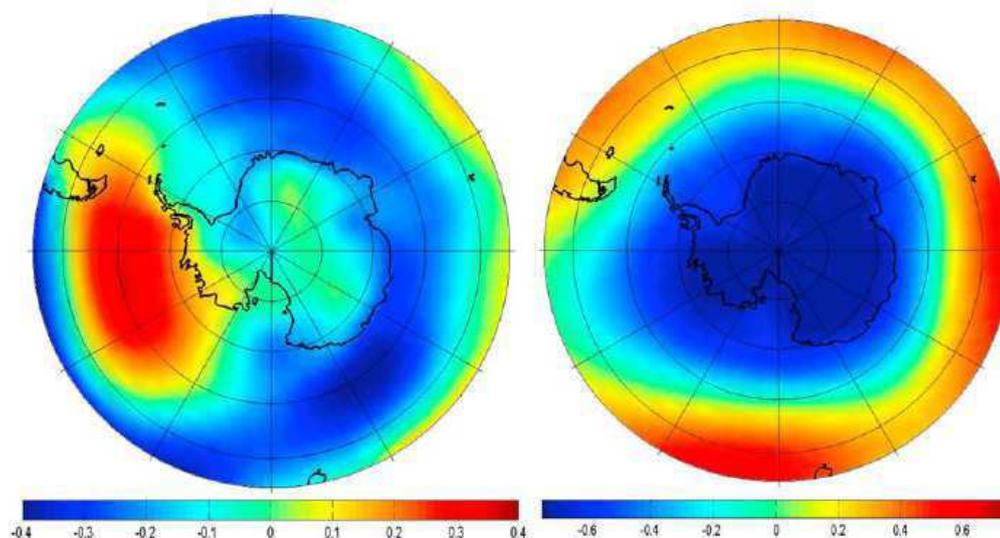


Figure 3.20: Corrélation entre l'indice SOI (gauche) et de l'indice SAM (droite) et la pression atmosphérique de surface (d'après *Mayewski et al.* (2009)).

à affaiblir voir annuler les effets de la télé-connexion à cette période, comme le montre bien les résultats de *Welhouse et al.* (2016). Les effets d'ENSO sur l'océan austral sont donc maximaux en hiver et en automne australs.

Effet d'ENSO sur les icebergs Antarctiques : études précédentes

Dans ses études de 2008 (*Romanov et al.* (2008)) et 2014 (*Romanov et al.* (2014)) Romanov étudie la variabilité inter-annuelle de la distribution géographique d'icebergs dans les bassins Indiens et Atlantiques (*Romanov et al.* (2008)), puis Pacifique et Atlantique (*Romanov et al.* (2014)). Ils tentent notamment de trouver un lien entre cette variabilité et le phénomène de l'oscillation australe. Il est à noter que les distributions d'icebergs utilisées dans ces travaux sont issues d'observations acquises lors de campagnes océanographiques sur la période 1970-2005 et 2008-2010 respectivement. De leur première étude, *Romanov et al.* (2008) ne relèvent pas de lien significatif entre ENSO et la distribution d'icebergs dans l'Indien Austral. Ils remarquent que la concentration en icebergs à l'Est du Passage de Drake augmente systématiquement de plus de 50% lors des phases négatives ('La Niña') de l'Oscillation Australe. Dans leur seconde étude (*Romanov et al.* (2014)), ils comparent les distributions observées au cours de deux campagnes estivales dans le Pacifique Austral au cours d'un événement La Niña (2007-2008) et El Niño (2009-2010). Afin d'expliquer les fortes différences inter-annuelles dans la redistribution d'icebergs, ils distinguent deux types d'évènement ENSO en fonction de leur zone de 'naissance' : l'un lié à une anomalie de SST dans le Pacifique Oriental (EP), l'autre dans le Pacifique Central (CP). L'absence de l'anomalie positive de pression, associée à l'évènement El Niño EP, dans le cas d'un El Niño CP explique selon lui que la redistribution d'icebergs dans le Pacifique Austral qu'il observe durant plusieurs évènements chauds n'ait pas lieu dans tous les cas.

Cette étude est cependant limitée du fait de la nature même des observations par bateau, mais surtout du faible nombre d'évènements ENSO considérés. Grâce à notre distribution d'icebergs

comprenant plus de 20 ans de données, nous sommes en mesure de comparer pleinement l'effet de l'Oscillation Australe sur la distribution en icebergs dans l'Océan Austral.

Etude de l'effet d'ENSO sur la redistribution du volume d'icebergs

On entreprend tout d'abord une analyse composite des effets d'ENSO sur les champs de présence et volume d'icebergs. On n'opèrera pas de distinction entre des El Niño EP et CP, mais uniquement sur la phase chaude ou froide d'ENSO. On choisira donc, conformément aux travaux de *Welhouse et al.* (2016), de discriminer les trois phases du phénomène : une phase positive (El Niño), une phase négative (La Niña) et une phase neutre. On sélectionnera alors les mois associés à chacune de ces phases pour ensuite moyenner les champs d'iceberg correspondants. On obtiendra donc trois champs composites relatifs aux trois phases du phénomène ENSO .

Dans un premier temps, il convient donc de sélectionner les évènements suivant leur phase. On utilise pour cela les indices climatiques Niño3 et Niño3-4 (voir description Chapitre 2.4). Du fait de la forte variabilité de ces indices, il est de coutume *Trenberth* (1997) de travailler avec des moyennes glissantes de ces grandeurs. Un évènement est alors dit 'chaud' ou El Niño (respectivement 'froid' ou La Niña) si l'indice Niño 3 moyenné sur 5 mois est supérieur (inférieur) à 0.5 °C pendant au moins 6 mois consécutifs, ou si l'indice Niño 3-4 moyenné sur 5 mois (parfois appelé indice Niño océanique ou ONI) est supérieur (inférieur) à 0.4 °C pendant au moins 6 mois consécutifs.

En se basant sur ces critères, un évènement chaud (El Niño) survient 26.8% du temps entre 1990 et 2016, un évènement froid (La Niña) 26,2% du temps, tandis que l'on se trouve en phase neutre les mois restants (47%) (Figure 3.21).

Les champs composites sont donc formés en moyennant les champs initiaux en fonction de la valeur de l'ONI. On constitue ainsi trois champs composites par paramètre, un pour la phase El Niño, un pour la phase La Niña et un pour la phase neutre.

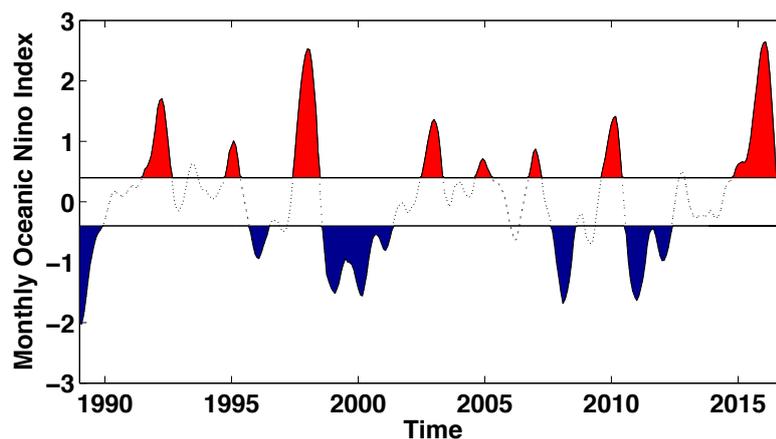


Figure 3.21: Série temporelle de l'indice ONI mensuel, et années El Niño (en rouge), La Niña (en bleu), et neutres (pointillés) correspondantes. Les lignes horizontales correspondent aux limites -0.4°C et +0.4°C.

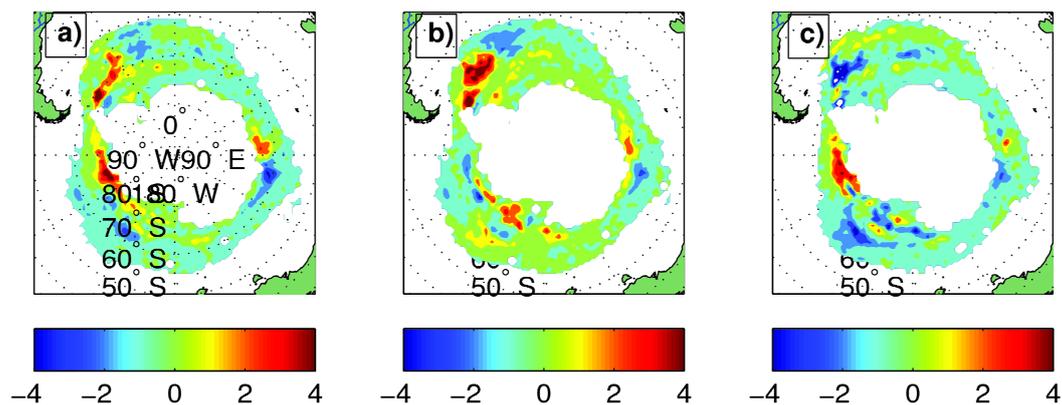


Figure 3.22: Différence de probabilité de présence (multipliée par 1000) d’icebergs entre les composites : a) El Niño-neutre, b) La Niña-neutre), c) El Niño-La Niña.

On constate (Figures 3.22-a et 3.22-b) que l’impact d’ENSO sur la probabilité de présence des icebergs a une allure équivalente quelle que soit la phase considérée, avec un panache de l’iceberg alley plus dense en icebergs que lors des années neutres, mais semble-t-il moins étendu. Comme évoqué dans les études précédentes sur des paramètres atmosphériques et la glace de mer (*Yuan (2004)*), il semble que l’impact d’ENSO sur la probabilité de présence des icebergs soit plus fort au niveau de la péninsule Antarctique et la mer de Weddell ainsi que dans les mers de Bellinghausen et Amundsen. On constate néanmoins la présence d’un ‘dipôle’ d’anomalies le long de la côte de l’Antarctique de l’Est lors des phases chaudes comme froides. La différence entre les composites El Niño-La Niña (Figure 3.22-c) montre l’existence d’un dipôle situé de part et d’autre de la péninsule, avec une densité d’icebergs à l’Est de la péninsule plus importante lors des phases froides que lors des phases chaudes, en accord avec l’étude de *Romanov et al. (2014)*. Lors des événements El Niño, on trouve également plus d’icebergs dans la mer de Bellinghausen que dans le cas de La Niña. On observe également une différence négative au large des mers d’Amundsen et de Ross entre les phases chaudes et froides, qui pourrait s’expliquer par le fait que l’iceberg C19 y a dérivé et vélé de nombreux fragments au cours des années 2007-2009 alors que l’on se trouvait en phase La Niña.

Comme le montre *Welhouse et al. (2016)*, l’influence de la circulation atmosphérique sur l’Océan Austral est maximale lors de l’hiver et le printemps pendant une phase chaude, tandis qu’elle est optimale pendant l’hiver et très faible les autres saisons durant La Niña. Compte tenu des limites de détection d’ALTIBERG (seuls les icebergs dans l’océan libre sont détectés), il est probable qu’on ne puisse voir l’effet de La Niña sur la distribution d’icebergs, tandis que l’effet d’El Niño sera lui ‘maximisé’ en été, c’est-à-dire après deux à trois mois d’influence d’ENSO. Nous avons représenté les différences de probabilité de présence d’icebergs entre les différentes phases en fonction de la saison concernée (Figures 3.23, 3.24 et 3.25). L’influence d’El Niño semble bien maximale en été, mais il faut remarquer que les limites de détection entraînent un biais vers cette saison dans la mesure où c’est à ce moment là que la majorité des icebergs sont détectés. Nous en avons d’une certaine façon confirmation sur la figure 3.24, puisqu’elle présente un maximum de différence en été alors même que l’influence de La Niña est censée y être faible. En comparant phase chaude et phase froide, on retrouve en été le tripôle de part et d’autre de

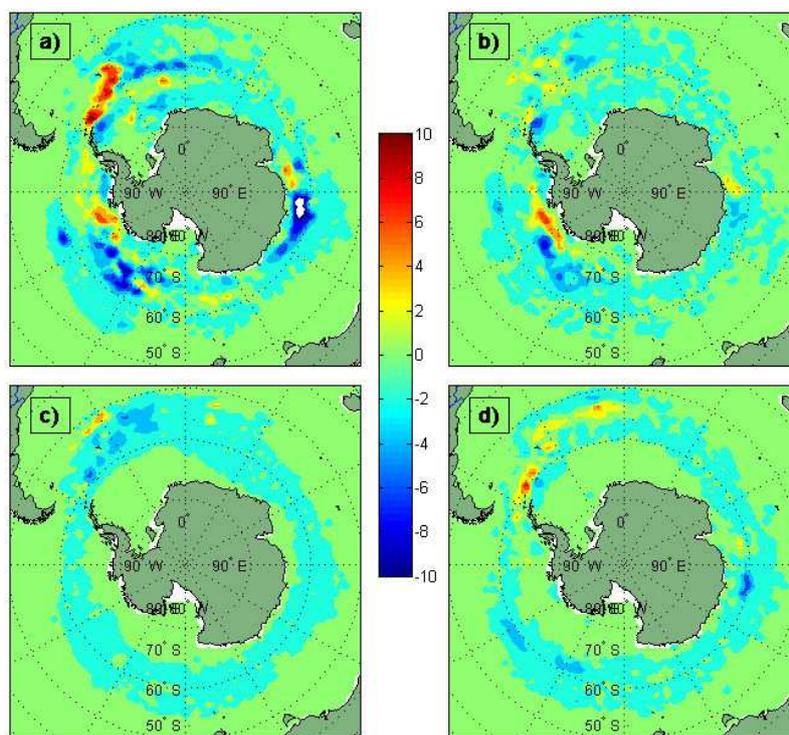


Figure 3.23: Différence de probabilité de présence d'iceberg entre une phase El Niño et une phase neutre pour les mois de : a) Décembre-Janvier-Février (Eté), b) Mars-Avril-Mai (Automne), c) Juin-Juillet-Août (Hiver), d) Septembre-Octobre-Novembre (Printemps).

la péninsule et dans la mer de Ross (Figure 3.25) tel que décrit par *Romanov et al.* (2014).

De manière générale, ENSO a a priori tendance à influencer l'extension de la banquise d'une façon similaire à la distribution d'iceberg (via une modification de la circulation atmosphérique). Nos distributions ne concernant que les icebergs présents dans l'eau libre, une forte anomalie de circulation atmosphérique n'entraînera pas forcément une anomalie de présence d'iceberg. Il faut également noter que le phénomène ENSO impactant également la température de l'air, la température de l'océan ou la fréquence des tempête, il n'influe pas que sur la dérive des icebergs mais aussi sur leur fonte et possiblement leur fracturation et donc leur durée de vie. Les effets d'ENSO sur la l'extension de la glace de mer d'une part, et sur la température et la fréquence des tempêtes d'autre part, sont opposés (*Yuan* (2004)). Il est envisageable que les effets de ces différentes contributions entrent en compétition quant aux variations du volume de glace en eau libre : une banquise en retrait implique a priori automatiquement un plus grand nombre d'icebergs détectés, mais la circulation atmosphérique associée aura tendance à repousser les icebergs vers la banquise, tandis que ceux évoluant en libre seront soumis à des températures plus fortes et des tempêtes plus fréquentes, réduisant leur durée de vie (et leur taille et donc leur détectabilité).

3.4 Relations entre grands et petits icebergs

Cette étude a fait l'objet d'une publication dans la revue Journal of Geophysical Research en 2016 (Tournadre et al. (2016)). L'article est disponible en annexe.

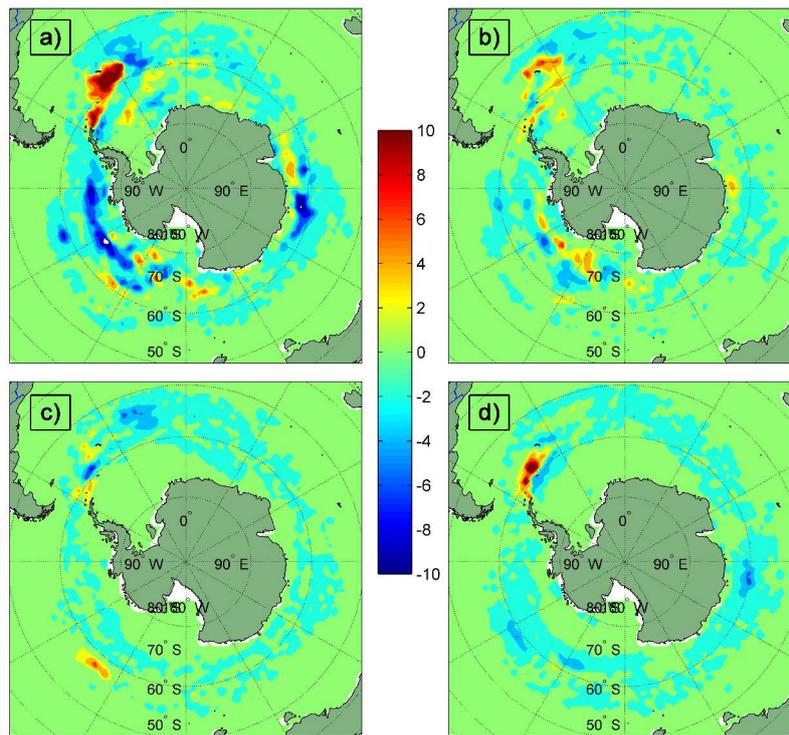


Figure 3.24: Différence de probabilité de présence d'iceberg entre une phase La Niña et une phase neutre pour les mois de : a) Décembre-Janvier-Février (Été), b) Mars-Avril-Mai (Automne), c) Juin-Juillet-Août (Hiver), d) Septembre-Octobre-Novembre (Printemps).

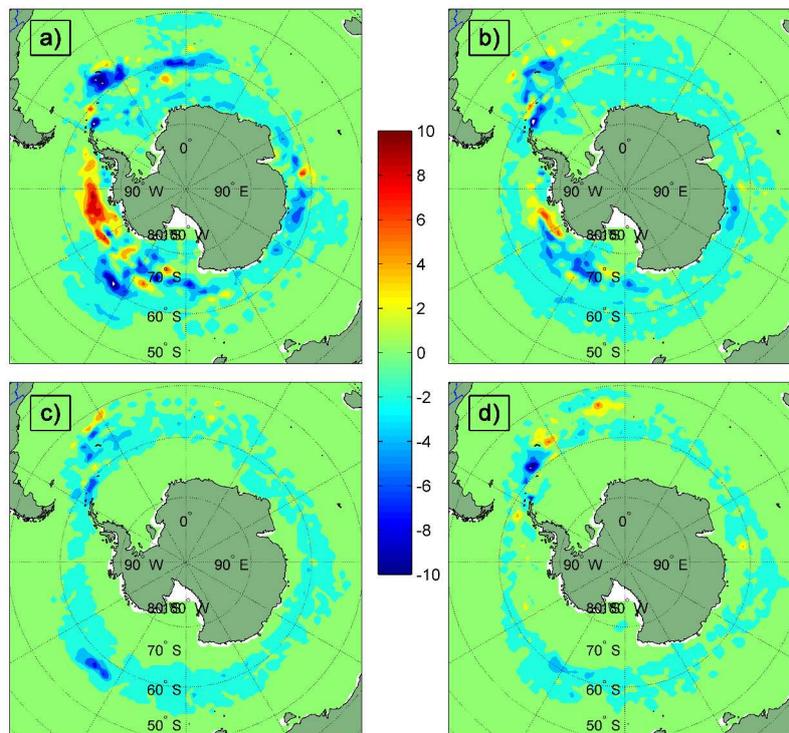


Figure 3.25: Différence de probabilité de présence d'iceberg entre une phase El Niño et une phase La Niña pour les mois de : a) Décembre-Janvier-Février (Été), b) Mars-Avril-Mai (Automne), c) Juin-Juillet-Août (Hiver), d) Septembre-Octobre-Novembre (Printemps).

Près de 60 % du volume de glace vélé dans l'Océan Austral est transporté par des grands (d'une longueur caractéristique supérieure à environ 2 km) icebergs (*Tournadre et al. (2015)*). Cependant, ces grands icebergs perdent la majorité de leur masse globale non pas par fonte (qui compte pour moins de 20 % de cette perte de masse) mais plutôt par fragmentation en plus petits icebergs (près de 80% de la perte de masse globale). La figure fig nous montre ainsi qu'une partie des petits icebergs (dont la longueur caractéristique est comprise entre 100 m et 2.2 km) est produite par fracturation le long de la trajectoire de grands icebergs. Comme nous l'avions fait remarqué précédemment et comme le montre la figure3.26, les petits icebergs ont une distribution spatiale beaucoup plus étalée que les grands icebergs. On peut ainsi identifier de vastes zones riches en petits icebergs mais dans lesquels on ne trouve pas de grands. Cette situation peut, au moins en partie, s'expliquer par le fait qu'à cause de leur différence de taille, petits et grands icebergs ne réagissent pas aux forçages (vents et courants) de la même façon et peuvent donc dériver de manières très différentes (*Savage (2001)*). Néanmoins, il semble que dans certaines zones, un nombre non négligeable de petits icebergs soit directement issu de la fragmentation de plus gros (Figure 3.15 par exemple).

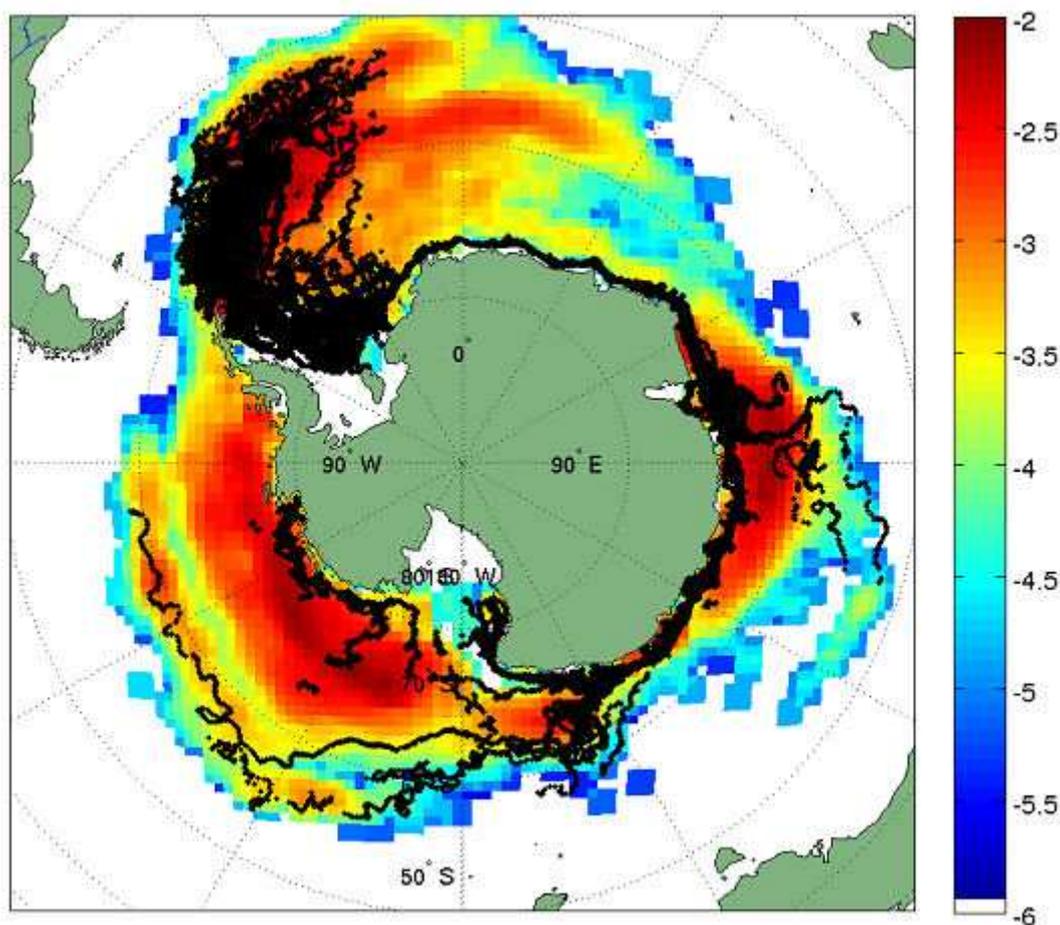


Figure 3.26: Probabilité de présence mensuelle moyenne des petits icebergs et trajectoires superposées (en noir) des grands icebergs pour la période 2002-2012

On peut alors se demander quels sont les liens existant entre petits et grands icebergs et

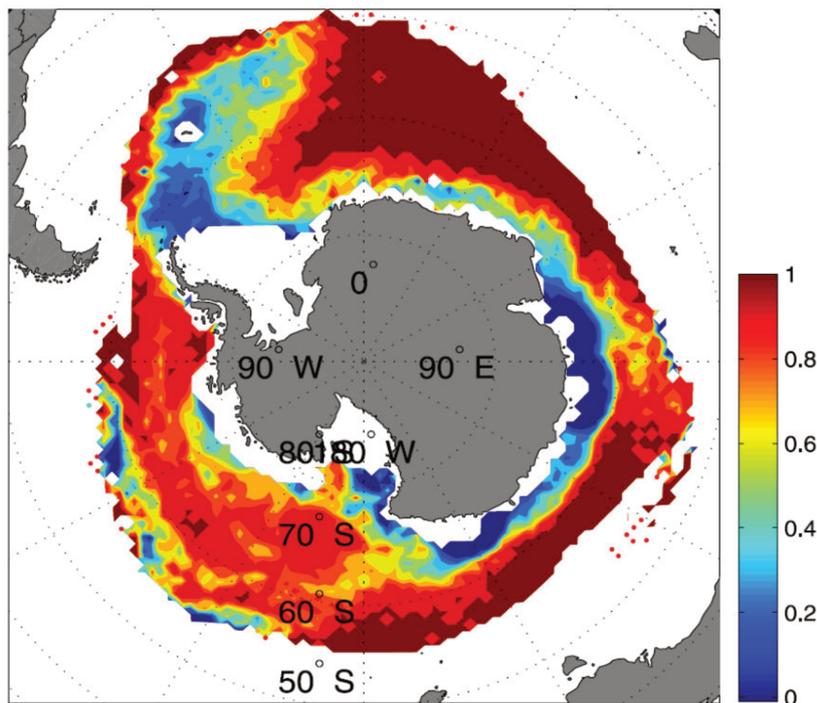


Figure 3.27: Proportion de petits icebergs ($100 \text{ m} < L < 2.8 \text{ km}$) distants de plus de 500 km d'un gros iceberg contemporain

comment ces relations impactent la répartition du volume de glace. La connaissance de la répartition spatiale des icebergs en fonction de leur taille est une information primordiale permettant par la suite d'améliorer la représentation de la distribution du volume de glace transporté par les icebergs dans les modèles.

Nous nous sommes penchés sur la distance entre chacun de nos petits icebergs et le gros iceberg le plus proche dans l'espace et dans le temps. Cette quantité peut être vue comme une sorte de proxy de la distance moyenne parcourue par les fragments (les petits icebergs) depuis leur source. La distance médiane est de l'ordre de 500 km et sera dès lors utilisée pour faire la distinction entre deux situations : dans le premier cas, les petits icebergs sont distants de plus de 500 km d'un gros, ils n'ont pas de connexion directe avec un gros iceberg et seront qualifiés de 'libres' ; dans le second cas, les petits icebergs sont distants de moins de 500 km d'un gros iceberg contemporain, auquel ils sont donc 'liés'.

La proportion de petits icebergs 'libres' ou 'liés' présente une répartition spatiale très marquée (et également 'robuste', dans la mesure où elle est peu sensible à la distance 'limite' choisie) (Figure 3.27) : le long des côtes (de Ross à Weddell, surtout dans l'Océan Indien), au niveau de l'iceberg alley mais également de façon très localisée dans l'Océan Pacifique, de 60 à 100 % des petits icebergs sont 'liés'. Cette situation peut s'expliquer par le fait que dans ces zones, les petits icebergs sont soit issus des mêmes zones de vèlage que les plus larges, soit de la fracturation d'un plus grand iceberg, et/ou suivent ensuite peu ou prou les mêmes trajectoires. En effet, le long de la côte, petits comme gros icebergs dérivent dans le courant péri-côtier antarctique et autres courants très contraints par la bathymétrie. Dans l'Atlantique Austral, les dérives des petits comme des gros icebergs sont forcées par les courants du gyre de Weddell et les courants

'topographiques' des mers de Scotia et de Weddell. Cette zone nommée l' 'iceberg alley' est notoirement très dense en icebergs de toutes tailles, soit issus des plate-formes glaciaires locales (Filchner/Ronne ou encore Larsen) ou plus lointaines pour être ensuite 'déversés' par le courant péri-côtier dans la mer de Weddell. Du fait de cette concentration, on trouvera facilement un gros iceberg contemporain relativement proche d'un petit. Enfin on distingue clairement que le long des trajectoires de gros icebergs connaissant une grande excursion vers le Nord, que ce soit C19a (voir Chapitre 4.4) ou B15j dans l'océan Pacifique ou encore C20 dans l'Océan Indien, on trouve un grand nombre de petits icebergs. Ces derniers sont a priori issus de la fragmentation de ces icebergs tabulaires géants (les petits icebergs auraient a priori fondu bien avant d'atteindre de telles latitudes s'ils avaient suivi une trajectoire similaire à celle de leurs parents) et dérivent ensuite tout comme les plus gros en suivant le courant circumpolaire Antarctique.

En dehors de ces zones, les petits icebergs sont majoritairement 'libres' (Figure 3.27). Dans de vastes zones, notamment l'Est de l'Atlantique Austral / de la Mer de Weddell, on trouve très exclusivement (la proportion est alors très proche de 1) des petits icebergs qui ne sont pas directement associables à un gros. De façon générale, au-delà de l'influence des courants côtiers, la plupart des petits icebergs sont 'libres'. Cela peut notamment s'expliquer par le fait que peu de gros icebergs connaissent de réelles excursions vers le Nord. *Gladstone et al.* (2001) modélisent les trajectoires de petits et gros icebergs et remarquent que les plus gros sont plus susceptibles de rester proches de la côte. Ils évoquent l'influence de la force de Coriolis comme raison possible : cette dernière est liée à la masse de l'iceberg (qui augmente proportionnellement à la taille de l'iceberg plus rapidement que ne le fait la surface). Un iceberg évoluant dans un courant côtier antarctique dérive traditionnellement vers l'Ouest, il est donc soumis à une force de Coriolis orientée vers le Sud, opposée à une dérive vers le Nord.

En plus de cet état des lieux purement spatial, on a entrepris d'étudier la répartition temporelle des petits icebergs au sein de ces deux régimes, au niveau global ainsi que dans chaque bassin : y-a-t'il des variations temporelles dans cette répartition ? Des spécificités géographiques ?

Sur les 22 années de l'étude, une majorité du volume de glace des petits icebergs est transportée, tant dans l'Océan Austral dans sa globalité (59%) que dans les bassins Pacifique et Indien (78% et 61% respectivement), par des icebergs libres (Figure 3.28). En revanche, ce sont des icebergs liés que l'on trouve en moyenne le plus dans l'Océan Atlantique Austral (65%), puisque celui-ci abrite l'iceberg alley. Avant 1998, les icebergs libres représentent plus de 65% du volume détecté, alors qu'après 1999-2000, c'est à dire après l'apparition d'un grand nombre de gros icebergs (après l'effondrement de la plate-forme de Larsen B ou les vêlages des icebergs géants B15 et C19 notamment), la répartition est plus équilibrée (ils ne constituent plus que la moitié du volume de glace détecté). Ce contraste est bien visible dans l'Atlantique Austral où pour les années post-2000, les icebergs liés sont largement majoritaires (80% du volume total) (Figure 3.28). De la même façon, l'augmentation de la proportion d'icebergs liés dans les bassins Indien et Pacifique est à mettre en relation avec la dérive vers les basses latitudes de gros (voire très gros) icebergs (2007/2009 dans le Pacifique, 2002/2008 dans l'Indien).

Cette distinction en terme d'éloignement d'un petit par rapport à un gros est utile pour avoir une idée de la distance relative moyenne entre petits et gros icebergs, mais elle ne renseigne pas sur

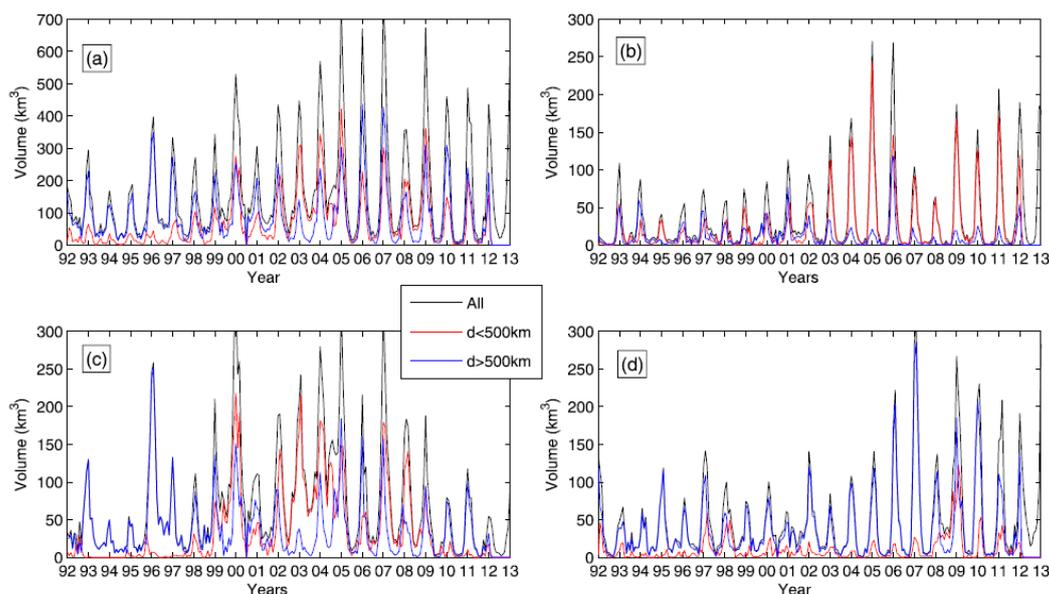


Figure 3.28: Volume total (en km^3) (noir) de petits icebergs en eau libre, volume associé au petits icebergs distants de moins de 500 km (rouge), plus de 500 km (bleu), d'un gros contemporain pour tout l'océan austral (a), l'Atlantique Austral (b), l'Indien Austral (c), le Pacifique Austral (d).

le transfert de taille entre icebergs, d'autant plus qu'il est impossible de suivre individuellement les petits icebergs et donc connaître leur origine.

Pour avoir une idée plus précise de la relation entre petits et gros icebergs, on entreprend tout d'abord une étude globale et grande échelle en comparant les volumes de glace associés aux petits et aux gros icebergs et en étudiant leurs variations conjointes. La période considérée est ici restreinte à la décennie 2002-2012, avant laquelle on ne dispose pas d'estimation de volume pour les gros icebergs. On entreprend tout d'abord une analyse de corrélation entre les deux volumes, au niveau global puis pour chaque bassin. Les volumes comparés sont au préalable normalisés (Figure 3.29).

Dans le cas global (tout l'Océan Austral), le coefficient de corrélation est de 0,66, ce qui tend à confirmer qu'une part importante des petits icebergs est issue des plus gros. Les résultats sont là encore contrastés au niveau des trois bassins : dans l'océan Atlantique, où les icebergs libres s'étendent sur de grandes zones, la corrélation est quasi nulle ; dans les bassins Indien et Pacifique, dans lesquels les zones à majorité libres ou liées se côtoient, le coefficient de corrélation est proche de 0,5 (Figure 3.29-c et d).

Cependant cette façon de voir les choses a ses limites puisqu'elle ne prend en compte que des variations concomitantes, et donc une connexion immédiate entre petits et gros icebergs. Les petits icebergs, du fait de leur différence de taille, suivent rarement les mêmes trajectoires que les plus gros dont ils peuvent être issus. De même, lorsqu'ils sont proches de la limite de la banquise, les petits y sont plus facilement piégés que les plus gros spécimens. Ainsi, il arrive que les petits icebergs perdent plus ou moins rapidement toute connexion avec leur parent. Afin de prendre cet aspect en compte, on effectue une analyse de corrélation croisée sur les volumes associés aux gros et aux petits icebergs (liés ou libres). Cette méthode permet de mesurer le degré de simultanéité/coïncidence des variations de volume en fonction d'un décalage dans le temps.

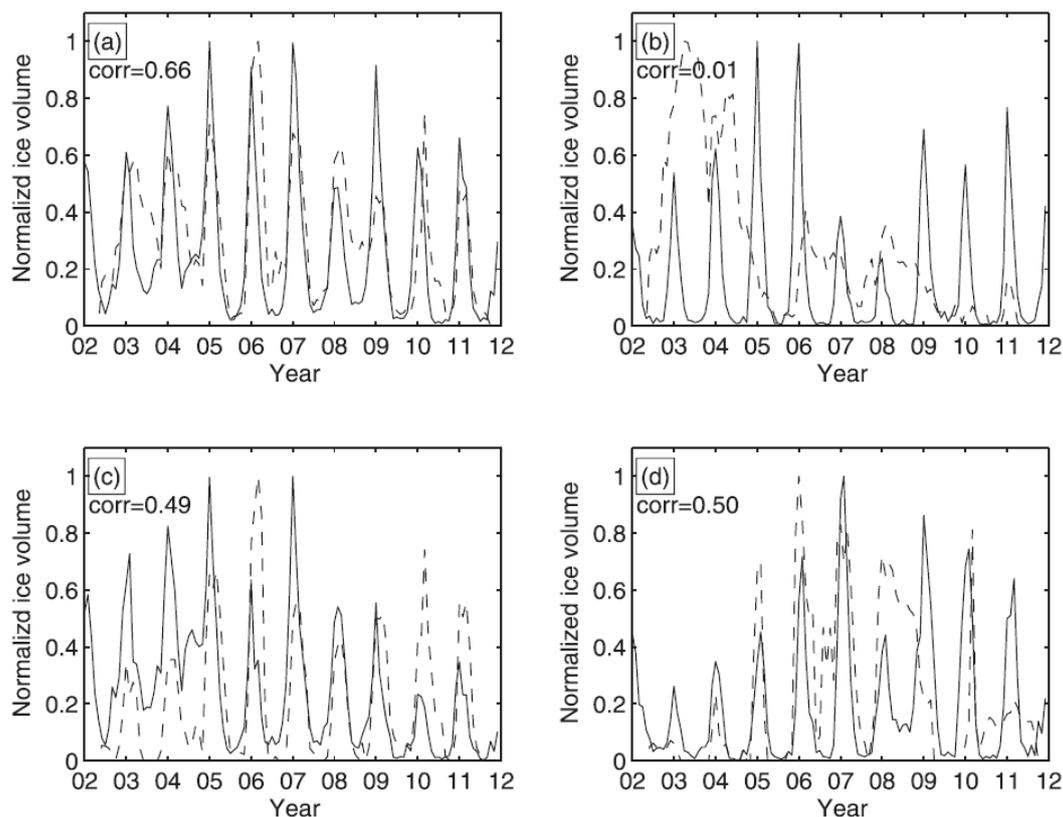


Figure 3.29: Volume normalisé de glace en eau libre associé aux petits icebergs (lignes continues) et aux gros icebergs (lignes pointillées) pour tout l’océan austral (a), l’Atlantique Austral (b), l’Indien Austral (c), le Pacifique Austral (d). Les coefficients de corrélation entre les deux champs sont indiqués dans la partie supérieure gauche de chaque graphique.

Pour éviter que le cycle saisonnier ne l’emporte (lié à la croissance/décroissance saisonnière de la banquise et notre méthode de détection, voir Chapitre 3.1.2), on travaillera avec les anomalies de volume. La valeur du coefficient de corrélation est présentée figure 3.30, ce en fonction du décalage temporel (en mois) pour l’ensemble de l’Océan Austral ainsi que pour chaque bassin.

Dans le cas global, la corrélation est maximale (de l’ordre de 0,6) pour les icebergs liés pour un décalage de l’ordre de 3-4 mois. On peut ainsi imaginer qu’il faut plusieurs mois pour obtenir par fracturation d’un gros iceberg des fragments de tailles détectables par altimétrie. Pour les icebergs libres (comme pour l’ensemble des petits), la corrélation maximale est plus faible (0,4) et est atteinte avec un décalage de 12 mois. Cela pourrait indiquer que si une partie de ces icebergs est bien issue de la fragmentation de plus gros, ils ont été rapidement pris dans la banquise et ensuite relargués en eau libre, perdant la connexion directe avec leur parent. Dans le bassin Atlantique, les corrélations sont plus faibles (Figure 3.30). Petits et gros icebergs suivent les mêmes trajectoires dans l’iceberg alley, alors que les petits icebergs sont libres dans de vastes zones à l’Est, ce contraste explique alors les faibles corrélations. Il semble néanmoins y avoir un maximum de corrélation pour les icebergs liés à 6 mois de décalage, ce qui pourrait correspondre à un largage de petits icebergs en eau libre à l’occasion du retrait de la banquise. Dans le bassin Indien, la majorité des icebergs, gros ou petits, dérive dans le courant péri-côtier, on a donc

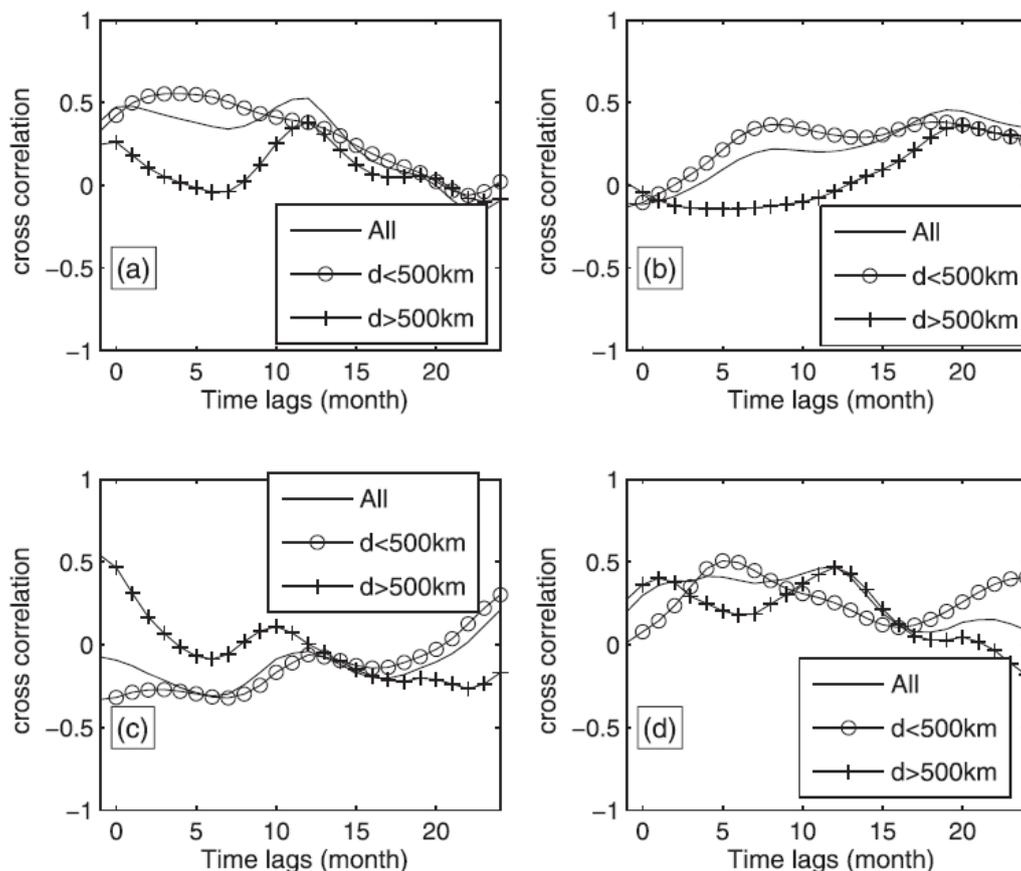


Figure 3.30: Coefficient de corrélation entre les volumes de glace en eau libre des petits icebergs et des gros icebergs, pour tous les petits icebergs (ligne continue), uniquement les petits icebergs 'liés' (cercles), uniquement les petits icebergs 'libres' (croix) et pour tout l'océan austral (a), l'Atlantique Austral (b), l'Indien Austral (c), le Pacifique Austral (d).

des corrélations très faibles pour les icebergs liés (Figure 3.30-c). Le maximum de corrélation pour les icebergs libres à 0 mois de décalage semble fortuit, la corrélation diminue par la suite pour atteindre des valeurs relativement faibles. Dans le Pacifique Austral (Figure 3.30-d), la corrélation entre volume de gros icebergs et volume lié atteint un maximum de 0,6 au bout de 5-6 mois qui pourrait s'expliquer par la fragmentation des gros icebergs C19a et B15j créant de larges panaches de petits icebergs dans leurs sillages. La corrélation avec le volume lié atteint elle un maximum semblable pour un décalage de l'ordre de 12 mois, comme dans le cas de l'océan austral global. Cela pourrait être lié au relargage de petits icebergs en eau libre lors du retrait de la banquise, mais aussi au fait que C19a et B15j génèrent régulièrement des fragments qui, après quelques mois, s'éloignent de leurs parents (d'au moins 500 km). Cependant leur 'connexion' (au sens statistique) pourrait persister dans la mesure où on trouve très rarement de gros icebergs à de telles latitudes.

Ainsi s'il est très probable qu'une grande partie des petits icebergs liés soit issue de la fragmentation de plus gros, il semble que les processus impliqués mettent plusieurs mois pour atteindre leur pleine efficacité. Cependant, il est également envisageable qu'un certain nombre d'icebergs libres aient été générés par vèlage de gros icebergs puis aient perdu toute connexion avec leur

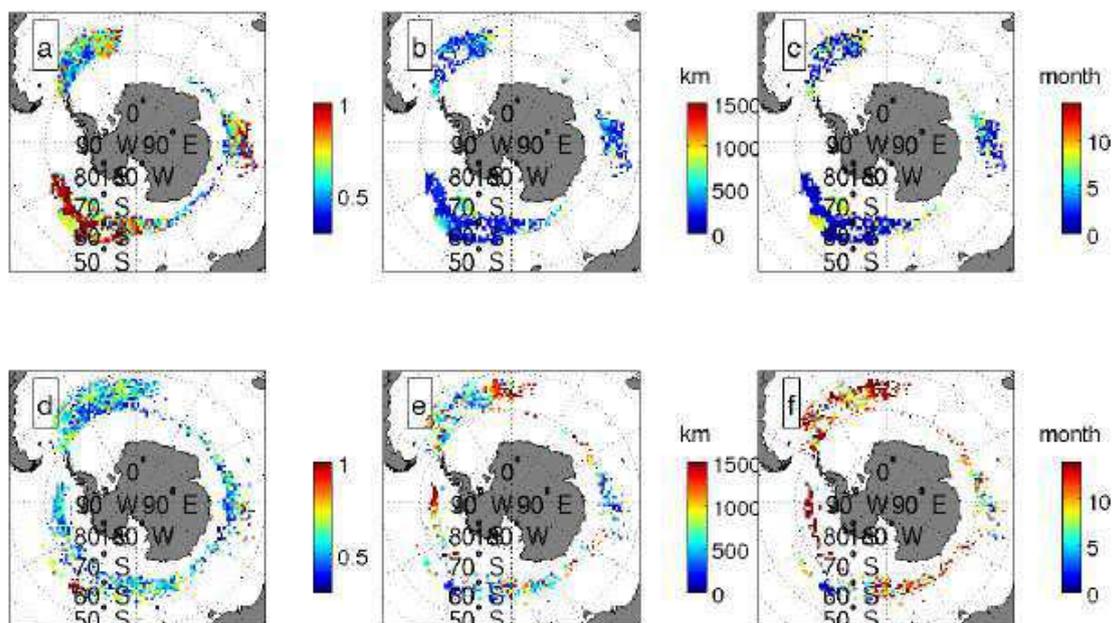


Figure 3.31: Analyse de corrélation croisée entre les anomalies de volume de gros icebergs et de petits icebergs distant de moins (a, b, c) et plus (d,e,f) de 500km d'un gros. Valeur maximale du coefficient de corrélation (a,d), distance correspondante (b,e) entre le gros icebergs et le point des petits icebergs, décalage temporel correspondant (c,f).

parent. Pour ces raisons, des volumes importants de gros ou petits icebergs sont transférés d'un bassin à l'autre, ce qui explique que l'on puisse parfois observer une décorrélation entre ces volumes (Figure 3.30). L'analyse de corrélation croisée sur les séries temporelles de volume bassin par bassin montre alors ses limites. Pour y pallier, nous décidons d'entreprendre une analyse de corrélation spatialisée : on s'intéresse à la corrélation entre anomalies de volume associé aux gros icebergs et anomalies de volume mensuel associé aux petits icebergs (libres ou liés), et ce pour chaque point de grille (on utilise la grille polaire à 100km de résolution des produits mensuels d'ALTIBERG). Pour le volume de petits icebergs, seuls les points vierges de toute banquise pendant au moins 6 mois de l'année sont considérés (on exclut donc les zones proches du continent). Pour chacun de ces points, on calcule le maximum de corrélation en considérant tous les points dans un voisinage de 2000 km de longitude et 500 km de latitude. La méthode est alors la même que celle utilisée dans la partie précédente dans le cas de la glace de mer (voir équation 4.1).

Un grand nombre de petits icebergs liés se trouve directement dans le sillage de gros icebergs dérivant à plus hautes latitudes (Figure 3.31). Ainsi, le long des trajectoires de géants tabulaires C19a et B15j dans le Pacifique Austral, mais également dans les sillages de C20 et B15a dans le bassin Indien, les corrélations sont souvent supérieures à 0,8. Au niveau de l'extrémité nord-est du panache de l'iceberg alley, elles varient entre 0,6 et 0,75. Dans tous ces cas, le décalage temporel ainsi que la distance entre les points sont d'autant plus faibles (de 0 à 5 mois pour une distance inférieure à 500 km) que la corrélation est grande, indiquant logiquement que les petits icebergs concernés sont issus de la fracturation des plus gros. Toujours au voisinage des trajectoires des gros icebergs aux hautes latitudes, des corrélations plus faibles mais toujours

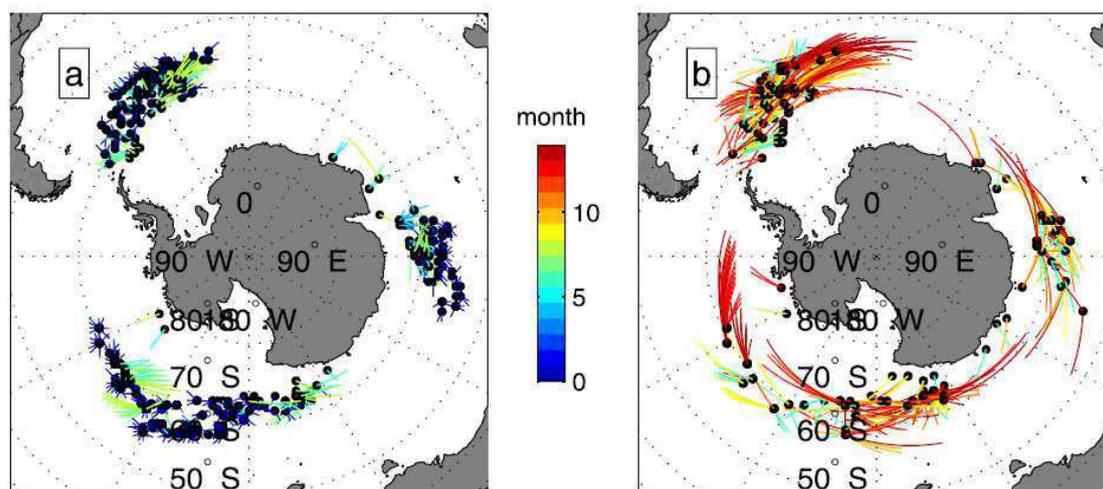


Figure 3.32: Analyse de corrélation croisée entre les volumes de petits et gros icebergs pour les petits distants de moins de 500km d'un gros (a) et plus de 500km d'un gros (b). Seuls les coefficients supérieurs à 0.55 sont considérés. Chaque ligne relie un gros icebergs (point noir) au point de grille pour lequel la corrélation avec les variations de volumes de petits icebergs est la plus grande, la couleur du lien indique le décalage temporel pour lequel la corrélation est maximale.

significatives (0,6-0,7) sont observées pour des décalages temporels et logiquement des distances plus importants (Figure 3.32) (jusqu'à 9 mois et 800 km) : les petits icebergs issus du vèlage de gros icebergs ont tendance à diffuser autour de la trajectoire des gros.

Dans le cas des petits icebergs 'liés', les corrélations sont moins importantes mais toujours significatives ($>0,55$) et témoignent une fois de plus du fait qu'une partie importante des petits icebergs sont issus de la fracturation de plus gros. Contrairement au cas précédent, les distances de corrélations sont plus importantes (entre 700 et 1500 km) et les décalages temporels en conséquence (entre 10 et 14 mois). C'est notamment frappant au niveau de la Géorgie du Sud ($38^{\circ}W$) près de laquelle nombre d'icebergs s'échouent et se fracturent (ce fut par exemple le cas de B17a, voir Chapitre 4) : les panaches issus de ces fragmentations vont jusqu'à atteindre le parallèle $10^{\circ}E$ (Figure 3.32), soit près de 2000 km de distance. Enfin, dans le Pacifique Austral, des petits icebergs issus de la fracture du géant C19a dérivent sur plus de 1500 km et 15 mois jusqu'au milieu de la mer de Bellinghausen et sont responsables d'anomalies de volume jusque là inédites dans cette zone habituellement peu dense en iceberg.

Ainsi, ces résultats confirment bien qu'une partie non négligeable des petits icebergs antarctiques sont directement issus de la fracturation des plus gros. C'est le cas en Atlantique dans l'iceberg alley, mais également le long des trajectoires des gros icebergs dérivant assez loin au Nord, dans le Pacifique et l'Indien Austral, où de petits icebergs directement vèlés à la côte n'atteindraient pas de telles latitudes. Les plus gros icebergs agissent donc comme des 'buffers' (des réservoirs de glace, plus résistant à la fonte que leurs petits congénères, et donc avec une plus grande durée de vie), transportant la glace vers le Nord, et la libèrent en générant par fracturation des panaches de plus petits icebergs. Ces derniers 'diffusent' alors ce volume de glace en dérivant parfois pendant plusieurs mois et sur plusieurs centaines de kilomètres au moins. Dans plusieurs cas, ils perdent même toute connexion avec leurs parents, et dérivent librement

à plusieurs milliers de kilomètres de leur source.

Dans la mesure où les petits icebergs fondent bien plus rapidement que les plus gros du fait de leur taille, c'est leur distribution qui conditionne le flux d'eau douce disponible 'immédiatement' pour l'océan austral. Ainsi pour représenter de façon réaliste le flux d'eau douce injecté par les icebergs, il est nécessaire de prendre en compte ce phénomène de transfert de volume par transfert de taille. Néanmoins, ces phénomènes sont liés à des processus de fragmentation encore très mal connus, et ne sont pas représentés dans les modèles. Par ailleurs il faut noter que, du fait notamment de contraintes techniques (*Stern et al. (2016)*), les études par modélisation ne sont pas encore en mesure de prendre en compte tout l'éventail de tailles des icebergs.

Pour pouvoir représenter de façon plus pertinente le flux d'eau douce injecté par les icebergs, il est donc nécessaire d'en apprendre plus sur les processus de perte de masse des gros icebergs. C'est ce que nous avons entrepris à travers l'étude de l'évolution de deux gros icebergs présentée dans la partie suivante.

Chapitre 4

Etudes des processus de fonte et de fragmentation

Cette étude a fait l'objet d'une publication soumise dans la revue 'The Cryosphere'. Les paragraphes suivants constituent un résumé en français de cet article, lui-même disponible en annexe.

4.1 Intérêt de l'étude

Comme évoqué précédemment, une part importante (près de 60%) du volume de glace vêlée à la côte Antarctique est transporté dans l'Océan Austral par l'intermédiaire de gros icebergs, dont la longueur caractéristique est supérieure à 18 km. La perte de masse globale de l'ensemble de ces gros icebergs se fait via deux mécanismes : la fonte en représente près de 20 %, alors que la fragmentation en plus petits icebergs explique près de 80 % de cette perte globale (*Tournadre et al. (2015)*). Les gros icebergs peuvent être vus comme des 'buffers' transportant la glace vêlée loin du continent, vers le large, alors que la fragmentation en petits icebergs peut être assimilée à un processus de diffusion du volume de glace (Chapitre 3.4).

Les principaux mécanismes de perte de masse des grands icebergs (la fonte et la fragmentation) sont toujours mal renseignés et représentés dans les modèles numériques (Chapitre 1.3 et 1.4). Si de nombreuses études de modélisation se sont intéressées à la fonte des icebergs, peu de travaux (*Jansen et al. (2007)*) permettent d'en valider les résultats et d'éprouver les lois mathématiques utilisées dans ces modèles. De même, un nombre conséquent de travaux a étudié le vêlage d'icebergs de glaciers ou de plate formes glaciaires (*van der Veen (2002)*; *Fricker et al. (2002)*; *Joughin and MacAyeal (2005)*; *Amundson and Truffer (2010)*). Certains ont même proposé des lois empiriques pour rendre compte de ce vêlage (*Amundson and Truffer (2010)*). Mais seule une poignée d'études concerne la fragmentation de gros icebergs, alors même que cette fragmentation joue un rôle essentiel dans l'injection d'eau douce dans l'océan austral. Ce processus génère en effet des panaches de petits icebergs de différentes tailles et donc module la distribution de taille des icebergs dans l'océan austral. Sous l'influence des courants et du vent, différente selon leur forme et leur taille (*Savage (2001)*), ces petits icebergs s'éloignent de leurs parents et dérivent par la suite dans des zones où l'on ne trouve pas de gros icebergs (voir Chapitre 3.4). Enfin, ils vont fondre plus facilement que les gros icebergs, et donc injecter de l'eau douce dans l'océan d'autant plus efficacement qu'ils sont de faibles dimensions. Par conséquent c'est

la distribution spatiale de ces petits icebergs, liée à la fragmentation, qui conditionne vraiment le flux d'eau douce par les icebergs dans l'Océan Austral.

Mieux comprendre ce mécanisme de fragmentation, c'est être capable de mieux connaître et représenter la distribution de taille des icebergs antarctiques et donc le transfert de volume de glace entre gros et petits icebergs. En couplant ces informations à une validation des lois de fonte classiquement utilisées, on est à même d'estimer plus précisément la distribution du flux d'eau douce injectée par les icebergs dans l'océan austral.

4.2 Stratégie de l'étude

Grâce aux mesures satellites (Chapitre 2.1/2.2), on a l'opportunité de suivre l'évolution d'un iceberg géant de son vélage à sa disparition finale et ainsi examiner les phénomènes impliqués dans sa dégradation. L'analyse conjointe de sa trajectoire et des mesures altimétriques (Chapitre 2.2) permet de suivre ses variations d'épaisseur et donc estimer sa fonte basale. Les images visibles à 'haute résolution' permettent quant à elles de suivre ses variations de surface et de forme qui, couplées aux détections des petits icebergs, renseignent sur le processus de fragmentation.

Dans la mesure où les phénomènes étudiés dépendent des caractéristiques de l'iceberg mais également de paramètres environnementaux, on choisit d'étudier deux gros icebergs tabulaires, B17a et C19a. Tous deux sont issus d'un vélage de la plate-forme de Ross mais leurs tailles et formes sont différentes et ils ont connu des dérives bien distinctes. Le premier, B17a, fut un iceberg 'géant' de taille plutôt modeste qui dériva durant un an dans la partie occidentale de la mer de Weddell, très riche en icebergs. Il s'échoua ensuite près de la Géorgie du sud où il connut la majorité de sa perte de masse. Le second iceberg, C19a, était près de cinq fois plus grand que B17a. Il dériva seul dans le Pacifique austral, près du front polaire, pendant environ deux années au cours desquelles il fut soumis à une fonte basale importante et à une fragmentation régulière. L'étude de ces deux cas complémentaires documente les mécanismes de dégradation des gros icebergs.

4.3 Données

Dimension des icebergs

Les trajectoires des deux icebergs sont issues des données du NIC/BYU. La colocalisation entre ces trajectoires et des mesures altimétriques renseigne sur leurs variations de hauteur (voir Chapitre 2.2). La hauteur de l'iceberg B17a a ainsi été échantillonnée par altimétrie 152 fois lors de sa dérive et 258 fois pour C19a. Pour accéder à l'épaisseur totale de l'iceberg, on utilise (*Tournadre et al.* (2015)) une densité équivalente pour l'iceberg de 896 kg.m^{-3} , soit un rapport entre épaisseur et franc-bord d'environ 8.

Pour étudier les processus de fragmentation et la distribution de taille des débris associés à la perte de masse des icebergs, on utilise les données ALTIBERG précédemment décrites (voir Chapitre 2.1), à savoir les détections individuelles de petits icebergs (leur position et une estimation de leur taille) et les champs grillés ($100 \times 100 \text{ km}$ ou $1^\circ \times 2^\circ$) mensuels de probabilité de présence, surface moyenne et volume de glace transporté.

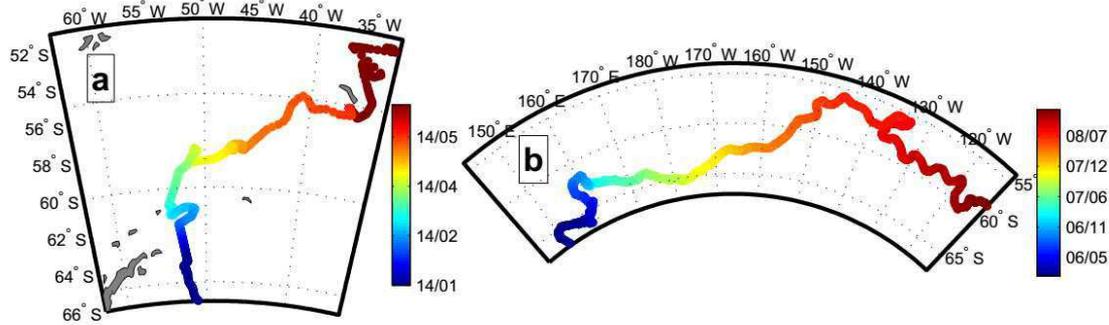


Figure 4.1: Trajectoires des icebergs tabulaires B17a (a) et C19a (b) en fonction du temps (année/mois).

Dans la mesure où les estimations hebdomadaires de longueur et largeur fournies par le NIC ne rendent pas compte de manière assez précise de la surface de l'iceberg et de ses variations, nous utilisons des images MODIS (MODERate resolution Imaging Spectroradiometer, radiomètre embarqué sur les satellites Aqua et Terra) à plus haute résolution pour remplir cet office. Plus spécifiquement, nous utilisons des mesures de radiance calibrée de niveau 1b issues des deux canaux visibles de MODIS (les canaux 1 et 2 de fréquences respectives 645 et 860 nm) offrant la meilleure résolution (250 mètres). Ces images ont ensuite été colocalisées avec les trajectoires fournies par le NIC/BYU. On pourra noter que dans les régions abritant de fortes densité d'icebergs, notamment dans l'iceberg alley traversée par B17a, il est fréquent que le NIC/BYU ne suive pas le bon iceberg ou perde sa trace s'il devient trop petit. Nous avons ainsi sélectionné 1500 images à l'issue des colocalisations. Lorsque les conditions de luminosité sont bonnes et que la couverture nuageuse n'est pas trop importante, on effectue une estimation systématique des dimensions de l'iceberg par analyse d'image : on sélectionne tout d'abord un seuil de radiance en fonction des conditions de luminosité de l'image pour pouvoir créer une image binaire; on effectue ensuite une analyse en 'composants connectés' grâce aux outils de traitement d'image du logiciel Matlab qui permettent d'estimer la position du centroïde de l'iceberg, les dimensions de ses axes principaux et sa surface. Dans certains cas où la couverture nuageuse ne permet pas d'utiliser la méthode précédemment décrite mais où le contraste est suffisant pour permettre une estimation 'à l'oeil nu', la position et les dimensions de l'iceberg sont estimées manuellement. Ainsi, les caractéristiques de B17a et de C19a ont ainsi été estimées grâce à l'analyse de 286 et 503 (respectivement) (figure 4.3).

Paramètres environnementaux et auxiliaires

Les processus de fonte et de fragmentation sont notamment dépendant de la température des eaux environnantes. La fonte basale, responsable des variations d'épaisseur, est fonction de la température à la profondeur de la base de l'iceberg (plus de 200 mètres). Dans le cadre de cette étude, et faute d'une meilleure alternative, la température de surface de l'océan (SST) est utilisée comme proxy de cette température en profondeur. A cause de la couverture nuageuse relativement importante au-dessus de nos zones d'étude, on utilisera un produit satellite de niveau 4, le produit d'analyse ODYSSEA distribué par le GHRSSST (Group for High Resolution

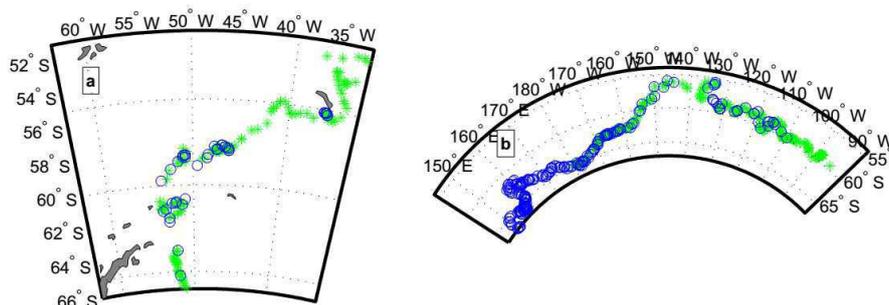


Figure 4.2: Illustration de l'échantillonnage des icebergs B17a (a) et C19a (b) par mesures altimétriques (cercles bleus) et images Modis (étoiles vertes).

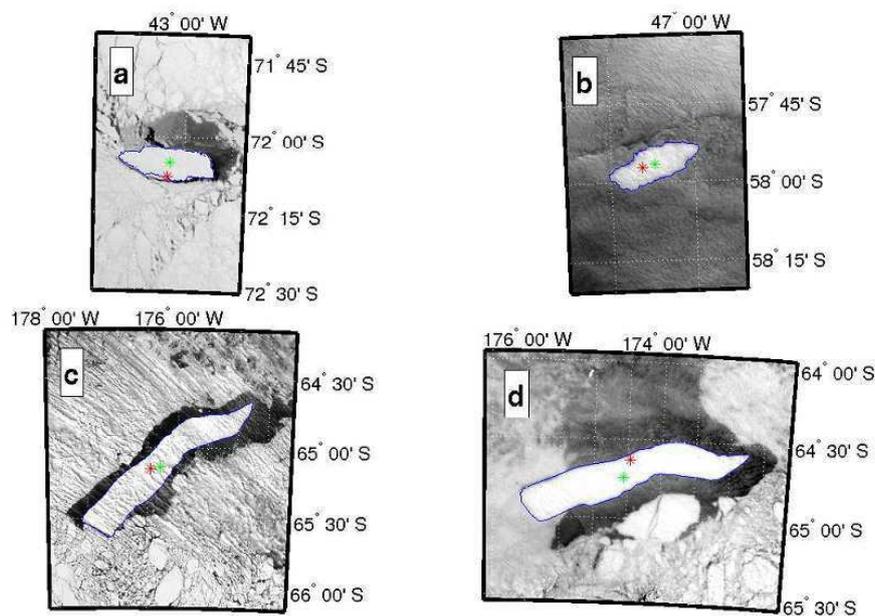


Figure 4.3: Exemples d'estimation de taille des icebergs B17a (a et b) et C19a (c et d) en utilisant des images MODIS. La position de l'iceberg estimée par le NIC est figurée par une croix rouge, le croix verte représentant la position de l'iceberg et la ligne bleue son périmètre, estimés par analyse de l'image Modis.

Sea Surface Temperature). Ce dernier combine des observations infrarouges et micro-ondes et est généré par interpolation optimale. Il en résulte un produit de SST disponible quotidiennement à une résolution de 10km sur tout le globe (sans trou lié à la couverture nuageuse).

Les données de concentration en glace de mer sont issues des observations SSMI et distribuées par le CERSAT, elles sont décrites Chapitre 2.3.

Dans la mesure où le processus de fragmentation pourrait être influencé par des forçages 'mécaniques' subits par l'iceberg, des données hauteur de vague, période et longueur d'onde issues de sorties du modèle WW3 du projet IOWAGA (<http://wwz.ifremer.fr/iowaga>) sont également analysées.

Enfin, on estime les vitesses des courants le long des trajectoires des icebergs grâce aux vitesses géostrophiques absolues calculées sur une grille régulière de 0.25 ° de résolution via les mesures de topographie dynamique absolue (MADT, Map of Absolute Dynamic Topography) d'AVISO (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/sea-surface-height-products/global/madt-h-uv.html>).

4.4 Fonte et fragmentation des icebergs B17a et C19a

Variations de volume des icebergs

On peut séparer les variations de volume des icebergs en deux termes, l'un noté M est lié à la contribution de la fonte basale (et donc lié à la diminution d'épaisseur de l'iceberg à surface constante); l'autre, noté B , est lié à la contribution la fracturation (variation de surface à épaisseur constante) :

$M(i) = S(i).dT(i)$, où S est la surface de l'iceberg et dT sa variation journalière d'épaisseur

$B(i) = dS(i).T(i)$, où T est l'épaisseur de l'iceberg et dS sa variation journalière de surface

La perte totale de volume, la fonte basale et la perte par fracturation sont ainsi présentées dans les figures 4.4-e et 4.5-e.

Iceberg B17a

L'iceberg B17a est issu de la fragmentation de l'iceberg géant tabulaire B17a au large du Cap Hudson en 2002. Il a par la suite dérivé pendant près de dix ans dans le courant côtier, longeant la pente du talus continental jusqu'à atteindre la mer de Weddell lors de l'été 2012 (Figure 4.1-a). Durant son périple, il a dérivé dans la glace de mer à des vitesses allant de 2 à 12 cm/s, en accord avec des études précédentes (*Schodlok et al. (2006)*). B17a a traversé la mer de Weddell en évoluant dans la glace de mer et a atteint l'océan libre en avril 2014. Il a alors été pris dans la branche ouest du gyre de Weddell et a dérivé vers le Nord dans la mer de Scotia jusqu'à ce qu'il s'échoue, en octobre 2014, près de la Géorgie du Sud (autour de laquelle de nombreux icebergs s'échouent régulièrement). Il est alors resté bloqué pendant près de 6 mois jusqu'à ce qu'il se libère finalement en mars 2015. Il a alors entamé une dérive vers le Nord jusqu'à sa disparition totale au début de l'hiver 2015. Avec des dimensions initiales de 35 x 4 km² et un franc-bord estimé à environ 52 m-correspondant à un volume initial de 113 km³ et une masse 103 Gt- B17a était un iceberg géant de taille relativement 'moyenne'.

Au cours de sa dérive, il a été échantillonné par 268 images MODIS ainsi que 152 mesures altimétriques (Figure 4.2-a).

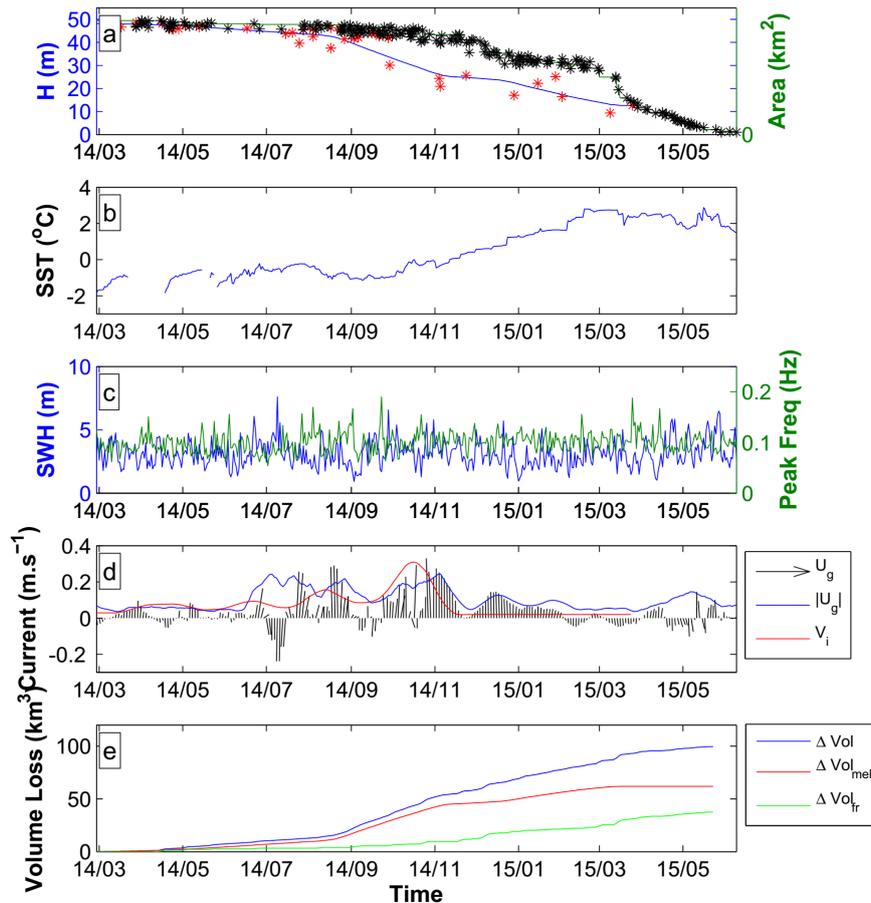


Figure 4.4: (a) : Franc-bord (en m) et Surface (en km^2) estimés de l'iceberg B17a, les croix noires et rouges représentent, respectivement, les estimations de franc-bord par altimétrie et de surface par analyse d'images Modis, tandis que les courbes bleue et verte sont issues de l'interpolation journalières de ces mesures. (b) : Température de surface (en $^{\circ}\text{C}$) (issue d'Odyssea) des eaux environnantes. (c) Hauteur significative des vagues (en m) (courbe bleue), et fréquence pic des vagues (en Hz) (courbe verte). (d) Vitesse (en m s^{-1}) des courants géostrophiques estimée par AVISO (vecteurs noirs) et leur norme (en bleu), vitesse de dérive de l'iceberg (en rouge). (e) Perte de volume cumulée (en km^3) de B17a : perte totale (en bleue), perte par fonte (en rouge), perte par fragmentation (en vert).

La figure 4.4-a présente le franc-bord et la surface estimés grâce à ces mesures, ainsi que les même grandeurs interpolées quotidiennement. Avant 2014, le franc-bord ainsi que la surface de B17a sont restés relativement constants, alors même qu'il évoluait dans la banquise. Cependant, après mars 2014 et son entrée dans l'océan libre, B17a a commencé à fondre et à se fragmenter. Au cours de sa dérive dans la mer de Weddell, il a notamment connu différents régimes de fonte basale : en premier lieu, alors qu'il quitte le courant de pente de la péninsule Antarctique, avec des SST négatives et des vitesses assez faibles, il a connu un taux de fonte moyen de 5.7 m/mois ; par la suite, il a dérivé plus rapidement dans la mer de Scotia et a été sujet à une diminution de hauteur moyenne presque trois fois plus importante, d'environ 15 m/mois ; enfin, juste avant de s'échouer, sa vitesse augmente et il subit une fonte moyenne de près de 20 m/mois (ces taux

de fonte basale sont à mettre en parallèle avec ceux estimés dans la partie suivante, associés à l'iceberg C19a). Après s'être échoué, B17a subit des taux de fonte moins importants, de l'ordre de 12 m/mois.

En ce qui concerne la fragmentation, la variation de surface de B17a est tout d'abord limitée (40 km², soit 10%, de moins en 250 jours) puis cette diminution accélère alors que l'iceberg se retrouve piégé près de la Géorgie du Sud (correspondant à une perte de 80 km² en 70 jours). Il se trouve alors dans des eaux dont la température de surface est positive. Cette diminution de surface est moins importante au cours de la seconde partie de son échouage mais augmente ensuite spectaculairement dès que B17a est libéré et dérive alors dans des eaux dont la température de surface est supérieure à 2°C, si bien qu'il 'explose' littéralement seulement quelques jours plus tard. Ce phénomène pourrait s'expliquer en partie par une fragilisation de la structure de l'iceberg, peut-être sous l'action de forces de flottabilité non équilibrées alors qu'il est échoué (Venkatesh (1986), Wagner *et al.* (2014)).

Pour résumer, avant 2014, la variation de volume de B17a est négligeable. Après 2014 et son entrée dans l'eau libre, la masse de B17a diminue d'abord lentement, principalement à cause de la fonte basale. Entre janvier 2014 et mars 2015, plus de 60% de la perte totale de volume est imputable à la fonte basale, alors que la fragmentation n'est responsable que de 30% de ces variations. Néanmoins, après janvier 2015, la perte de masse par fracturation devient prépondérante (Figure 4.4-e).

Iceberg C19a

Le second iceberg qui nous intéresse est l'iceberg géant C19a, qui est en réalité l'un des fragments issus de la fracture de l'iceberg C19, le deuxième plus gros iceberg tabulaire jamais détecté. C19a est 'né' au large du Cap Adare (170°E) en 2003. Initialement fin, il mesurait 165 km de long pour 32 km de large et un franc-bord d'environ 40m, correspondant à un volume de 1100 km³ et une masse de 987 Gt. Il a dérivé préférentiellement vers le Nord Est pendant près de 4 ans au cours desquels il était majoritairement pris dans la glace de mer. Il a par la suite atteint l'océan libre en été 2005, a été repris dans la banquise en hiver 2006, puis a quitté pour de bon la glace de mer à partir de la fin de l'été 2007 (Figure 4.1-b). Dès lors, il a principalement dérivé en suivant le courant circumpolaire antarctique pour finalement évoluer près du front polaire et être entouré par des eaux parfois très chaudes (Figure 4.5-b), jusqu'à sa disparition par fragmentation dans la mer de Bellinghausen en avril 2009.

Au cours de son périple, C19a a été échantillonné par 503 images MODIS et 269 mesures altimétriques (Figure 4.2-b).

Les évolutions de son franc-bord et de sa surface sont présentées dans la figure 4.5, accompagnée des variations de volume correspondantes ainsi que de plusieurs paramètres environnementaux.

Avant 2007, alors qu'il évolue protégé par la banquise, la taille de l'iceberg change très peu. Lorsqu'il quitte définitivement la glace de mer en novembre 2007, son volume est toujours de 880 km³ (soit environ 790 Gt). Si avant novembre 2007, sa perte de volume était surtout imputable à la fonte basale, c'est la fracturation qui domine par la suite puisqu'elle représente plus de 75% de la variation de volume de C19a. On pourra remarquer que la diminution d'épaisseur

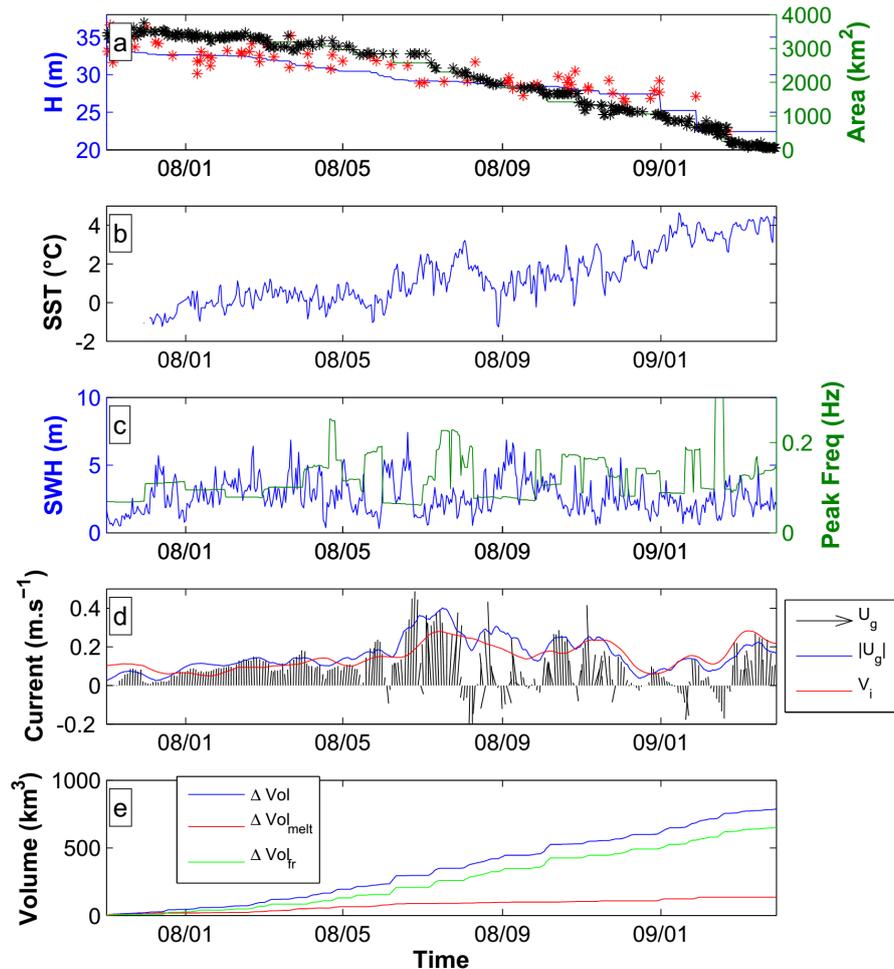


Figure 4.5: (a) : Franc-bord (en m) et Surface (en km^2) estimés de l'iceberg C19a, les croix noires et rouges représentent, respectivement, les estimations de franc-bord par altimétrie et de surface par analyse d'images Modis, tandis que les courbes bleue et verte sont issues de l'interpolation journalière de ces mesures. (b) : Température de surface (en $^{\circ}\text{C}$) (issue d'Odyssea) des eaux environnantes. (c) Hauteur significative des vagues (en m) (courbe bleue), et fréquence pic des vagues (en Hz) (courbe verte). (d) Vitesse (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) des courants géostrophiques estimée par AVISO (vecteurs noirs) et leur norme (en bleu), vitesse de dérive de l'iceberg (en rouge). (e) Perte de volume cumulée (en km^3) de B17a : perte totale (en bleue), perte par fonte (en rouge), perte par fragmentation (en vert).

de B17a a été presque 5 fois plus rapide que celle de C19a, ce dernier étant sujet à des fontes dont les taux moyens vont de 1 à 3 m/mois (avec néanmoins un pic à 13 m/mois lors de son dernier mois de dérive dans des eaux très chaudes). En ce qui concerne la fragmentation, qui est le mécanisme principal de sa perte de volume, la variation de surface de C19a est d'abord légère alors qu'il évolue dans des eaux relativement froides (environ $2.6 \text{ km}^2/\text{jour}$), puis elle commence à augmenter dès que l'iceberg entre dans des eaux aux températures positives, avec une perte de surface de près de $9.5 \text{ km}^2/\text{jour}$ et des pertes spectaculaires de 340 km^2 et 370 km^2 en moins de 10 jours, correspondant à des fragmentations importantes.

4.5 Modélisation de la fonte

Fragmentation mise de côté, la fonte basale est le mécanisme qui entraîne la plus large partie de la perte de masse des icebergs (*Martin and Adcroft (2010); Tournadre et al. (2015)*) (voir également le cas de l'iceberg B17a évoqué précédemment et la figure 4.4-e). Bien que la densification du névé et la fonte en surface ont aussi leur rôle à jouer, c'est la fonte basale qui est la principale cause de variation d'épaisseur des icebergs (voir à ce sujet la partie 5.1 de *Tournadre et al. (2015)* ou bien l'appendice A de *Bouhier et al. (2017)*). Cette fonte est majoritairement liée au transfert de chaleur turbulent (on parle alors de convection 'forcée') issu de la différence de vitesse et de température entre l'iceberg et les eaux environnantes (*Savage (2001)*). Les études ayant entrepris de modéliser ce phénomène pour calculer des taux de fonte, et ainsi estimer l'injection d'eau douce par fonte des icebergs, utilisent principalement deux approches différentes (Par exemple *Gladstone et al. (2001); Martin and Adcroft (2010)* d'un côté et *Silva et al. (2006); Jansen et al. (2007)* de l'autre).

Bien que ces deux approches soient massivement utilisées dans les études de modélisation, il est délicat de dire dans quelle mesure elles permettent une estimation réaliste des taux de fonte : les quelques travaux ayant entrepris de comparer ces estimations à des valeurs mesurées disposent de (très) peu de points de comparaison (*Venkatesh et al. (1985); Jansen et al. (2007)*).

La bonne couverture temporelle des données concernant B17a et C19a permet de confronter les taux de fonte estimés via chacune de ces deux formulations aux variations d'épaisseur mesurées pour deux icebergs de forme et taille différentes et soumis à des conditions environnementale également différentes. On a ainsi la possibilité de tester la validité de ces deux approches dans la modélisation de la fonte des icebergs de grande taille.

Première formulation : convection forcée de Weeks et Campbell

La première approche est celle proposée par *Weeks and Campbell (1973)*, se basant sur la mécanique des fluides et des considérations 'théoriques' appliquées à un cas idéalisé, à savoir celui du transfert thermique réalisé par un fluide turbulent s'écoulant autour d'une plaque plane (voir *Weeks and Campbell (1973)* pour le détail des calculs).

Elle a beau avoir été avancée en 1973, cette formulation relativement concise (Equation 4.1) est toujours couramment utilisée dans la majorité des études par modélisation, notamment les travaux de *Bigg et al. (1997)* et *Gladstone et al. (2001)*, alors même qu'il n'existe pas d'étude ayant tenté de la valider (*Venkatesh et al. (1985)* estiment la contribution de différents mécanismes, dont la convection forcée, à l'ablation (perte de surface) de petits icebergs arctiques mais disposent de peu de données environnementales fiables).

Elle possède l'avantage d'être relativement concise et simple à mettre en œuvre dans un modèle amené à gérer un grand nombre d'icebergs. Elle permet donc de relier un taux de fonte journalier M_b (en m/jour) à la différence de vitesse et de température entre l'iceberg et l'océan (à la profondeur de la base de l'iceberg) :

$$M_b = 0.58 |\vec{V}_w - \vec{V}_i|^{0.8} \frac{T_w - T_i}{L^{0.2}} \quad (4.1)$$

avec \vec{V}_w la vitesse du courant à la base de l'iceberg, \vec{V}_i la vitesse de dérive de l'iceberg, T_i et T_w la température interne de l'iceberg et celle de l'océan (à la base de l'iceberg) respectivement, et L la longueur du plus grand axe de l'iceberg.

Etant donné que l'on ne dispose pas d'estimations fiables de la température de l'océan à la profondeur de la base de l'iceberg, on utilisera la température de surface de l'océan (SST) comme proxy de T_w . Lorsque l'iceberg se trouve dans la glace de mer, T_w sera fixé à la température de congélation de l'eau de mer.

La vitesse de dérive de l'iceberg \vec{V}_i est approximée par une vitesse moyenne de translation (alors qu'il arrive souvent que les icebergs, même les plus gros, tournent sur eux-mêmes au cours de leur dérive), estimée grâce aux positions successives de l'iceberg.

Estimer la température au coeur de l'iceberg T_i est encore plus délicat : faute de consensus et par praticité, nombre d'études de modélisation (*Gladstone et al. (2001)*; *Martin and Adcroft (2010)*) optent ainsi pour une température T_i constante de -4 °C (*Loset (1993)*) (valeur que l'on pourrait être tenté de qualifier d' 'arbitraire') quel que soit l'iceberg considéré. Cependant, si cette dernière pourrait atteindre -22 °C au moment du vèlage à la côte selon (*Diemand (2001)*), elle dépendrait également, dès lors que l'iceberg évolue dans l'océan, du taux d'ablation moyen (*Loset (1993)*). En effet, dans la mesure où la glace à une très grande capacité isolante, les gradients de température entre le coeur de l'iceberg (entre -15 °C et -22 °C) et son enveloppe sont très prononcés. Schématiquement, quand l'ablation est limitée, c'est-à-dire dans des eaux froides, la température de la glace peut théoriquement atteindre les 0 °C, alors que dans les eaux plus chaudes, on assiste à une ablation rapide des couches extérieures, dévoilant alors la glace plus froide du coeur. Nous avons ainsi choisi de travailler avec une température T_i variable comme indiqué par la suite.

La dernière grandeur à estimer est la vitesse du courant à la base de l'iceberg. Si l'on compare la vitesse de dérive de l'iceberg \vec{V}_i aux courants géostrophiques AVISO comme indiqué figure 4.5-d, on se rend compte que la vitesse de l'iceberg est parfois bien supérieure à celle du courant. Les courants AVISO ne permettent donc pas d'estimer V_w de manière fiable, et on entreprend de travailler avec une vitesse V_w variable.

Les incertitudes sur les différents paramètres ainsi que sur les mesures sont bien trop grandes pour permettre de comparer directement les taux de fonte estimés et mesurés sur une base journalière. On préférera ainsi s'intéresser à la perte d'épaisseur cumulée en intégrant dans le temps les ablations quotidiennes, et on confrontera donc des taux de fonte moyennés estimés à ceux mesurés pour tester la validité des deux formulations.

On entreprend donc de modéliser la perte d'épaisseur cumulée en utilisant l'équation 4.1 pour V_w variant de 0 à 3 m.s^{-1} par pas de 0.01 m.s^{-1} , et T_i variant de -20 à 0 °C par pas de 0.1 °C.

Etant donné que les vitesses des courants et la température de l'iceberg ne sont pas constantes au cours de la dérive de l'iceberg, la perte d'épaisseur modélisée sera ajustée à celle mesurée pour chaque pas de temps t_i sur une période de ± 20 jours dans le but d'estimer $V_w(t_i)$ et $T_i(t_i)$.

Les variations d'épaisseur mesurée de B17a et C19a sont plutôt bien reproduites par les modèles après ajustement, avec des corrélations supérieures à 99% pour les deux icebergs (Figures 4.6-a et 4.7-a, courbes vertes), des différences moyennes avec les mesures de l'ordre de 3.1 m pour B17a et 0.5 m pour C19a, et des différences maximales avec les mesures inférieures à 8 m et 1.6 m

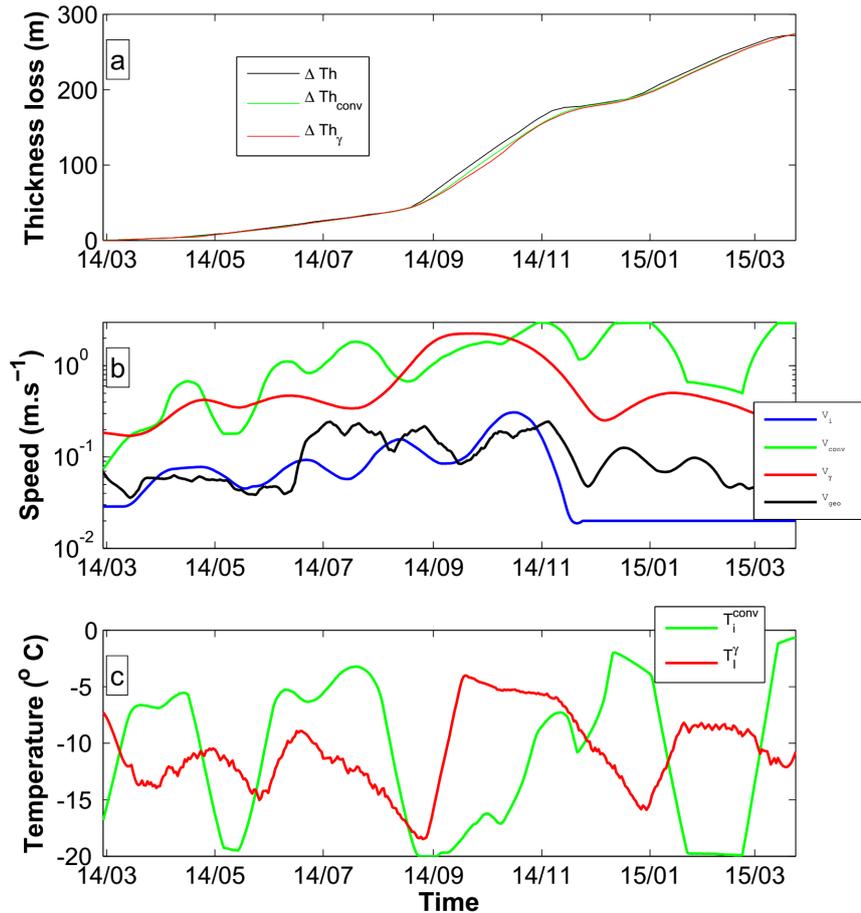


Figure 4.6: (a) : Variations d'épaisseur (en m) de l'iceberg B17a, mesurée (courbe noire), modélisée suivant la formulation 4.1 (courbe verte) et 4.2 (courbe rouge). (b) Vitesses (en $m s^{-1}$) de dérive de B17a (courbe bleue), vitesse estimée du courant géostrophique (courbe noire), vitesses du courant modélisées selon la première (courbe verte) et la seconde approche (courbe rouge). (c) Température interne de l'iceberg B17a (en °C) modélisée selon la première (courbe verte) et la seconde approche (courbe rouge).

pour chacun des cas. On peut néanmoins remarquer que les taux de fonte importants de B17a entre septembre et décembre 2014 sont mal reproduits par le modèle : il a tendance à sous-estimer la fonte de B17a lors de cette période, et essaie de compenser en faisant varier brutalement les paramètres d'ajustement vers des valeurs extrêmes, à savoir des vitesses de courants importantes et des températures de l'iceberg très faibles. Il faut aussi remarquer (Figures 4.6-b et 4.7-b) que les vitesses du courant V_w ajustées par le modèle (courbes vertes) atteignent à plusieurs occasions des valeurs très importantes et relativement peu réalistes (jusqu'à $>2 m.s^{-1}$), et peuvent même être plus de dix fois supérieures aux vitesses géostrophiques estimées par AVISO (courbes noires). Le second paramètre ajusté, T_i , varie fortement, entre -20 °C et -0.6 °C avec une moyenne de -10.9 °C et un écart type de 7.1 °C pour B17a, et entre -9 et 0°C avec une moyenne -7 °C et un écart type de 5.8 °C pour C19a. Les variations de T_i de C19a sont bien moins importantes que dans le cas de B17a (Figures 4.6-c et 4.7-c). Pour ce dernier, le paramètre atteint plusieurs

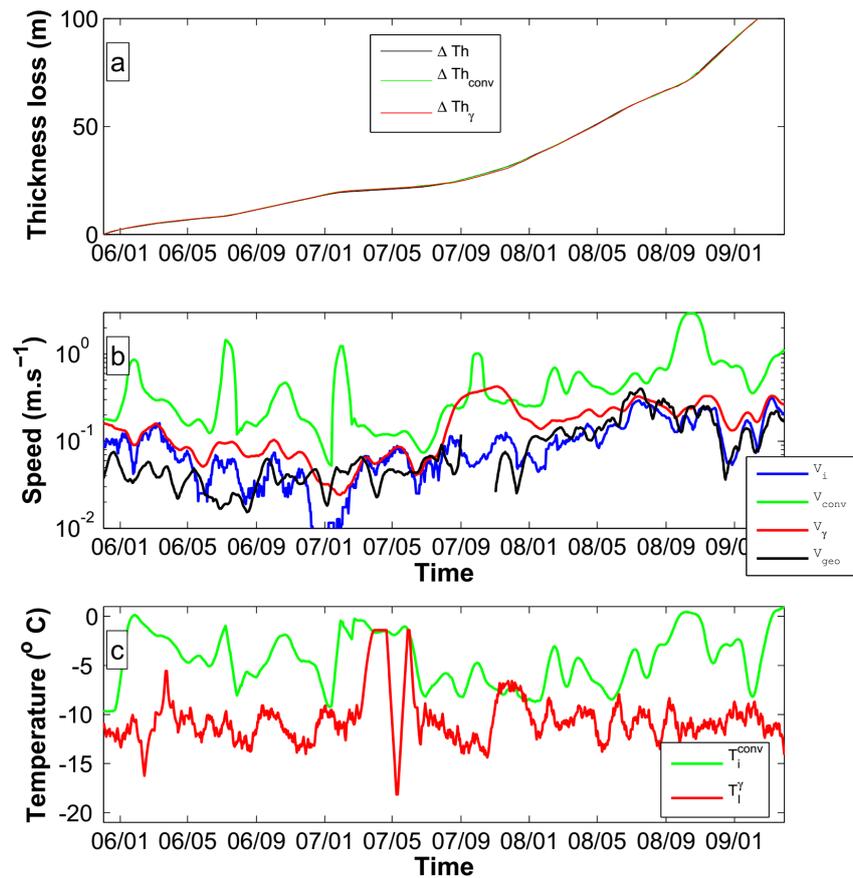


Figure 4.7: (a) : Variations d'épaisseur (en m) de l'iceberg C19a, mesurée (courbe noire), modélisée suivant la formulation 4.1 (courbe verte) et 4.2 (courbe rouge). (b) Vitesses (en $m \cdot s^{-1}$) de dérive de B17a (courbe bleue), vitesse estimée du courant géostrophique (courbe noire), vitesses du courant modélisées selon la première (courbe verte) et la seconde approche (courbe rouge). (c) Température interne de l'iceberg B17a (en $^{\circ}C$) modélisée selon la première (courbe verte) et la seconde approche (courbe rouge).

fois $-20^{\circ}C$ à l'occasion de période de fonte intense (notamment au cours de son échouage), ce qui pourrait traduire une diminution de la température des couches externes de l'iceberg lors d'ablations rapides, mais également une sous estimation du taux de fonte par le modèle qui compense par une diminution drastique et rapide du paramètre.

Ainsi, pour reproduire l'évolution de l'épaisseur de nos deux icebergs tabulaires, le modèle utilisant l'approche de *Weeks and Campbell* (1973) ajuste des paramètres dont les valeurs mais surtout les variations ne sont pas réalistes. Ainsi la vitesse du courant atteint parfois des valeurs trop importantes, tandis que la température interne de l'iceberg varie beaucoup et très rapidement. Elle est ainsi parfois ajustée brutalement à son minimum ($-20^{\circ}C$), traduisant le fait que le modèle a tendance à fortement sous-estimer les taux de fonte.

Seconde formulation : approche thermodynamique de Hellmer et Olbers

La seconde formulation utilisée a été avancée par *Hellmer and Olbers* (1989) à l'occasion d'une étude visant à étudier la circulation thermohaline à la base d'une plate forme glaciaire. L'approche thermodynamique de *Hellmer and Olbers* (1989) utilise la conservation de la chaleur et de la salinité à l'interface glace-océan. La conservation de la chaleur implique que le flux de chaleur turbulent est consommé par la fonte à l'interface et par conduction thermique vers l'intérieur de la plate forme :

$$\rho_w C_{pw} \gamma_T (T_b - T_w) = \rho_i L_h M_b - \rho_i C_{pi} \Delta T M_b \quad (4.2)$$

où M_b est le taux de fonte à l'interface (en $m.s^{-1}$), ρ_w est la densité de l'eau de mer, ρ_i celle de la glace, $L_h = 3.34.10^5 J.kg^{-1}$ est la chaleur latente de fusion de la glace, $C_{pw} = 4.180 kJ.kg^{-1}.K^{-1}$ la capacité thermique de l'eau de mer et $C_{pi} = 2 kJ.kg^{-1}.K^{-1}$ celle de la glace, T_w est la température de l'océan tandis que $T_b = -0.0057 S_w + 0.0939 - 7.64.10^{-4} P_w$ est la température à l'interface égale à la température de congélation de l'eau de mer (avec S_w et P_w la salinité et la pression à l'interface), $\Delta T = T_i - T_b$ représente alors le gradient de température (supposé linéaire) dans la plateforme glaciaire, γ_T représente le coefficient d'échange thermique turbulent (en $m.s^{-1}$).

Par la suite, *Holland and Jenkins* (1999) ont relié la valeur de ce coefficient d'échange turbulent à la vitesse de l'écoulement à la base de la plate-forme, suivant les travaux de *Kader and Yaglom* (1972) :

$$\gamma_T = \frac{u^*}{2.12 \log(u^* . l . \nu^{-1}) + 12.5 Pr^{(2/3)} - 9}$$

$$\text{avec } (u^*)^2 = C_D u^2$$

où $Pr = 13.1$ est le nombre de Prandtl de l'eau de mer, $l = 1 m$ est la longueur caractéristique de mélange, $\nu = 1.83.10^{-6}$ est la viscosité de l'eau de mer et u^* est la vitesse de friction. Cette dernière est reliée à la vitesse dans la couche limite u grâce à un coefficient de traînée adimensionnel noté $C_D = 0.0015$.

C'est en utilisant directement la relation 4.2 que *Silva et al.* (2006) ont modélisé l'injection d'eau douce induite par la fonte basale des grands icebergs dans l'océan Austral. Ils ont pour cela choisi de travailler avec un coefficient d'échange thermique turbulent γ_T unique et constant de $6.10^{-4} m.s^{-1}$. *Jansen et al.* (2007) ont eux modélisé les variations d'épaisseur de l'iceberg tabulaire A38b en utilisant l'équation 4.2. Ne disposant pas de valeur de courant u mesurées ou modélisées avec une précision et une résolution suffisantes, c'est en utilisant directement la relation 4.2 qu'ils ont estimé des taux de fonte basale, pour ensuite comparer ces estimations à des mesures de franc-bord grâce à l'instrument GLAS (altimétrie laser) et déduire ensuite l'intensité des échanges de chaleur turbulents entre l'océan et l'iceberg au cours de ces différents régimes de fonte. Ils disposaient cependant, contrairement à notre étude, de peu de points de comparaison. Ils ont ainsi inféré des valeurs de coefficient d'échange thermique turbulent allant de $0.4.10^{-4} m.s^{-1}$ à $1.8.10^{-4} m.s^{-1}$ (proche de la valeur de $1.10^{-4} m.s^{-1}$ choisie par *Holland and Jenkins* (1999) pour son étude d'une plate forme glaciaire), comparés par la suite grâce à la

relation 4.5 aux vitesses des courants mesurés habituellement dans les zones considérés, ce pour vérifier le réalisme de leurs résultats.

Suivant la même méthode que dans la partie précédente, on calcule la perte d'épaisseur cumulée grâce à l'équation 4.2, ce en faisant varier T_i de -20 °C à 2 °C par pas de 0.1 °C et γ_T de $0.1 \cdot 10^{-5}$ à $10 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ par pas de $0.1 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$, le modèle étant ajusté grâce aux mesures pour chaque pas de temps t_i sur une période de ± 20 jours pour estimer les paramètres $\gamma_T(t_i)$ et u . La vitesse du courant océanique V_w est ensuite estimée grâce à 4.5 ($u = V_w - V_i$).

Comme dans le cas précédent, le modèle peut reproduire les variations d'épaisseur mesurées dans le cas des deux icebergs avec une corrélation supérieure à 99% (Figures 4.6-a et 4.7-a, courbes rouges). Dans le cas de B17a (Figure 4.6), la différence moyenne et la différence maximale entre épaisseur modélisée et épaisseur mesurée est respectivement de 3.7 m et 14.1 m pour B17a 0.3 m , tandis qu'elles sont de 0.3 m et 0.8 m pour C19a (4.7).

La température de l'iceberg T_i varie bien plus fréquemment que lors de l'utilisation de la formulation précédente (Figures 4.6-c et 4.7-c, courbes rouges). Elle varie entre $-10.6^\circ \pm 5.8^\circ\text{C}$ pour l'iceberg C19a et -10.8 ± 5.0 °C pour l'iceberg B17a, pour lequel elle connaît parfois des variations aussi abruptes que pour le premier modèle.

Le coefficient d'échange thermique turbulent γ_T varie lui de $0.41 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ à $2.5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ pour l'iceberg B17a, avec une moyenne de $1.6 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et un écart type de $0.92 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, si l'on omet la courte période de fonte très rapide (de septembre à novembre 2014) que les modèles ont du mal à reproduire et au cours de laquelle γ_T atteint $10 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Ces valeurs sont comparables à celles obtenues par *Jansen et al.* (2007) lors de son étude de l'iceberg A38b, de taille similaire à B17a et ayant suivi une trajectoire assez semblable. Dans le cas de C19a, γ_T a des valeurs bien inférieures qui vont de $0.3 \cdot 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ à $1.6 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, avec une moyenne de $0.34 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et un écart type de $0.37 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Ces valeurs sont de l'ordre de la valeur la plus faible du coefficient d'échange turbulent trouvée par *Jansen et al.* (2007), et sont cohérentes avec le fait que, comme indiqué précédemment, C19a connaît des taux de fonte basale bien inférieurs à ceux subis par B17a. Elles pourraient également refléter un comportement d'échange turbulent propre aux très gros icebergs tabulaires comme C19a, qui du fait de leur taille seraient à même de modifier plus singulièrement leur environnement, notamment la circulation océanique à ses abords (*Stern et al.* (2015)). Les vitesses du courant océanique V_w correspondantes (calculées à partir de la relation 4.5) sont globalement inférieures aux valeurs déduites lors de l'utilisation du premier modèle, sauf lors des périodes de fonte très importantes de l'iceberg B17a. Bien qu'elles soient toujours très supérieures aux vitesses géostrophiques de surface estimées par AVISO, ces valeurs sont bien plus en accord avec la dynamique océanique des régions considérées.

Ainsi, comme lors de l'utilisation de l'approche de *Weeks and Campbell* (1973), les taux de fonte observés peuvent être reproduits par notre modèle utilisant l'approche de *Hellmer and Olbers* (1989) mais les paramètres d'ajustement doivent pour cela atteindre des valeurs et connaître des variations très peu réalistes. Dans le cas de cette seconde approche, les variations de la vitesse des icebergs sont moins erratiques que lors de l'approche précédente mais les variations de la température interne de l'iceberg ne sont toujours pas réalistes et tout aussi brutales, notamment lorsque les taux de fonte mesurés sont très importants (décembre 2014 pour B17a) ou relativement faibles (mai 2007 pour C19a qui évolue dans eaux très chaudes mais fond peu).

4.6 Etude de la fragmentation

Bien qu'étant le mécanisme principal de la perte de masse des icebergs, le processus de fragmentation est encore mal connu et mal renseigné. Certaines études, parmi les plus anciennes, ont suggéré que des vibrations induites par la houle dans une plage de fréquences données seraient à même d'entraîner un tangage de l'iceberg qui pourrait entraîner une fatigue de la glace et des fractures localisées (*Goodman et al.* (1980); *Wadhams et al.* (1983)). Des fissures, bien qu'initialement petites, pourraient alors se propager à chaque oscillation jusqu'à ce qu'elles deviennent instable et que l'iceberg se fragmente. *Savage* (2001) impute la production de 'très petits' fragments à l'érosion par les vagues, qui rongent une portion relativement petite de l'iceberg au niveau de sa ligne de flottaison, jusqu'à ce que la glace surplombant le creux casse. Selon *Wagner et al.* (2014), l'excroissance immergée, qui résulte de l'érosion et de la fracture des parties supérieures, est soumise à des forces de flottabilité pouvant entraîner la rupture d'un fragment initialement immergé, ce fragment pouvant atteindre une taille de l'ordre du kilomètre. Enfin, par le biais de mesures satellitaires et in-situ, *Scambos et al.* (2008) ont analysé l'évolution de deux icebergs Antarctiques et identifié trois modes de fracturation : la production de larges fragments issus d'une fracturation le long de crevasses déjà existantes, la production d'un grand nombre de petits fragments liée à l'érosion et aux forces de flottabilité comme décrit précédemment, et une désintégration rapide caractérisée par la production d'un très grand nombre d'icebergs en un temps très court (signifiant souvent la fin de l'iceberg 'parent').

Tout comme le vélage d'un iceberg à partir d'une plate forme glaciaire, la fragmentation d'un iceberg est un processus stochastique, il n'est donc pas possible d'en prévoir des manifestations individuelles. Néanmoins, la probabilité qu'un iceberg se fragmente durant un intervalle de temps donné peut être décrite par une distribution de probabilité. Cette dernière dépend de conditions environnementales propres à stimuler ou au contraire inhiber la fracturation. Dans le cadre de l'étude des deux icebergs B17a et C19a, on dispose d'une couverture et d'un échantillonnage temporels suffisant pour étudier un grand nombre d'événements de fracturation. Si l'on arrive à déterminer quels paramètres environnementaux sont les plus à même de conditionner la probabilité d'une fragmentation, il serait possible de suggérer une paramétrisation de la fracturation qui pourrait être implémentée dans les modèles numériques. Par la suite, la connaissance de la répartition en taille des fragments résultant de cette fracturation est également essentielle pour modéliser au mieux le flux d'eau douce injecté par les icebergs dans l'océan.

Paramétrisation de la fragmentation

On entreprend donc d'analyser la fracturation des deux icebergs en étudiant leurs variations de volume. Dans un premier temps, on analyse la corrélation entre la perte de volume relative des icebergs (filtrée grâce à une fenêtre gaussienne de 20 jours) et un certain nombre de paramètres environnementaux, à savoir la SST, la vitesse de l'iceberg, la différence de vitesse entre l'iceberg et les courants océaniques, la hauteur des vagues, leurs fréquences pics ainsi que l'énergie des vagues à la période de tangage (l'ensemble des analyses n'est pas présenté ici).

La corrélation la plus importante est obtenue pour la SST, avec des valeurs proches de 63% pour les deux icebergs, assez pour que la corrélation soit statistiquement significative, laissant

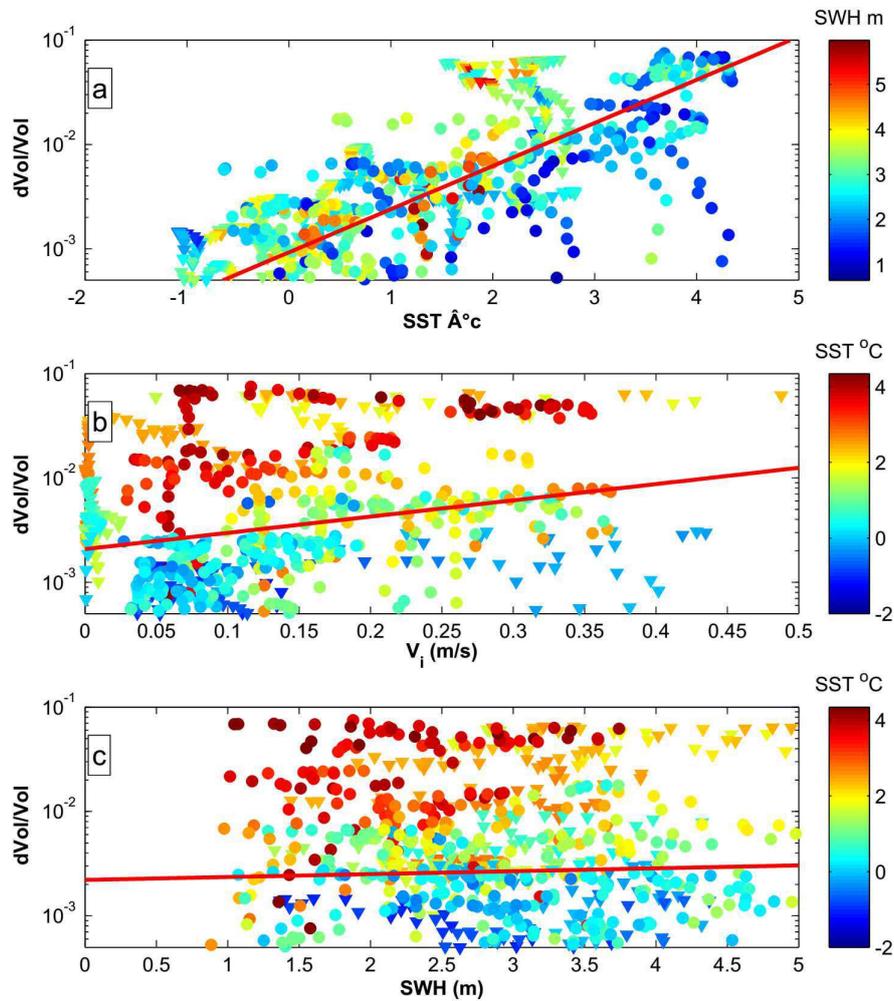


Figure 4.8: (a) Perte relative de volume (l'échelle est logarithmique) en fonction de la SST (en $^{\circ}C$), la couleur des marqueurs rend compte de la hauteur significative des vagues (en m). (b) Perte relative de volume (l'échelle est logarithmique) en fonction de vitesse de dérive (en m/s), la couleur des marqueurs rend compte de la SST (en $^{\circ}C$). (c) Perte relative de volume (l'échelle est logarithmique) en fonction de la hauteur significative des vagues (en m), la couleur des marqueurs rend compte de la SST (en $^{\circ}C$). Les cercles se rapportent à l'iceberg C19a, les triangles à l'iceberg B17a.

à penser que la SST pourrait être un des principaux facteurs stimulant la fragmentation. La deuxième corrélation la plus importante est obtenue pour la vitesse de l'iceberg avec une valeur proche de 30% pour B17a et C19a, pouvant indiquer une possible influence au second ordre. Les corrélations pour tous les autres paramètres, dont ceux en rapport avec l'état de mer, sont inférieures à 15%. La figure 4.8 présente la perte relative de volume (l'échelle est logarithmique) en fonction de la SST et de la vitesse de l'iceberg notamment, pour B17a (triangles) et C19a (cercles). La relation entre le logarithme de la perte de volume et la SST semble pouvoir être approximée par une relation linéaire (voir la droite rouge de la figure 4.8-a) : la régression linéaire donne des pentes comparables de 1.06 ± 0.04 pour B17a et 0.8 ± 0.04 pour C19a. Il semble également exister une augmentation linéaire entre le logarithme de la perte relative de volume et la vitesse de l'iceberg, mais les pentes calculées par régression linéaire sont cette fois-ci bien différentes entre les deux icebergs (1.8 ± 0.8 pour B17a et 6.3 ± 0.8 pour C19a). Comme noté précédemment, la hauteur significative des vagues ne semble pas avoir d'impact particulier sur la perte de volume relative. Enfin, les pertes relatives de volume cumulées des deux icebergs présentent des évolutions temporelles très semblables (Figure 4.9, courbes rouges), suggérant la possibilité de l'existence d'une loi générale de fragmentation.

Forts de ces constatations, on élabore dans un premier temps un modèle simple dépendant uniquement de la différence de température entre l'océan (T_w) et l'iceberg (T_i) :

$$M_{fr} = \alpha \exp(\beta(T_w - T_i)) \quad (4.3)$$

où M_{fr} est la perte relative de volume liée à la fragmentation et α et β sont les coefficients ajustables du modèle. Le modèle le plus adapté (courbes noires de la figure 4.9) a pour paramètres $\alpha = 1.9 \cdot 10^{-5}$, $\beta = 1.3$ et $T_i = -3.4^\circ\text{C}$ pour B17a, et $\alpha = 2.7 \cdot 10^{-5}$, $\beta = 0.9$ et $T_i = -3.7^\circ\text{C}$ pour C19a. Bien que la corrélation entre le modèle et les observations soit très élevée pour les deux icebergs (plus de 95%), le modèle reproduit relativement mal les pertes de volume importantes à la fin de vie des icebergs.

Pour pallier cet écueil, on décide d'ajouter la contribution au second ordre de la vitesse de l'iceberg en introduisant un nouveau terme dans notre modèle :

$$M_{fr} = \alpha \exp(\beta(T_w - T_i)) (1 + \exp(\gamma V_i)) \quad (4.4)$$

où V_i est la vitesse de l'iceberg et γ un nouveau coefficient du modèle.

Le modèle 4.4 est d'abord ajusté en fixant le coefficient β (lié à la dépendance à la SST) à la valeur trouvée précédemment suivant la formulation 4.3 (Figure 4.9, courbes bleues). Les paramètres d'ajustements ont alors des valeurs similaires pour les deux icebergs : $\alpha = 5 \cdot 10^{-6}$, $\gamma = 5.3$ et $T_i = -3.3^\circ\text{C}$ pour B17a, et $\alpha = 5 \cdot 10^{-6}$, $\gamma = 6.2$ et $T_i = -4^\circ\text{C}$ pour C19a. Le fait d'inclure une dépendance à la vitesse de l'iceberg améliore sensiblement l'adéquation du modèle aux observations lors de la fin de vie de l'iceberg, les corrélations atteignant dès lors plus de 99%.

Dans le but d'estimer dans quelle mesure il est possible de décrire la fragmentation par une loi générale, on teste le modèle 4.4 avec un coefficient β commun aux deux icebergs (fixé à 1). Le modèle ajusté (courbes vertes, figure 4.9) présente alors une corrélation légèrement plus faible (quelques dixième de %) que dans le cas précédent pour les deux icebergs. Les paramètres ajustés γ et T_i ont des valeurs similaires à celles trouvées dans le cas précédent, et sont relativement

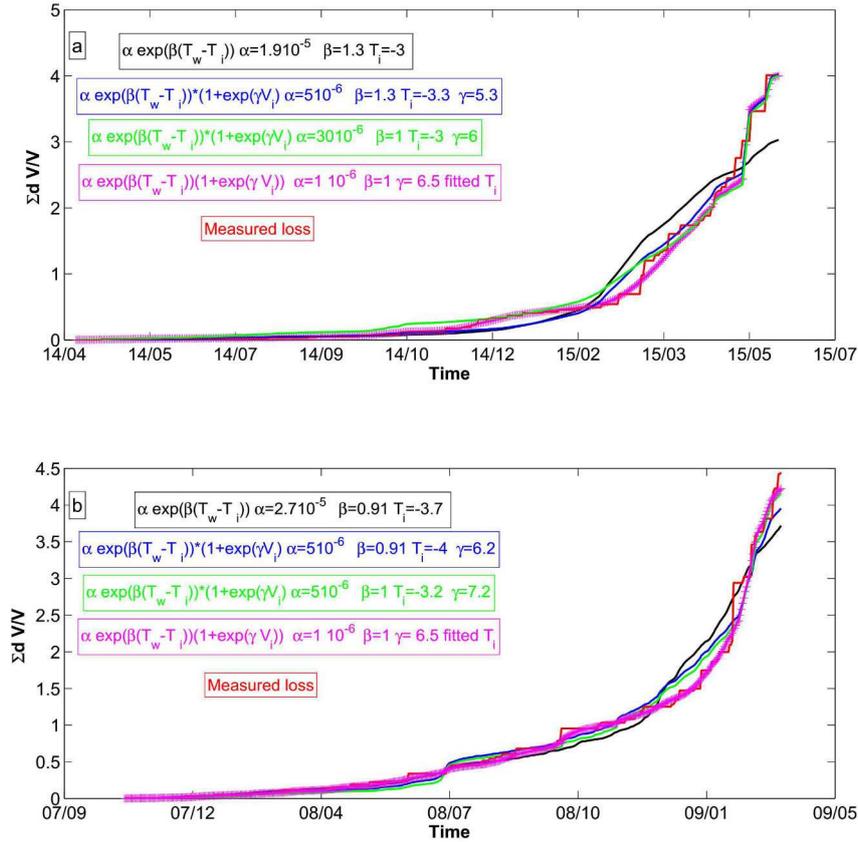


Figure 4.9: Perte relative de volume des icebergs B17a (a) et C19a (b), mesurée (courbe rouge), modélisée en fonction de la différence de température seulement (courbe noire), modélisée en fonction de la différence de température et de la vitesse de dérive avec un coefficient β ajustable (courbe bleu) et fixé à 1 (courbe verte), modélisée avec les trois coefficients fixés et le paramètre T_i ajusté par morceaux (magenta).

proches pour les deux icebergs. Contrairement aux deux modélisations précédentes, les valeurs du paramètre α pour chaque iceberg sont cependant relativement différentes, un facteur 10 les séparant ($3 \cdot 10^{-5}$ pour B17a et $5 \cdot 10^{-6}$ pour C19a). Cette dissemblance pourrait s'expliquer par la formulation de 4.4 : en effet une variation dT de $0.1 \text{ }^\circ\text{C}$ de T_i implique une variation de près de 10 du facteur pré-exponentiel $\exp(-\beta dT)$, équivalent à α .

On souhaite donc finalement tester la pertinence d'un modèle 'générique' de fragmentation, c'est-à-dire valable pour les deux icebergs. Pour cela, on fixe tout d'abord nos coefficients α , β et γ aux valeurs respectives de $1 \cdot 10^{-6}$, 1 et 6.5. On suit alors la même stratégie que lors de l'étude des modèles de fonte : à chaque pas de temps sur une période de plus ou moins 20 jours, le modèle est ajusté aux variations de volume observées pour déterminer la valeur du paramètre d'ajustement T_i .

Ce modèle (Figure 4.9, courbes roses) reproduit très fidèlement les variations cumulées de volume relatif observées, même lorsqu'elles sont relativement importantes (comme lors de la fin de vie des icebergs), et présente une corrélation avec les mesures de près de 99.8%. Les températures T_i (voir figure 4.10) varient de moins de 2°C pour les deux icebergs, avec une moyenne de -3.7°C

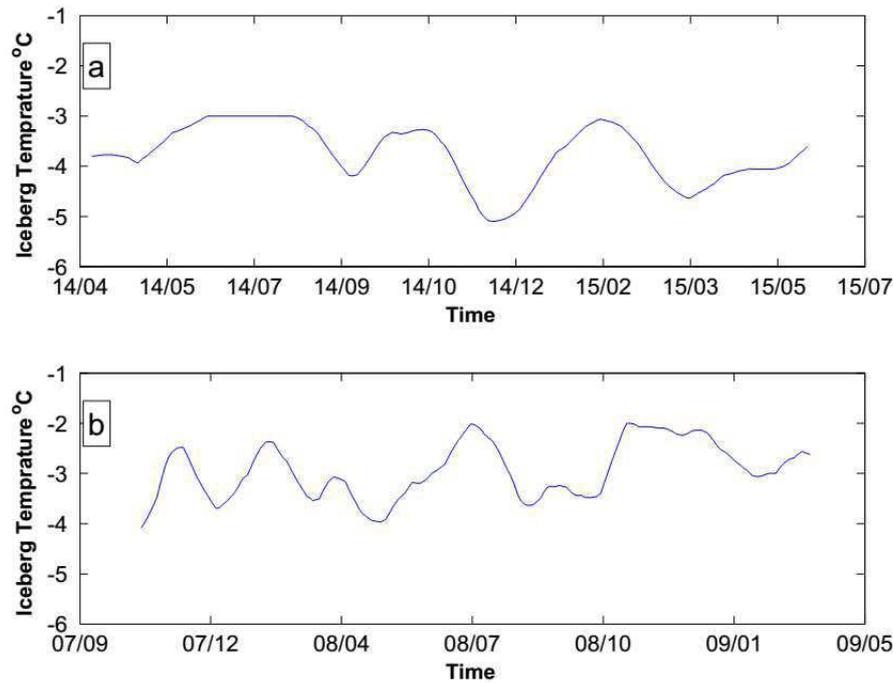


Figure 4.10: Températures internes de l’iceberg B17a (a) et C19a (b), ajustées par le dernier modèle de fragmentation (en magenta sur la figure 4.9).

et un écart type de 0.5°C pour B17a, et -2.9°C et 0.6°C pour C19a.

On pourra noter que, si d’autres formulations incluant une dépendance à la hauteur des vagues, leur énergie, ou encore la taille des icebergs, ont été testées suivant la même méthode, elles n’ont apportée aucune amélioration par rapport aux résultats précédents.

Transfert de volume et distribution de taille

Nous l’avons déjà évoqué, les processus impliqués dans la fragmentation sont bien trop complexes pour pouvoir prévoir un évènement isolé, mais également en anticiper le résultat, à savoir le nombre et la taille des fragments. Cette information est pourtant, plus qu’une hypothétique loi générale de fragmentation, essentielle pour les études de modélisation.

Comme indiqué précédemment (Chapitre3), la plupart des grands icebergs antarctiques génèrent lors de leur fragmentation des panaches de plus petits icebergs, qui suivent parfois des trajectoires bien différentes et diffusent la glace dans de vastes zones de l’océan Austral (desquelles les grands icebergs peuvent être totalement absents). En effet, en fonction de la taille des icebergs, les vents et les courants n’ont pas la même influence sur la dérive de ces derniers. De même, plus un iceberg est petit, plus il fond facilement et donc injecte efficacement de l’eau douce dans l’océan. Ainsi, la connaissance de la distribution de taille des icebergs est primordiale pour les modélisateurs, puisque c’est cette information qui va conditionner la distribution spatiale et temporelle du flux d’eau douce vers l’océan.

Si la distribution de taille globale des icebergs antarctiques a déjà été analysée (*Wadhams* (1988); *Jacka and Giles* (2007); *Tournadre et al.* (2016)), il n’existe pas à notre connaissance d’étude sur la distribution de taille des fragments issues de la fracturation d’icebergs tabulaires

en Antarctique (on pourra cependant noter l'étude de *Savage et al.* (2000) sur les fragments de petites tailles en Arctique).

Nous étudierons donc la répartition en taille des fragments des deux icebergs géants tabulaires grâce à l'analyse conjointe des variations de surface des icebergs, des paramètres de la base de donnée ALTIBERG et d'images MODIS.

Dans un premier temps (Figure 4.11-a et c), on représente la surface (l'échelle est logarithmique) de tous les petits icebergs (<2km) détectés par altimétrie au voisinage de chaque tabulaire (c'est-à-dire le même jour et à moins de 500 km de distance). Pour éviter de considérer des petits icebergs n'étant pas issus de la fracturation de B17a ou C19a, on a restreint au maximum notre analyse aux périodes où ceux-ci sont le plus éloignés d'autres grands icebergs. Ainsi, près de 2400 petits icebergs ont été considérés durant ces périodes et leur distribution de taille est présentée en bleu sur la figure 4.13.

On a ensuite sélectionné les images MODIS sur lesquelles ont distingué les panaches de petits icebergs issues de la fragmentation de B17a et C19a. N'ont été retenues que les images dont les conditions de luminosité et de couverture nuageuse permettaient d'estimer la taille d'un maximum de fragments, suivant la même méthode que celle décrite précédemment (voir Chapitre 4.3) pour l'estimation de la taille de nos deux icebergs tabulaires. Seules quatre images ont été retenues pour cette étude, trois concernant la fragmentation de C19a et une seule pour celle de B17a. La figure 4.12 présente un exemple de détection de fragments (entourés de rouge), issus de la fracturation de l'iceberg C19a, à partir d'une image MODIS prise le 02/05/2009. Grâce à notre méthode de détection, nous avons pu identifier 1057, 817 et 1228 fragments pour les images concernant C19a, et 337 pour celle concernant B17a. Les distributions de taille correspondant à chacune et à l'ensemble des images sont présentées figure 4.13.

On constate que les six distributions présentées figure 4.13 (courbes continues) ont des allures relativement similaires pour des tailles comprise en 0.1 et 5 km². Au-delà, les queues de distribution ne sont pas significatives compte tenu du (très) faible nombre d'icebergs de ces dimensions détectés. Pour en estimer la pente, on a effectué une régression linéaire sur chacune des distributions sur la plage de tailles 0.1-5 km². Les valeurs obtenues pour les différentes distributions sont très proches : -1.49 ± 0.13 , -1.63 ± 0.15 , -1.41 ± 0.15 et -1.44 ± 0.24 pour les quatre images, -1.53 ± 0.12 pour l'ensemble des images, et -1.52 ± 0.07 pour les détections ALTIBERG. Ces valeurs sont très proches de celles obtenues par *Tournadre et al.* (2016) en considérant l'ensemble des petits icebergs détectés par altimétrie dans ALTIBERG (<8 km²) (-1.41 ± 0.10) et l'ensemble des icebergs de taille allant de 0.1 à 10⁴ km² (icebergs détectés par altimétrie et grands icebergs issus des bases de données BYU/NIC) (-1.52 ± 0.32). On pourrait donc supposer que nos résultats sont généralisables et que cette pente, qui traduit une invariance d'échelle, est une signature du processus de fragmentation des icebergs. Il a d'ailleurs en effet été montré théoriquement et expérimentalement (*Astrom* (2006); *Spahn et al.* (2014)) qu'une distribution de taille suivant une loi de puissance de pente de $-3/2$ est caractéristique de phénomènes dits de 'fragmentation fragile'.

Il convient cependant de noter que ce n'est pas grâce à ces informations que l'on peut prévoir le résultat immédiat d'un événement particulier de fracturation. Les distributions de taille en question doivent être envisagées d'un point de vue statistique, elles sont issues d'une intégration

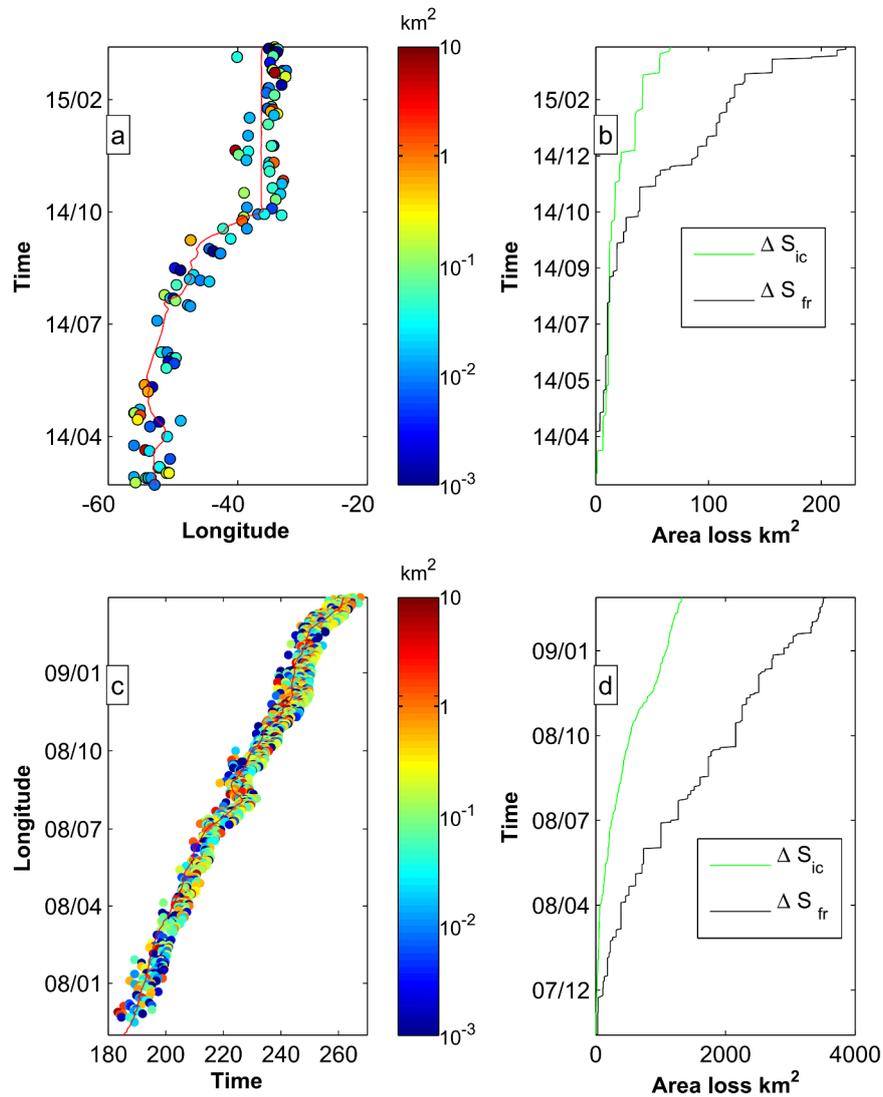


Figure 4.11: (a) : Trajectoire longitude (en °W)/temps (en année/mois) de l'iceberg B17a, et positions et surfaces (en km^2 , l'échelle de couleurs est logarithmique) des petits icebergs détectés le long de cette trajectoire (cf texte pour plus de détails). (b) Perte de surface (en km^2) de l'iceberg B17a en fonction du temps (en mois) observée (courbe noire), surface cumulée des petits icebergs détectés (représentés figure (a)) (courbe verte). (c) : Trajectoire longitude (en °W)/temps (en mois) de l'iceberg C19a, et positions et surfaces (en km^2 , l'échelle de couleurs est logarithmique) des petits icebergs détectés le long de cette trajectoire (cf texte pour plus de détails). (d) Perte de surface (en km^2) de l'iceberg C19a en fonction du temps (en mois) observée (courbe noire), surface cumulée des petits icebergs détectés (représentés figure (a)) (courbe verte).

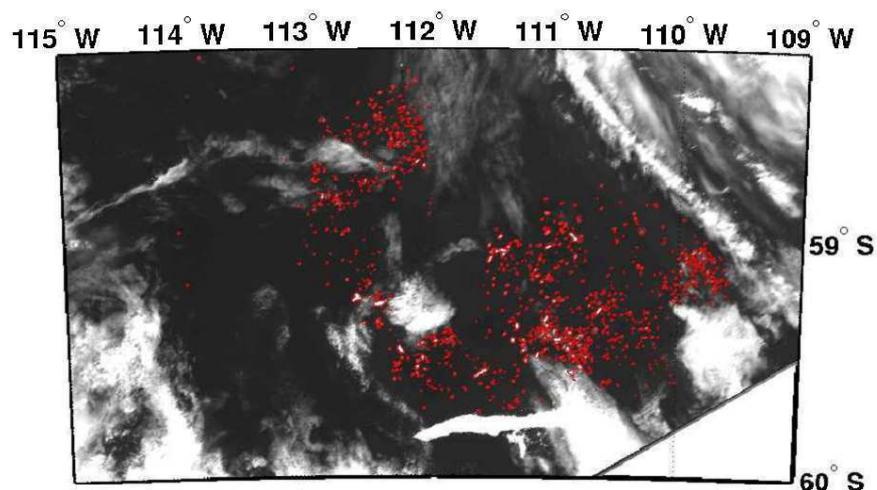


Figure 4.12: Exemple de détection de fragments visibles sur une images MODIS (fracture de l'iceberg C19a, visible en bas de l'image, le 02/05/2009). Les fragments détectés (au nombre de 1057) sont délimités par un contour rouge.

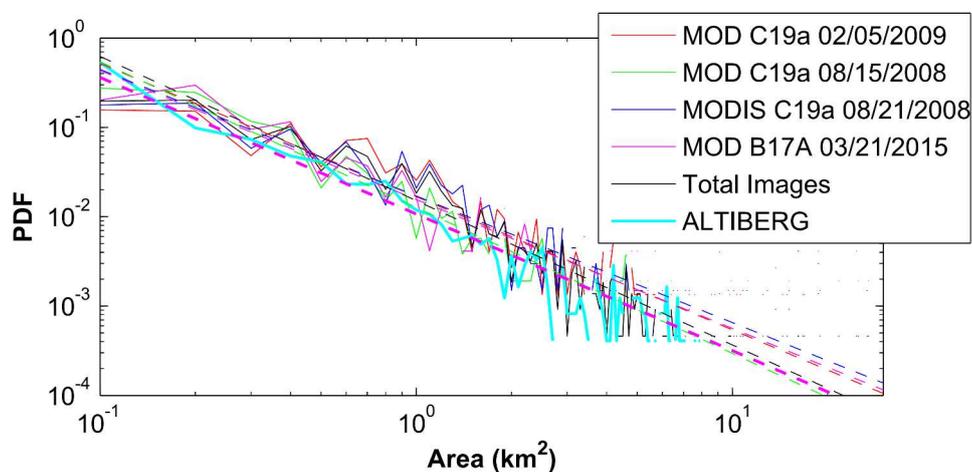


Figure 4.13: Densités de probabilité de la taille des fragments (les deux axes sont à l'échelle logarithmique) détectés par ALTIBERG le long de la trajectoire de C19a (courbe continue bleu turquoise), et par analyse individuelle des images MODIS (courbes continues rouge, verte, bleu roi et magenta) et analyse de l'ensemble des images (courbe continue noire). Les droites en pointillés figurent les régressions linéaires (pour des tailles entre 0.1 et 5 km²) de chacune des distributions.

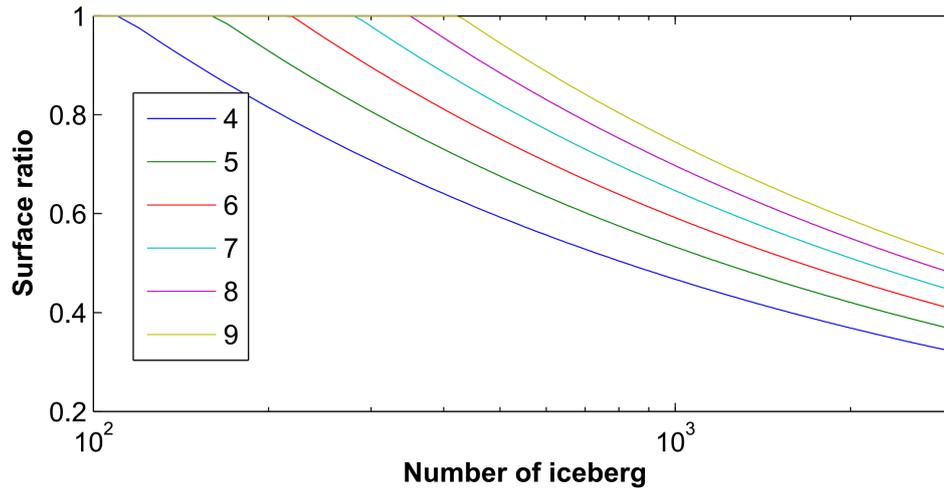


Figure 4.14: Proportion de la surface totale représentée par les icebergs dont la taille est comprise entre 0.1 km^2 et 4 à 9 km^2 (courbes de couleurs) en fonction du nombre total d'icebergs considérés (échelle logarithmique).

tion dans le temps (hypothétiquement plusieurs jours voire plusieurs mois) d'un certain nombre d'évènements individuels.

Ces résultats sur la forme et la pente des distributions permettent par exemple d'estimer le transfert de volume entre grand et petits icebergs par fragmentation et la contribution de chaque classe de taille dans ce processus. Une application possible considérant nos données est de déterminer quelle part de la perte de masse des icebergs tabulaires est détectée par ALTIBERG.

La surface totale des petits icebergs détectés par altimétrie autour de chacun des grands tabulaires est présentée figures 4.11-b et 4.11-d, aux côtés de la perte de surface des grands icebergs (courbes verte et noire, respectivement). Si l'on suppose que tous les petits icebergs impliqués ont été détectés (savoir dans quelle mesure cette hypothèse est vérifiée est cependant compliqué à estimer), la différence entre les deux grandeurs est liée à la surface totale des fragments de taille supérieure à 8 km^2 , non détectés dans ALTIBERG. On est en mesure d'estimer la contribution de ces icebergs de dimensions moyennes à la dégradation des tabulaires en supposant que les fragments des icebergs tabulaires, peu importe leur taille, ont une distribution de taille suivant une loi de puissance de pente $-3/2$. Les détails des calculs sont donnés dans l'annexe B de l'article en Annexe C du manuscrit. Pour les deux icebergs, tant que la perte de surface est limitée, le nombre de fragments est réduit et la probabilité que ces fragments soient assez larges pour ne pas être détectés est faible (voir figure 4.14). Au fur et à mesure que la perte de surface s'amplifie, le nombre de fragments ainsi que la probabilité de production d'icebergs de tailles moyennes augmentent, ces derniers contribuant alors de façon plus importante à la perte de surface (ce qui explique la décroissance des courbes de la figure 4.14). Ainsi, de façon générale, pour nos deux icebergs, la perte de surface moyenne imputable à la production de petits icebergs ($< 8 \text{ km}^2$) est de l'ordre de 50%.

4.7 Conclusions et perspectives

Les grands icebergs (dont la longueur caractéristique dépasse 1.8 km) ne sont pas représentés dans les modèles de circulation globale couplés à un module iceberg (*Gladstone et al. (2001); Martin and Adcroft (2010); Marsh et al. (2015)*). Nous avons néanmoins montré (Chapitre 3.4) qu'ils jouaient un rôle primordial (comme réservoir/buffer de volume de glace) dans la répartition spatiale et temporelle du flux d'eau douce issus des icebergs vers l'Océan Austral. Récemment, les études de *Stern et al. (2016)* et *Rackow et al. (2017)* ont montré que, faute de représentation des grands icebergs, les modèles sus-cités souffrent d'un 'biais' dans leurs résultats (notamment des volumes d'icebergs trop concentrés à la côte). Pour des forçages en eau douce plus réalistes des modèles de circulation globale et des modèles climatiques, il convient donc de prendre en compte l'éventail complet des tailles des icebergs antarctiques.

On peut alors se demander dans quelle mesure les stratégies de modélisation utilisées pour les petits icebergs sont toujours pertinentes concernant les plus grands : les équations thermodynamiques modélisant leur évolution sont-elles toujours adaptées ?

Si l'on souhaite inclure une représentation des grands icebergs dans les modèles actuels, il convient d'abord de vérifier que les stratégies modélisant l'évolution des petits icebergs (dérive et perte de masse) sont aussi adaptées aux plus gros, mais il faudrait également pouvoir rendre compte du transfert de taille par fragmentation des grands icebergs. Si le processus de fragmentation n'est pas représenté de façon appropriée, on prend également le risque d'introduire un biais 'opposé' dans les modèles, avec par exemple des gros icebergs à la durée de vie exagérément longue et dérivant jusqu'à des latitudes bien trop basses (*Rackow et al. (2017)*).

Dans ce chapitre, nous avons confronté les stratégies classiques de modélisation de la fonte des icebergs à des observations par satellite de deux icebergs tabulaires disposant d'une couverture spatiale et temporelle adéquate, et pour la première fois, estimer la validité de ces formulations pour les plus grands icebergs. Ces stratégies de représentation de la fonte des icebergs classiquement utilisées dans les modèles ne parviennent pas à reproduire les taux de fonte observés de grands icebergs. Leur utilisation dans les modèles conduit ainsi tantôt à sous-estimer, tantôt à surestimer les taux de fonte des grands icebergs et donc à mésestimer leurs durées de vie et la distribution du flux d'eau douce qui leur est associé. Pour améliorer les paramétrisations, et peut être proposer des formulations permettant de s'affranchir d'inconnus comme la vitesse du courant, il convient de multiplier les cas d'étude. Dans une étude datant de 2006, *Silva et al. (2006)* avaient estimé le flux global d'eau douce annuel injecté dans l'Océan Austral par la fonte directe des grands icebergs tabulaires. Les valeurs du coefficient d'échange turbulent que nous avons calculées dans cette étude sont bien inférieures à la valeur unique de $6 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ pour laquelle ils ont opté. On peut dès lors se demander dans quelle mesure le flux estimé par *Silva et al. (2006)* a tendance à être surestimé, mais il faudrait pour cela évaluer la variabilité de ce coefficient et donc potentiellement étudier plus de cas.

Nous avons également proposé une paramétrisation de la fragmentation d'un iceberg tabulaire, grâce à une étude de sensibilité permettant de mettre en lumière les paramètres environnementaux 'stimulant' une fracturation : la température de l'océan ainsi que, dans une moindre mesure, la vitesse de dérive de l'iceberg. Selon notre étude, d'autres paramètres, tels que ceux se rapportant à l'état de mer (ce qui pourrait sembler contre-intuitif), montrent une influence

bien moindre sur le risque de fragmentation. Nous avons ensuite établi un modèle générique unique de fragmentation dépendant de la température de l'océan et de la vitesse de l'iceberg, capable de rendre compte des variations de volume des deux icebergs. Par la suite, nous avons analysé la distribution de taille des fragments produits par les deux tabulaires : elle suit une loi de puissance caractéristique des phénomènes de fragmentation fragile, un résultat cohérent avec une précédente étude globale.

Chapitre 5

Conclusion, résumé et perspectives

5.1 Conclusions

Cette thèse s'intéresse aux icebergs Antarctiques et leur influence sur l'Océan Austral par injection de flux d'eau douce. Nous avons tout d'abord rappelé que la calotte polaire Antarctique, partie clé du système climatique global, conditionnait un flux d'eau douce vers l'Océan Austral par deux moyens d'égale importance : une injection par fonte à la côte, une injection 'offshore' par vèlage des icebergs. Ce flux d'eau douce issu des plate-formes glaciaires reçoit de plus en plus d'attention de la part des scientifiques, notamment des modélisateurs, dans la mesure où il pourrait en partie expliquer l'expansion observée de l'extension de la banquise antarctique, contrastant avec l'évolution de son homologue boréal. L'intérêt des scientifiques est également motivé par l'avenir incertain de la calotte Antarctique, plus large réserve d'eau sur Terre, soumise aux bouleversements climatiques : une augmentation globale des températures de l'air et de l'océan pourrait déstabiliser les plate-formes et augmenter la fréquence et l'intensité des vèlages d'icebergs. Une telle augmentation du flux d'icebergs dans l'Océan Austral pourrait avoir des conséquences désastreuses sur l'augmentation du niveau de la mer, mais ses impacts sur l'hydrologie de l'Océan Austral restent incertains.

Plusieurs études ont prouvé que les icebergs ont la capacité, en injectant de l'eau douce par fonte, d'influencer localement l'Océan Austral, impactant sa température, sa salinité ou encore sa production primaire. Cependant aucune étude globale n'a encore mis en lumière l'influence à grande échelle des icebergs sur la température globale de l'Océan Austral ou sa couverture en glace de mer. Les travaux de modélisations, les seuls jusqu'à présent à tenter de répondre à ces questions, présentent des résultats contrastés (pour ne pas dire contradictoires), traduisant des lacunes dans leur représentation des icebergs et du flux d'eau douce qu'ils conditionnent. Les observations disponibles jusqu'à maintenant ne permettaient pas, faute d'une couverture et d'une résolution spatio-temporelles suffisantes, d'évaluer le réalisme des forçages en iceberg de ces modèles et la pertinence de leurs résultats. Tirant partie de l'analyse conjointe de données satellites issues de plusieurs capteurs, une base de données (dite ALTIBERG) a récemment été créée, rendant disponible, entre autres paramètres, une estimation du volume de glace transporté par les icebergs avec une résolution et une couverture spatiales et temporelles sans précédent. Ces données constituent la motivation principale de ce travail de thèse, qui vise à tirer profit des informations de la base de données ALTIBERG pour évaluer l'impact global du flux d'icebergs sur

l'environnement, mais également pour mieux comprendre les processus impliqués dans l'injection de ce flux d'eau douce et pour améliorer la représentation de ce flux dans les études de modélisation.

Après avoir présenté la base de données ALTIBERG (notamment décrit brièvement la méthode d'analyse employée et les champs de données disponibles), l'on a décrit l'ensemble des champs de données utilisées dans ce travail.

On a par la suite évalué l'impact global des icebergs sur l'océan Austral, notamment sur la banquise et la température de l'océan. On s'est en premier lieu intéressé à la couverture en glace de mer.

Si les études antérieures s'accordent sur la capacité des icebergs à influencer sur la stabilité de la colonne d'eau et donc sur la croissance et la débâcle de la banquise, les résultats des travaux de modélisation sont très contrastés. On a alors procédé à l'analyse conjointe des champs de volume de glace transportés par les icebergs et des champs de concentration en glace mesurée par satellite. Du fait de la méthode de détection d'ALTIBERG, extension de la banquise et volume de glace détecté sont corrélés, on travaille alors avec des anomalies de concentration en glace de mer pour s'affranchir de cette relation 'artificielle'. L'analyse en composante principale de la variabilité de l'anomalie de concentration en glace de mer fait apparaître quatre modes principaux, caractéristiques des signatures de modes climatiques sur la couverture en glace de mer. La même analyse sur le volume de glace transporté par les icebergs met en lumière la variabilité inter-annuelle du volume disponible dans les trois bassins principaux, conditionnée sans doute par l'extension des gyres des différents bassins mais surtout très influencée par la dégradation progressive d'icebergs géants. Les évolutions temporelles des différents modes de chacun des champs ne présentent pas de corrélations significatives, il ne nous semble pas possible de dessiner un lien entre volume d'iceberg et concentration en glace de mer à la lumière de ces résultats. Nous avons alors opté pour une étude des télé-connexions pouvant exister entre les anomalies de volume de glace d'icebergs et les anomalies de concentration en glace de mer, en calculant les corrélations 'points par points' entre ces deux champs. On obtient des corrélations significatives à liant notamment une extension du panache d'icebergs de la mer de Weddell à des anomalies d'extension la banquise dans l'Indien occidental entre 7 et 10 mois plus tard, ou encore des corrélations plus immédiates entre la volume injecté par la dégradation d'icebergs tabulaires et l'extension de la banquise dans le Pacifique Austral.

Les mêmes analyses ont été conduites sur un champ de températures de surface de l'océan mesurées par satellite, les résultats ne sont pas probants et ne semblent pas montrer de lien avec le volume de glace transporté par les icebergs (la signature de l'extension de la banquise sur le champs de SST est notamment très importante).

Il convient de noter que, dans la mesure où la banquise est extrêmement dynamique, il est probable qu'un lien avec le flux d'eau douce conditionné par les icebergs soit 'masqué' par la variabilité 'premier' ordre de la glace de mer, notamment les circulations atmosphériques liées aux phénomènes ENSO et SAM. Il en est de même pour le champs de température de surface. On peut imaginer de manière plus générale que la relation entre croissance ou débâcle de la banquise et flux d'eau injecté n'est pas immédiate et linéaire : une augmentation importante du flux d'eau douce disponible n'entraînera pas forcément une variation de la même intensité des

caractéristiques de la banquise (*Swart and Fyfe (2013)*).

On a par la suite étudié la variabilité de la distribution d'icebergs en regard des principaux modes de variabilité climatique de l'Océan Austral. En accord avec une étude précédente, il semble que les modifications de la circulation atmosphérique et des flux de chaleur impactant l'extension de la banquise liées au phénomène ENSO entraînent une redistribution du volume de petits icebergs dans les bassins Pacifique et Atlantique. Cette redistribution semble plus importante en été, le printemps étant la saison où la signature d'ENSO aux hautes latitudes est la plus forte.

La relation entre les petits et les plus gros icebergs a ensuite été analysée : beaucoup de petits icebergs ne sont pas issus directement du vêlage d'une plate forme glaciaire mais plutôt de la fracturation d'un plus gros iceberg. Les grands icebergs peuvent être vus comme des réservoirs de glace, dérivant dans l'Océan Austral dans des endroits parfois inatteignables pour les plus petits. On peut parler de 'buffers' de volume de glace, volume qui va être diffusé à tout l'océan par des panaches de petits icebergs produits par fracturation des plus gros.

Les modèles de circulation globale incluant un module d'icebergs ne représentent pas les icebergs de grande taille, alors même que leur prise en compte est un passage obligé vers une représentation plus réaliste du flux d'eau douce injecté par les icebergs dans l'Océan Austral. Nous avons pu confronter les stratégies classiques de modélisation de la fonte des icebergs à des observations par satellite de deux icebergs tabulaires disposant d'une couverture spatiale et temporelle adéquate, et pour la première fois estimer la validité de ces formulations pour les plus grands icebergs. Nous avons également proposé une paramétrisation de la fragmentation d'un iceberg tabulaire, grâce à une étude de sensibilité permettant de mettre en lumière les paramètres environnementaux 'stimulant' une fracturation : la température de l'océan ainsi que, dans une moindre mesure, la vitesse de dérive de l'iceberg. Nous avons ensuite tenté d'établir un modèle générique unique de fragmentation dépendant de la température de l'océan et de la vitesse de l'iceberg, capable de rendre compte de manière précise des variations de volume des deux icebergs. Par la suite, nous avons analysé la distribution de taille des fragments produits par les deux tabulaires : elle suit une loi de puissance caractéristique des phénomènes de fragmentation fragile, un résultat cohérent avec une précédente étude globale.

5.2 Perspectives

La base de données ALTIBERG sera bien évidemment maintenue et bénéficiera de la réanalyse des données des missions altimétriques actuelles et futures. Parmi celles-ci, on pourra notamment évoquer l'apport de la mission Cryosat-2 et des trois modes de détection de l'instrument SIRAL (altimétrie classique mais aussi altimétrie par décalage Doppler et interférométrie ROS) permettant un accès plus 'simple' au franc-bord et qui pourraient faciliter une détection systématique dans la banquise. Notre connaissance du volume d'icebergs Antarctiques et de sa variabilité pourrait également bénéficier de la réanalyse d'anciennes missions (ce qui a été fait pour GEOSAT couvrant 1984-1989) pour étendre la couverture temporelle d'ALTIBERG.

Parmi les perspectives se situant dans la continuité directe de ce travail, on pourra envisager de prolonger l'étude de la fonte des grands icebergs. Nos résultats concernent seulement deux icebergs tabulaires, notre étude gagnerait donc à être étendue à un nombre plus important de

cas. Cela pourrait permettre d'estimer la variabilité du coefficient de transfert turbulent et par la suite d'en proposer des valeurs adaptées (plutôt qu'une unique valeur comme *Silva et al.* (2006)) aux modèles. Ce paramètre impacte le taux de fonte basale des icebergs qui pourrait impacter leur fracturation, il est ainsi directement lié à leur durée de vie et conditionne donc leur distribution. Ce travail pourrait également bénéficier de l'apport d'autres types de données, tels que les profils de flotteurs argo, celles issues de capteurs installés sur des mammifères marins, ou encore des mesures via gliders sous-marins (voir par exemple l'étude de *Biddle et al.* (2015)). Bien que ces données disposent d'une couverture spatiale et temporelle très limitée, leur exploitation permettrait tout d'abord d'accéder aux valeurs de température de l'océan et de vitesse de courant à la profondeur de l'iceberg impliquées dans la fonte basale, mais aussi d'en apprendre plus sur l'effet (tant mécanique que thermodynamique) d'un iceberg sur la colonne d'eau.

L'analyse de l'évolution d'icebergs dérivant dans différents bassins de l'Océan Austral, à différentes latitudes et différentes saisons contribuerait également à améliorer notre paramétrisation de la fragmentation et de la distribution de taille résultante, et nous permettrait d'estimer dans quelle mesure il est possible de proposer des modèles 'génériques', valables quel que soit l'iceberg considéré. Cela permettrait de prendre en compte les icebergs de grandes tailles dans les modèles et donc de représenter la distribution spatiale d'iceberg de manière plus réaliste (*Stern et al.* (2016)) sans introduire un biais provoqué par les excursions trop septentrionales des grands icebergs (*Rackow et al.* (2017)).

On peut cependant noter, tout comme *Stern et al.* (2016), que l'inclusion des grands icebergs dans les modèles classiques se heurte à d'autres problèmes. D'une part on peut s'interroger sur la pertinence de continuer à représenter des icebergs comme des particules lagrangiennes dès lors que leur taille peut être bien supérieure à plusieurs pas de grille. Du fait de leur extension spatiale, les grands icebergs peuvent être soumis à des cisaillements de courants horizontaux très importants (en témoignent les impressionnants mouvements de rotation dont est sujet l'iceberg C19a), mais également aux cisaillements verticaux du courant à cause de leur épaisseur. Il faudrait donc forcer leur mouvement et fonte en prenant en compte la variation verticale des courants (ou une résultante sur la verticale) plutôt que de ne considérer que les courants de surface (*Marsh et al.* (2015); *Merino et al.* (2016); *Rackow et al.* (2017) ont pris en compte la moyenne du courant sur la verticale jusqu'à la base de l'iceberg et estiment par la suite des distributions qui sont en meilleur accord avec nos observations). Enfin, dans la mesure où le vélage d'un iceberg tabulaire est un événement rare et 'extrême', l'inclusion de tels phénomènes dans un modèle introduirait un biais vers une variabilité très basse fréquence. Pour pallier ce problème, *Rackow et al.* (2017) préconise d'initialiser un modèle de dérive et fonte d'iceberg à partir d'une distribution spatiale réaliste comprenant petits et grands icebergs, puis de moyenniser différentes simulations sur une période donnée et se servir de la distribution moyenne du flux d'eau douce résultante en entrée d'un modèle couplé.

Toujours en ce qui concerne la modélisation, on pourrait aussi envisager d'estimer le flux d'eau douce injecté conditionné par les icebergs d'ALTIBERG puis de faire assimiler ces distributions (telles qu'elles ou moyennées) dans des modèles couplés. Cela pourrait aussi permettre d'estimer l'impact de ce flux d'eau douce distribué de manière réaliste sur la banquise ou la température de l'océan estimées par la modèle.

Annexe A

Tournadre et al 2015

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JC010502

Key Points:

- New technique to measure the freeboard of large icebergs
- Analysis of the volume of ice and its variability for the 2002–2012 period
- Estimation of the melt rate and breaking of large iceberg

Supporting Information:

- Supporting Information S1
- Figures S1–S3
- Table S1

Correspondence to:

J. Tournadre,
jean.tournadre@ifremer.fr

Citation:

Tournadre, J., N. Bouhier, F. Girard-Ardhuin, and F. Rémy (2015), Large icebergs characteristics from altimeter waveforms analysis, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, doi:10.1002/2014JC010502.

Received 10 OCT 2014

Accepted 11 FEB 2015

Accepted article online 18 FEB 2015

Large icebergs characteristics from altimeter waveforms analysis

J. Tournadre¹, N. Bouhier¹, F. Girard-Ardhuin¹, and F. Rémy²¹Laboratoire d'Océanographie Spatiale, IFREMER, Plouzané, France, ²LEGOS (CNRS-CNES-IRD-UPS), Toulouse, France

Abstract Large uncertainties exist on the volume of ice transported by the Southern Ocean large icebergs, a key parameter for climate studies, because of the paucity of information, especially on iceberg thickness. Using icebergs tracks from the National Ice Center (NIC) and Brigham Young University (BYU) databases to select altimeter data over icebergs and a method of analysis of altimeter waveforms, a database of 5366 icebergs freeboard elevation, length, and backscatter covering the 2002–2012 period has been created. The database is analyzed in terms of distributions of freeboard, length, and backscatter showing differences as a function of the iceberg's quadrant of origin. The database allows to analyze the temporal evolution of icebergs and to estimate a melt rate of 35–39 m·yr⁻¹ (neglecting the firn compaction). The total daily volume of ice, estimated by combining the NIC and altimeter sizes and the altimeter freeboards, regularly decreases from 2.2 10⁴km³ in 2002 to 0.9 10⁴km³ in 2012. During this decade, the total loss of ice (~1800 km³·yr⁻¹) is twice as large as than the input (~960 km³·yr⁻¹) showing that the system is out of equilibrium after a very large input of ice between 1997 and 2002. Breaking into small icebergs represents 80% (~1500 km³·yr⁻¹) of the total ice loss while basal melting is only 18% (~320 km³·yr⁻¹). Small icebergs are thus the major vector of freshwater input in the Southern Ocean.

1. Introduction

Interest in icebergs has been growing in the recent years [see e.g., *Smith*, 2011 review] because they account for a large fraction of the annual mass loss of the Antarctica Ice Sheet [*Benn et al.*, 2007; *Depoorter et al.*, 2013; *Rignot et al.*, 2013]; they may also account for a significant part of the freshwater flux in the Southern Ocean [*Silva et al.*, 2006; *Martin and Adcroft*, 2010; *Gladstone et al.*, 2001] and can thus impact the deep water formation [*Silva et al.*, 2006; *Jongma et al.*, 2009], and because they have been shown to transport nutriment (in particular labile iron) that could have a significant impact on ocean primary productivity [*Schodlok et al.*, 2006; *Raiswell et al.*, 2008; *Lancelot et al.*, 2009; *Schwarz and Schodlok*, 2009]. Large icebergs generated by the collapse or disintegration of the Antarctica ice shelves or by calving from glaciers are thought to transport, on average, an amount of ice comparable to the amount transported by the whole population of smaller icebergs [*Jacobs et al.*, 1992]. The dimensions of the large southern icebergs are regularly estimated using visible or SAR images by the National Ice Center (NIC), but very few direct measurements of iceberg freeboard and thus of iceberg volume exist. In general, the volume of ice is estimated using proxies of the iceberg thickness such as the thickness of ice shelves and emissary glaciers [*Gladstone et al.*, 2001]. Thus, large uncertainties still exist on the total ice volume of icebergs as well as on the intensity of icebergs melting [*Jansen et al.*, 2007].

Elevation profiles measured by the Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) instrument aboard the Ice, Cloud, and land Elevation (ICESat) satellite have been used to study a few icebergs [*Scambos et al.*, 2005; *Jansen et al.*, 2007]. But, up to now, no large database of freeboard elevation measurements exists.

Since the launch of Seasat, the potential of altimeter data to estimate iceberg's freeboard has been explored [*McIntyre and Cudlip*, 1987] and some examples of freeboard profiles have been published. However, the first generation of altimeters (Seasat, Geosat, Topex/Poseidon) used on-board trackers that frequently loose the surface during rapid transitions of elevation resulting in a several second long loss of data, which greatly hampered the possibility of iceberg freeboard measurement. Since the launch of Jason-1 and Envisat in 2002, the technological progress in altimetry allows to better cope with the rapid elevations changes occurring over a large iceberg or a coast [*Gommenginger et al.*, 2011] opening a new opportunity to measuring

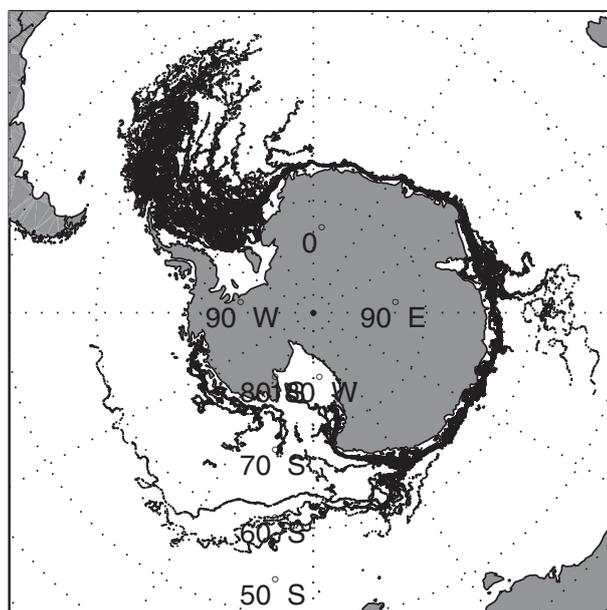


Figure 1. Icebergs locations from the BYU database for 2002–2012 period.

icebergs freeboards on a quasiroutine basis. To create a database of freeboards, it is necessary first to detect icebergs and then to estimate their characteristics from altimeter data analysis. The tracks of large icebergs, produced by NIC and by the Brigham Young University (BYU) Center for Remote Sensing can be used to detect icebergs in altimeter data by simple collocation in time and space. The collocated altimeter data can then be analyzed in terms of iceberg characteristics.

Section 2 describes the icebergs databases and the altimeter data used in the study. The method of analysis of altimeter data over iceberg and the validation of altimeter freeboard profiles are presented in section 3. The altimeter iceberg database is analyzed in

terms of freeboard, length, and backscatter distributions in section 4. The evolution of icebergs, the estimate of basal melt rate, the volume of ice, and the different terms (input by calving, melting, and breaking) contributing to its evolution are presented in section 5 as well as the surface backscatter of iceberg.

2. Data

2.1. The NIC and BYU Database

The NIC Southern Hemisphere Iceberg database, freely available from their Web site (<http://www.natice.noaa.gov>), contains the position and size (length and width) estimated by analysis of visible or SAR images of icebergs larger than 10 nautical miles (19 km) along at least one axis. It is updated weekly. Every iceberg is tracked, and when imagery is available, information is updated and posted. The NIC is the only organization that names and tracks all these large Antarctic icebergs. It assigns each iceberg a name composed of a letter indicating its point of origin and a running number. The letters used are as follows: A—longitude 0° – 90° W (Bellingshausen Sea, Weddell Sea); B—longitude 90° W– 180° (Amundsen Sea, Eastern Ross Sea); C—longitude 90° E– 180° (Western Ross Sea, Wilkes Land); D—longitude 0° – 90° E (Amery Ice Shelf, Eastern Weddell Sea). Chris Readinger (personal communication) provided us with a copy of the iceberg tables from 2002 to 2010 (with few data in 2009) and from September 2013 to April 2014.

The BYU Center for Remote Sensing maintains an Antarctic Iceberg Tracking Database (<http://www.scp.byu.edu/data/iceberg/database1.html>) for icebergs larger than 6 km in length [Stuart and Long, 2011]. Using six different satellite scatterometer instruments, they produced an iceberg tracking database that includes icebergs identified in enhanced resolution scatterometer backscatter images during July–September 1978 (from Seasat), July 1996 to June 1997 (from NSCAT), and 1992–2001 (from ERS-1/2). The initial position for each iceberg is located based on a position reported by NIC or by the sighting of a moving iceberg in a time series of scatterometer images. The iceberg name is the NIC one except for those detected in scatterometer data only that are named UK (for “unknown”). Figure 1 presents all the iceberg locations between 1 January 2002 and 31 December 2012 used in this study. The BYU database contains all NIC icebergs plus additional icebergs detected in the scatterometer images. For the 2002–2012 period considered in this study, among the 309 icebergs, 113 icebergs are common to NIC and BYU databases, and 196 are “unknown.” Supporting information Figures S1–S3 present of all the icebergs detected during the period.

2.2. The Altimeter Waveforms Data

An altimeter is a nadir looking radar that emits short pulses that are backscattered by the surface. The altimeter measures the backscattered power as a function of time to construct the echo waveform from which the geophysical parameters are estimated [Chelton et al., 2001]. Surface height is the difference between the satellite’s position on orbit with respect to an arbitrary reference surface (the Earth’s center or a reference ellipsoid) and the satellite-to-surface range (calculated by measuring the time taken by the signal to make the round trip). Besides surface height, by looking at the return signal’s amplitude and waveform, we can also measure wave height and wind speed over the oceans, and more generally, backscatter coefficient and surface roughness for most surfaces off which the signal is reflected [Brown, 1977; Chelton et al., 2001].

The major stages in the acquisition and tracking of the waveforms are as follows. In order to keep the waveforms well centered in range and power in the analysis window and to better adjust these parameters for the echoes to come, the on-board altimeter calculator processes a few radar echoes that the receiver just recorded. It anticipates the settings for the forthcoming echo from a treatment of a number of those past echoes. When this fast on-board tracking function is not able to adjust these parameters under critical conditions, such as a transition from sea to iceberg, the altimeter loses lock. After a tracker loss, the altimeter switches to an acquisition phase, searching for the signal, locking onto it, and stabilizing the tracking loops. This acquisition sequence lasts from some tenths of second to 3 s (for Envisat) and there is no data during this, until the tracking is properly reinitialized.

Three altimeters have been used in this study, i.e., Envisat (15 April 2002 to 30 March 2012), Jason-1 (1 January 2002 to 31 December 2012), Jason-2 (26 August 2008 to 31 December 2012). Detailed descriptions of the sensors and missions are given in Resti et al. [1999], Ménard and Fu [2001], and Lambin et al. [2010], respectively, and Table 1 summarizes their main technical and orbital characteristics. Others altimeters such as Altika or Cryosat could also be used in the future to enrich the database. The Sensor Geophysical Data Records containing the 20 Hz echo waveforms necessary to the study were provided by AVISO for Jason-1 and Jason-2 and by the European Space Agency for Envisat.

3. Method

3.1. Echo Waveforms Simulation Over a Large Iceberg and Detection Method

Using the analytical waveform model of Tournadre et al. [2011], Jason-2 waveforms over a rectangular iceberg of 30 × 20 km² and 28 m freeboard have been computed. The sea backscatter was set to 10 dB and the ice backscatter to 18 dB, a random noise of 1 dB was added to both backscatters. Two simulations were conducted. First, the waveforms were computed assuming that the altimeter tracker perfectly follows the surface (see Figure 2a), i.e., that the surface always corresponds to the altimeter nominal track point (0). The waveforms are computed only within the altimeter nominal analysis window (bins –32 to 72 for Jason-2, each bin has a length equal to the altimeter pulse length or 0.47 m). As the altimeter approaches the iceberg, backscatter from its surface appears in the plateau region part of the waveform, i.e., at far range, and grows in intensity while moving toward and pass the nominal track point until the tracker jumps to the iceberg surface. A symmetrical behavior occurs when the altimeter leaves the iceberg.

The second simulation assumes that the tracker is locked on the zero altitude (mean sea surface) and that the analysis window is large enough to capture the echo from the iceberg (here from bin –70 to 104). This simulation enables computing the complete echo waveforms from the iceberg (Figure 2b). For comparison, the waveforms of the first simulation are remapped using the tracker position, i.e., each waveform is simply translated of the number of telemetry bins corresponding to the tracker position (Figure 2c). This remapping also allows a better and direct visualization of the iceberg signature. The comparison of the simulations

Table 1. Main Characteristics of the Radar Altimeters Used to Build the Database

Altimeter	Time Period	Altitude (km)	Inclination	Frequency (GHz)	Numbers of Bins	Track point	bin Width (ns)	Tracker
Jason1	2002–2012	1334	66°	Ku-13.6	104	32.5	3.125	Split Gate Tracker
Envisat	2002–2012	784	98°	Ku-13.575	128	43	3.125	Model-free tracker
Jason2	2008-	1334	66°	Ku-13.5	104	32.5	3.125	Median/DEM

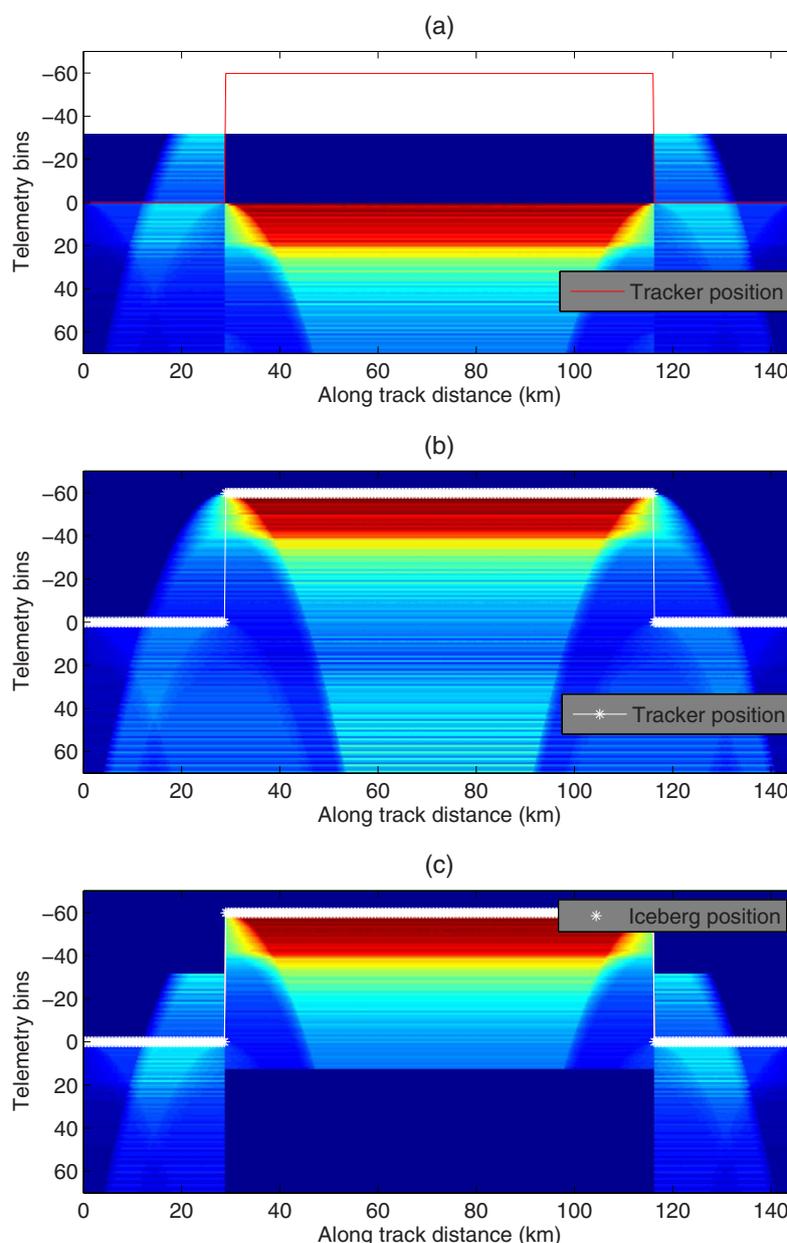


Figure 2. Simulated Jason-2 altimeter waveforms over a $30 \times 20 \text{ km}^2$ and 28 m freeboard rectangular iceberg, for a tracker following the surface and a limited analysis window (a), and for a tracker locked at 0 (sea surface) and an extended analysis window (b). Waveforms of Figure 2a remapped using the tracker position (c). The red line in Figure 2a is the tracker position in telemetry bins and the white lines in Figures 2b and 2c represent the tracker position and the detected surface using iceT retracking, respectively.

shows that the only notable differences are near the iceberg edges where the nominal limited analysis window results in the loss of a small part of the waveforms.

When the tracker perfectly follows the surface, its position is a direct measurement of the freeboard profile. However, the analysis of real data shows that it is rarely the case and that it is in general necessary to retrack the waveform by fitting an analytical model to obtain a precise height estimate. Over ice the best retracking algorithm is the ICE-2 retracker [Legrésy, 1995], which is used in parallel to the classical ocean Brown model to process all the Jason-2 and Envisat data but not yet the Jason-1 data. As the precision of elevation required to study icebergs does not need to reach the centimeter level as for ocean studies, a simplified

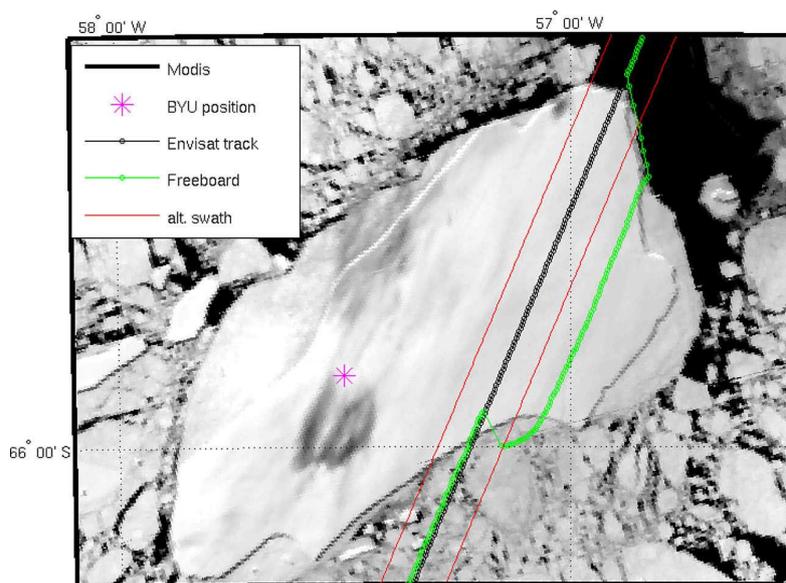


Figure 3. MODIS image of iceberg A43A on 2 October 2003 13:20 UT and ENVISAT RA2 ground track (fine black line) and freeboard profile (green line) on 1 October 2003 12:35 UT. The two red lines indicate the width of the altimeter swath and the magenta star the location of the iceberg in the BYU database.

algorithm based on ICE2 (hereafter called iceT) has been developed to detect the iceberg surface. It is based on the detection for each waveform of the first occurrence (bin) of a power gradient larger than a given threshold. By design, the precision of iceT cannot be better than 1 telemetry bin, i.e., 0.47 m. The elevation estimated by this algorithm for the first simulation and presented in Figure 2c gives very good results at one bin precision.

3.2. Example of Waveforms Over an Iceberg

Figures 3 and 4 present one example of altimeter data over iceberg A43a. On 2 October 2003 Envisat flew over iceberg A43a (Cycle 20 pass 476 descending pass) in the Weddell Sea (Figure 3). The waveforms corresponding to this pass, and the remapped waveforms using the tracker position are presented in Figures 4a and 4b respectively. As the altimeter approaches the iceberg from the north near 5.65°S , the tracker starts to move up mitigating the sea and iceberg surface elevations. As the tracker is not locked on the iceberg surface, the strong echo from the iceberg starts to appear in the first gate of the waveforms then moves toward the nominal track point (0) while the echo from the sea surface moves away from zero. Moving further, the tracker “overshoots” and continues to move up for a few tenth of seconds before locking on the surface. A symmetrical behavior occurs when the altimeter leaves the iceberg. The tracker starts to mitigate the iceberg and sea surface, and then slightly overshoots downward before relocking on the sea surface. In this particular case, it is worth noting that the altimeter ground track is almost perpendicular to the iceberg edge to the north, which gives a sharp elevation transition, while the track intersects the southern edge at a slanted angle resulting in a much longer transition during which the altimeter footprint contains both ocean and iceberg.

The comparison of the ocean, ICE2, and iceT retracker presented in Figure 4c shows a very good agreement over the iceberg. The difference is about 1 telemetry bin (0.47 m) over the core of the iceberg. The notable differences occur near the edges where ICE2, because of its design, detects the strong sea ice echo instead of the weaker iceberg’s one. In this particular case, the classical ocean retracker gives similar results as the iceT one. The MODIS brightness profile along the Envisat ground track shows that the length of iceberg estimated from the altimeter elevation profile is equivalent to the one from MODIS data. The 1–2 km translation between the profiles is within the uncertainties of localization of the MODIS image and the altimeter data.

The backscatter profile (Figure 4d) also clearly shows the sea ice/water—iceberg transition with a variation of more than 5 dB. The shaded zone in the figure corresponds to the section of the track where only the iceberg contributes to backscatter.

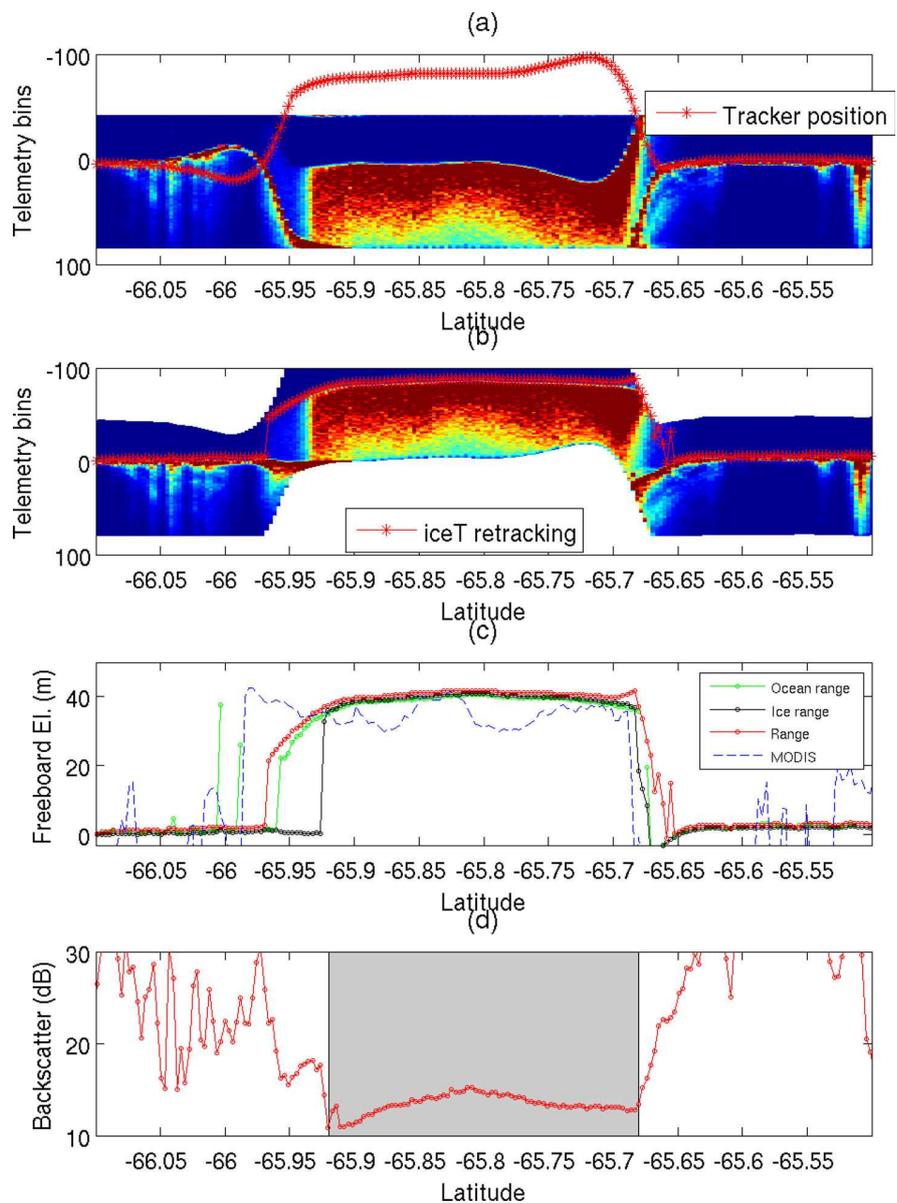


Figure 4. Altimeter waveform for the Envisat pass of Figure 3. The red line indicates the tracker position (a). Retracked waveforms using the tracker position, the red stars represent the iceT freeboard positions (b). Elevations from the MLE3 retracker (green line), the ICE2 retracker (black line), and iceT one (red line), and MODIS brightness (blue line)(c). Measured backscatter Figure 4d. The shaded area represents the zone over which only the iceberg surface is seen by the altimeter.

For each detected iceberg, the waveforms are analyzed and the following characteristics are estimated: the iceberg freeboard profile (h), the mean freeboard (\bar{h}), the maximum freeboard (h_m), the backscatter profile (σ_0), the mean backscatter (over the core of the iceberg, i.e., the shaded area of Figure 4d) ($\bar{\sigma}_0$), the maximum backscatter (σ_{0m}), and the length of the iceberg (L) (for freeboards larger than 0). The backscatters from the different altimeters have been intercalibrated using the calibration coefficients of *Queffelec* [2013]. For some particular cases, e.g., when two icebergs are very close to each other, freeboard profiles can be manually analyzed and corrected.

3.3. Comparison With Icesat Profiles

A direct comparison of altimeter freeboard with other sources of data is difficult, first, because of the scarcity of available data and, second, because a precise collocation in time and space of measurements from

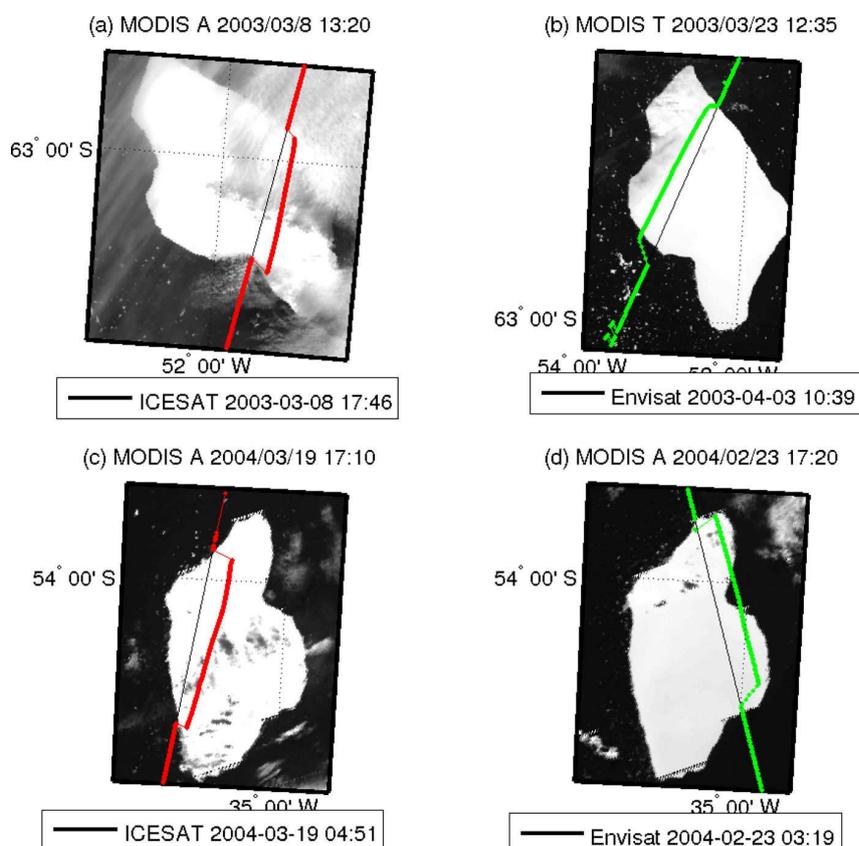


Figure 5. MODIS images and ICESat (a and c) or Envisat (b and d) profiles in March 2003 and 2004 over A38b iceberg.

different sources is hampered by the drift and rotation of icebergs. However, it is important at least for a few cases to compare the altimeter estimates with the precise freeboard measurements provided by the GLAS instrument on ICESat. Iceberg A38b that has been studied in detail by Scambos *et al.* [2005] using GLAS/ICESat profiles and by Jansen *et al.* [2007] using models and ICESat data constitutes a very good test case for the validation of altimeter data. Figure 5 presents MODIS images of iceberg A38b as well as collocated ICESat and Envisat ground tracks. The four tracks sample different parts of the iceberg of different freeboards. In their 2007 study, Jansen *et al.* [2007] presented maps of A38b freeboard based on an initial shape estimated from Ice shelf elevation data and a melting model calibrated using the ICESat profiles of Figure 5. The maps for March 2003 and 2004 are presented in Figure 6 as well as the ICESat and Envisat ground tracks. These maps are used to intercompare the Envisat and ICESat freeboard profiles of Figure 7. The data from Jansen *et al.* [2007] are interpolated along the Envisat profiles and are presented in the figure (dashed lines). For March 2003, the difference between the Envisat and model profiles is less than 1 m and in March 2004 it is of the order of 1.5 m. As the model was calibrated using the GLAS data, the model data interpolated along the GLAS profile are not presented. This comparison shows the very good agreement between Envisat, the model, and GLAS.

4. The Database of Altimeter Measurements Over Large Icebergs

4.1. Global Analysis

The collocation of the NIC/BYU and altimeter databases gives more than 7000 hits among which 5366 were exploitable and processed. All the 113 (40 A quadrant, 38 B, 29 C, 8 D) NIC icebergs of the 2002–2012 period but 3 (from quadrant A) were sampled at least once by an altimeter, and 95 of the 196 smaller “UK” BYU icebergs were also sampled. The mean number of samplings for an iceberg is 43 (53 for the NIC ones) and

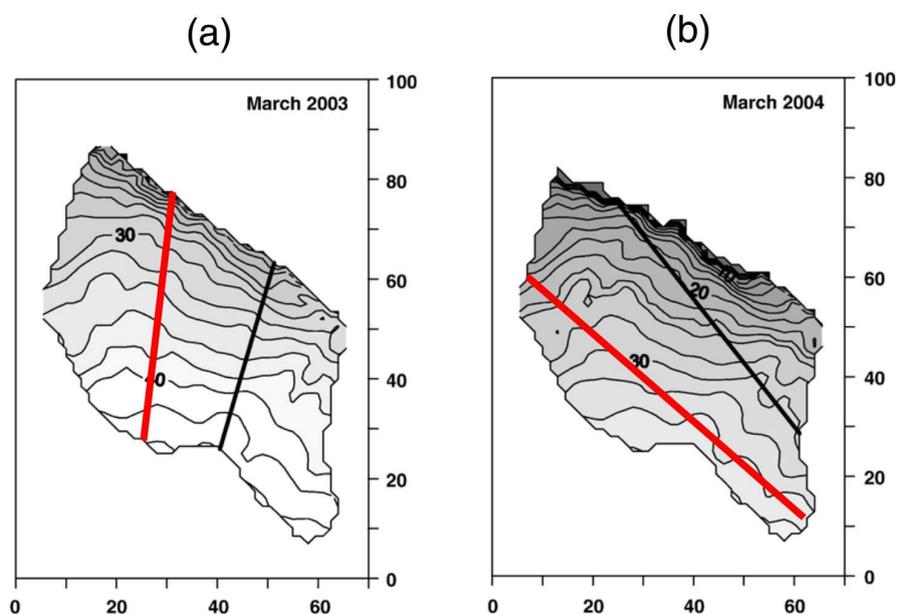


Figure 6. A38b freeboard maps for March 2003 (a) and March 2004 (b) from *Jansen et al.* [2007]. The black lines represent the ICESat profiles on 3 March 2003 (a) and 19 March 2004 (b) while the red lines represent the Envisat ones on 22 March 2003 (a) and 22 February 2004 (b).

varies from 1 to 354. The mean time between two samplings is 43 days (32 for NIC) with a minimum of 5.5 days and a maximum of 680 days. The details of the sampling of each iceberg are provided in supporting information Table S1. The mean standard deviation of elevation for the freeboard profiles is 3 ± 0.9 m.

The histograms of freeboard, backscatter, length, and year of measurement are presented in Figure 8 while the mean length and freeboard are given in Table 2. The freeboard distribution is clearly multimodal with maximums at 35, 42, and 55 m. The backscatter distribution is almost Gaussian with a mean of 13.7 dB and a standard deviation of 3.2 dB. The iceberg length follows well a lognormal distribution of 39.5 km mean. This value is between the mean 48 km length and the mean 21 km width of the NIC icebergs. It is of the order of the mean square root of the NIC iceberg’s surface (31 km). The number of measurements per year is quite constant.

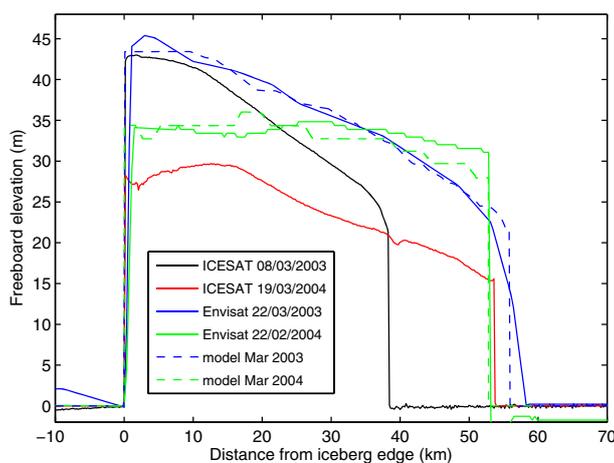


Figure 7. Comparison of ICESat (black and red solid lines) and Envisat (blue and green solid lines) freeboard elevation profiles of A38b. The profiles modeled by *Jansen et al.* [2007] for March 2003 and 2004 are presented as green and blue dashed lines.

The data have been sorted according to the iceberg quadrant of origin, (first letter of the iceberg name). The number of icebergs, the number of measurements, the mean length, and freeboard for each quadrant are also given in Table 2. The histograms of freeboard, backscatter, and length computed as a function of origin presented in Figure 9 show that the iceberg populations differ sensibly for the different sectors. Indeed, if the backscatter distributions, which reflect the electromagnetic behavior of ice, are quite similar, the distributions of freeboard and length differ notably. Quadrant B, for which the largest number of measurements is available, has an almost Gaussian freeboard distribution and presents the largest

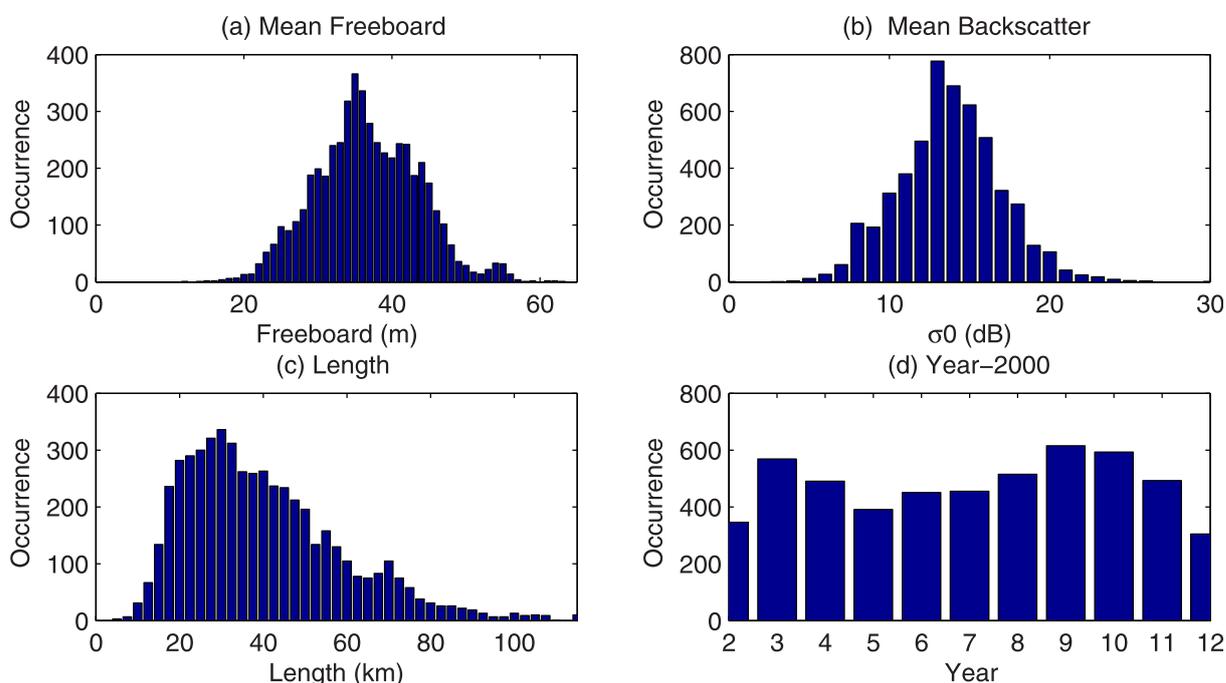


Figure 8. Distributions of (a) mean freeboard, (b) mean backscatter, (c) length, and (d) year of detection.

mean freeboard (39.5 m) while the length distribution follows a lognormal distribution of 40 km mean. Quadrant A presents bimodal freeboard and length distributions with maximums at 36 m and 55 m and 40 km and 70 km, respectively. Quadrant C has the lowest mean freeboard and length (33 m and 36 km, respectively) of all sectors. In sector D, few measurements (241) are available and they correspond mainly to one single iceberg (D15). The mean freeboard and length are 36 m and 72 km, respectively, but the data set representativeness is quite low. The last group of icebergs that does not correspond to a geographic sector but to the “unknown” icebergs detected by BYU using scatterometer data are characterized by the lowest mean length (21 km) and freeboard (32 m).

Figure 10 presents the scatter plots of all freeboard, backscatter, and length measurements as well as their mean values over a regular $150 \times 150 \text{ km}^2$ regular polar grid. The largest freeboards are observed in the Amundsen Sea with a mean value of 40 m, along the East Antarctica coast with local maximums near the Amery ice shelf and the Mertz Glacier and in the eastern Weddell Sea. The icebergs’ melting during their travel to the north is clearly visible in the general decreasing trend of freeboard towards the north especially in the South Atlantic and Pacific Oceans. The melting also partially reflects in an increase of surface backscatter. It is, however, more difficult to define a trend as clear as the freeboard one. The interpretation of the variation of length is more difficult as altimeters might sample only a small portion of a large iceberg. However, the mean length field clearly shows that the largest icebergs travel within the Antarctic coastal current and in the Weddell Sea along the Antarctic Peninsula. The large values observed in the South Pacific

Table 2. Statistical Analysis of the NIC and Altimeter Iceberg Databases

Database	National Ice Center					Altimeter						
	A-B-C-D	A	B	C	D	A-B-C-D-Unk	A-B-C-D	A	B	C	D	Unk
Number of icebergs	115	40	38	29	8	207	112	37	38	29	8	95
Number of data	10,263	2233	4777	2674	579	5,346	4,894	1208	1986	1459	241	447
Mean length (km)	47.7	48.2	52.0	43.8	46.6	39.5	41.5	45.1	38.8	35.7	76.1	21.3
Mean width (km)	21.1	31.4	19.7	16.8	27.1	-	-	-	-	-	-	-
Mean freeboard (m)	-	-	-	-	-	36.6	37.1	38.3	39.3	33.2	34.2	32.1

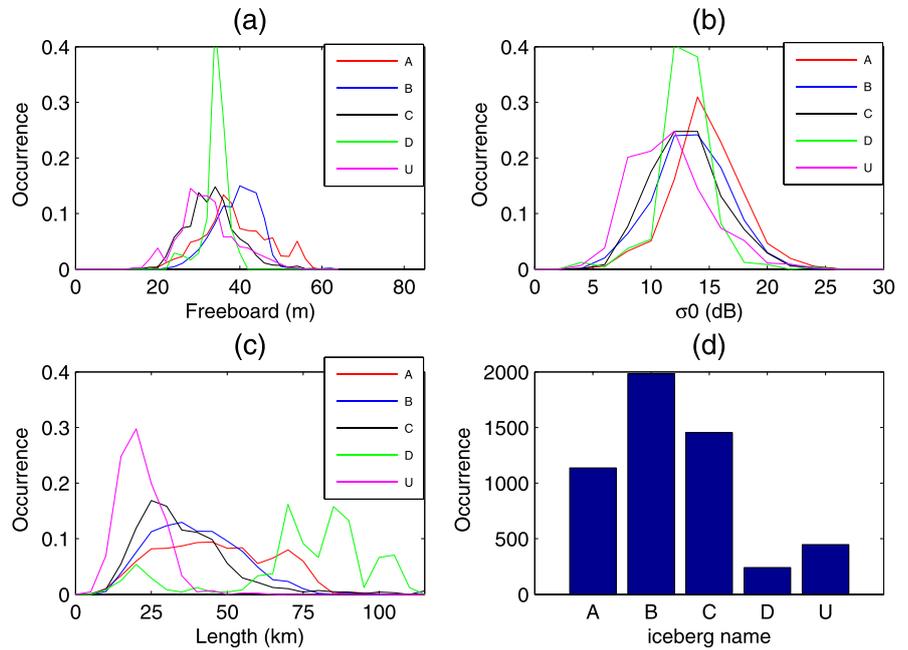


Figure 9. Distributions of (a) mean freeboard, (b) Mean backscatter, and (c) length as a function of the iceberg's quadrant of origin (first letter of iceberg name) and (d) number of icebergs per origin.

are associated with two large icebergs, C19a and B15j, that drifted northward and eastward within the Antarctic Circumpolar Current.

4.2. Analysis of Individual Icebergs

For each identified iceberg, the mean, minimum, and maximum length, the mean freeboard (\bar{h}) and the mean backscatter ($\bar{\sigma}_0$) are also estimated. The characteristics of the 207 icebergs are given in supporting

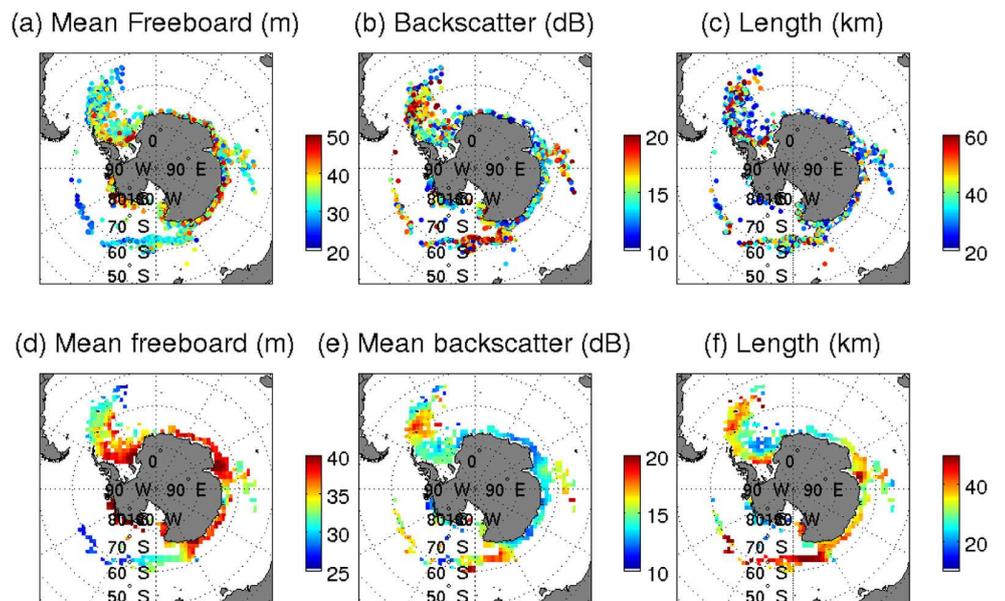


Figure 10. Scatter plots of the mean freeboard (a), mean backscatter (b), length (c). Mean fields on a 150 × 150 km² polar grid of mean freeboard (d), mean backscatter (e), and length (f).

Table 3. Statistical Analysis of Mean Size of the Individual Icebergs Using NIC and Altimeter Measurements

Database	National Ice Center					Altimeter						
Quadrant of origin	A-B-C-D	A	B	C	D	A-B-C-D-Unk	A-B-C-D	A	B	C	D	Unk
Number of icebergs	115	40	38	29	8	307	112	37	38	29	8	95
Mean length (km)	40.5	43.5	42.0	41.5	41.3	34.9	44.3	46.2	43.4	48.7	39.0	23.2
Mean width (km)	16.3	18.8	15.7	15.9	22.5	17.9	18.9	18.2	18.8	20	20.3	16.6
Min mean freeboard (m)						38.0	39.9	37.1	43.3	41.2	35.0	35.5
Max mean freeboard (m)						29.3	29.0	31.9	31.2	30.0	26.7	29.7

information Table S1. The mean values of maximum and minimum length and freeboard (\bar{h}) are given in Table 3 as well as the corresponding values from the NIC database (for size). The distributions are presented in Figure 11. The distributions of the maximum freeboard and length present characteristics similar to the distributions of freeboard and length from the global data set while the distributions of minimum freeboard and length are narrower. The mean values of the minimum and maximum freeboard of 29.3 and 38.0 m, respectively, reflect both the natural variability of the icebergs' topography and their melting during their lifetime. The mean minimum and maximum length of 18 and 35 km results from both the randomness of the sampling by altimeters and the shapes of the icebergs. The same analysis conducted on the NIC sizes gives mean width and length of 16 and 36 km, respectively. The analysis of the distributions according to the sector of origin of the icebergs (not presented here) confirms the results of the global analysis, i.e., the highest icebergs originate in sector B and the longest ones in sector D. The analysis of the ice shelves thickness using the ice thickness data from the BEDMAP program (http://www.antarctica.ac.uk/bas_research/data/access/bedmap/, *Fretwell et al. [2013]*; *Lythe and Vaughan [2001]*) gives a mean thickness of 317, 323, 292, and 295 m for quadrants A–D, respectively, i.e., using a height to thickness ratio of 8 a mean freeboard of 39.6, 40.3, 36.5, and 36.9 m. These values are in very good agreement with the altimeter data.

To better understand the temporal variation of the parameters, the freeboard, length, and backscatter for each iceberg has been normalized using the maximum value, defined as the median value of the five largest measurements, to avoid large outliers or potential errors, observed during the life of the iceberg.

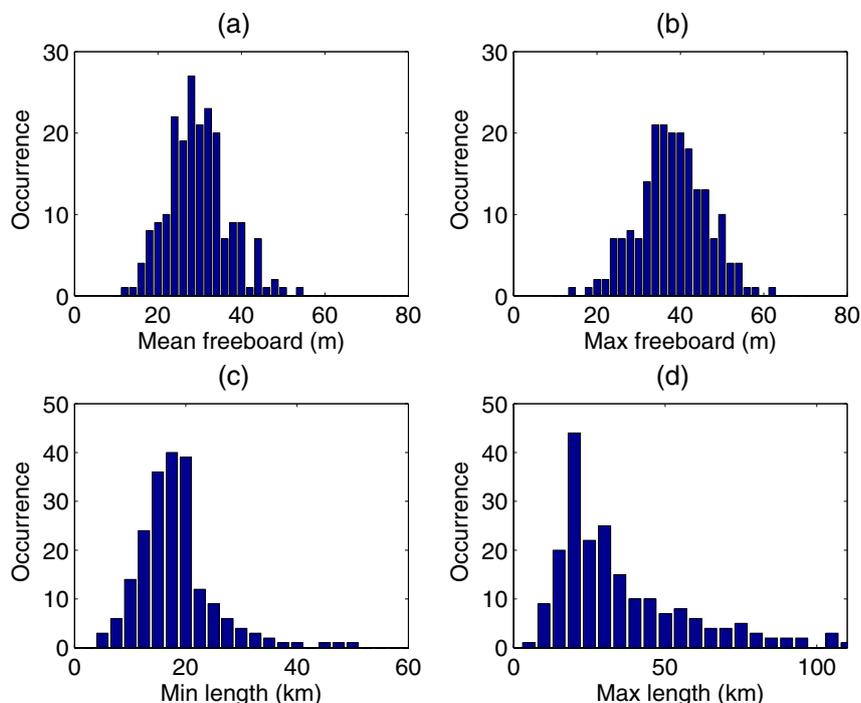


Figure 11. Distributions of (a) minimum freeboard, (b) maximum freeboard, (c) minimum length, and (d) maximum length of the individual icebergs.

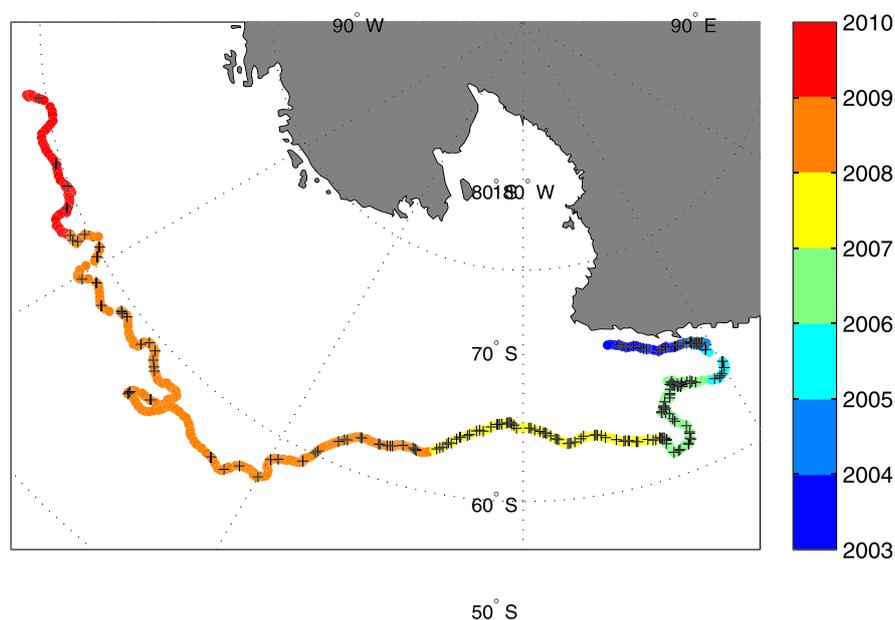


Figure 12. Track of C19a iceberg. The crosses indicate the location of the altimeter profiles.

5. Evolution of Icebergs

The database is used to analyze the icebergs' evolution during their lifetime. The temporal evolution of mean and maximum freeboards (\bar{h} and h_m), mean and maximum backscatters ($\bar{\sigma}_0$ and σ_{0m}), and length of iceberg C19a during its 6 year travel from the Ross Sea to the South Pacific Ocean (see its trajectory in Figure 12) are presented in Figure 13. The sea surface temperature (SST), the SST anomaly, and the air temperature at the position of the iceberg are also shown in the figure. The daily Advanced Microwave Scanning Radiometer AMSR SST fields from Remote Sensing Systems and the ECMWF ERA Interim data have been used to estimate these parameters. Iceberg C19 is a very large iceberg that calved from the Ross Ice Shelf on May 2002. In summer 2003 C19 moved northward very rapidly, passed Cape Adare, and broke in two pieces: C19a and C19b. Between July 2003 and September 2005, C19a drifted slowly westward within sea ice along the Victoria Land coast before drifting first northward and then eastward within the Antarctic Circumpolar Current (Figure 12). Between 2003 and 2008, the NIC analysis of satellite images showed that its surface area remained constant around 5100 km² (163 km by 31 km).

During its travel in sea ice between 2003 and 2006, the C19a freeboard remained almost constant at 35 and 41 m for the mean and maximum freeboards. The freeboard standard deviation during this period was 1.9 and 2.1 m for the two estimates, respectively. These low values show that basal and surface melting and firn densification was limited while the iceberg is in sea ice in agreement with previous results from Scambos *et al.* [2005, 2008] and Jansen *et al.* [2007]. During this period, the backscatter variability was small and did not appear to correlate with surface thawing associated to positive air temperature. After February 2006, as C19a moved north in open sea characterized by positive sea SST around 1°C, it experienced strong surface melt that reflected in a strong backscatter increase of almost 10 dB and a strong decrease of freeboard elevation. The surface melt was more pronounced during the summer months during which the backscatter increased even more and could largely exceed 25 dB. This surface melt was also detected in scatterometer data during 2008 as shown by Stuart [2012]. Between 2006 and 2009, the freeboard regularly decreased, except in winter 2008 when it was trapped again in sea ice, while C19a traveled in open sea with SST between 0 and 4°C.

The NIC analysis showed that C19a was oblong and narrow with a width to length ratio of 5. The probability of measuring its full length is thus low. The maximum length measured by the altimeter before 2008, i.e., during the period when the iceberg's shape remained constant, is 142 km to be compared with 163 km

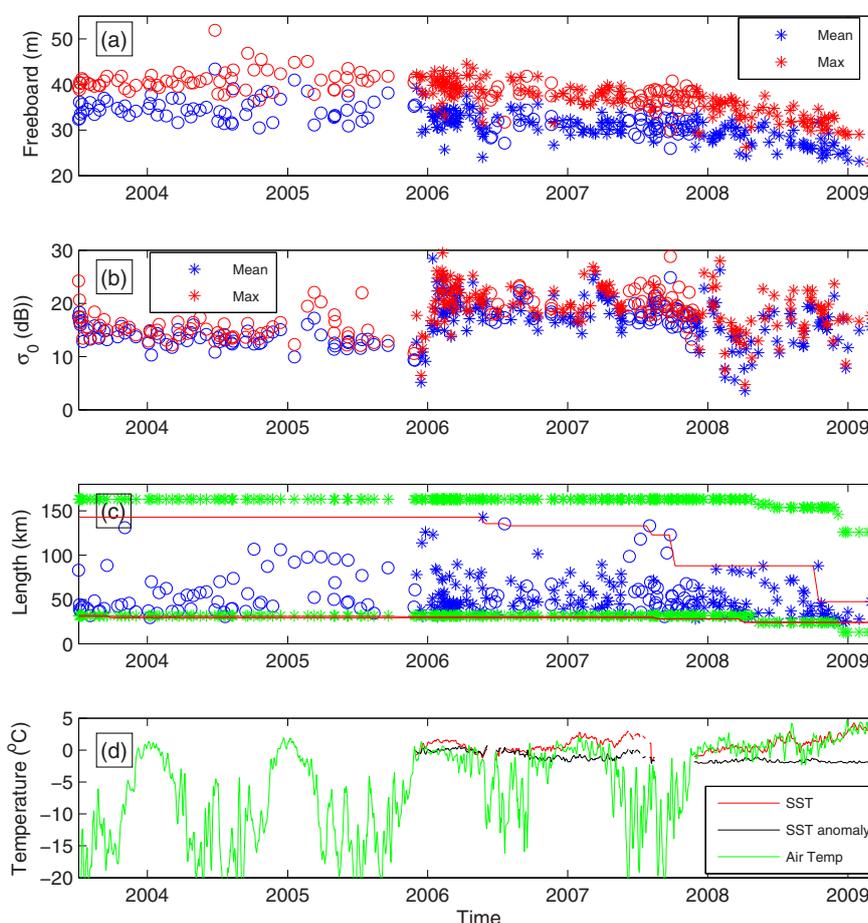


Figure 13. Evolution of iceberg C19a. Maximum and mean freeboard (a), maximum and mean backscatter (b), length (c), Sea Surface Temperature (red line), and SST anomaly (black line) from AMSR daily fields and air temperature from ECMWF (green line) (d). The circles and stars indicate the iceberg in sea ice and in open sea respectively. The green lines in Figure 13c represent the NIC length and width interpolated at the time of the altimeter data and the red lines the envelope of the altimeter length data.

from visible image analysis. The envelope of length data has been computed as follows: at a given time t the upper envelope is the maximum of the lengths for times greater than t and the lower envelope is the minimum of the lengths for times smaller than t . The envelope, presented in Figure 13c, gives an estimate of the temporal evolution of the length and width of the iceberg. The altimeter width is in very good agreement with the NIC one except for the very last month of C19a life. As expected the altimeter underestimates the length compared to NIC.

5.1. Melt Rate

To better analyze the iceberg temporal evolution, the difference between the freeboard and length and their maximum values estimated using the envelope of data has been computed. Figure 14 presents the variation of normalized freeboard (both mean and maximum) and length as a function of the cumulative number of days of positive SST. Only the data of positive SST are shown. Although the main part of the melting certainly occurs in depth of several hundreds of meters at the base of the icebergs [Jansen *et al.*, 2007; Helly *et al.*, 2011], it is, at present, impossible to get reliable in depth temperature estimates for all icebergs. As shown in Figure 13, SST can be considered as the best available proxy indicating melting. During its lifetime, the C19a freeboard decreased by almost 20 m. The change of freeboard results from the combination of basal and surface melting, firn densification, and strain thinning. Based on numerical modeling experiments of iceberg evolution (neglecting firn densification) of Jansen *et al.* [2005, 2007] estimated that

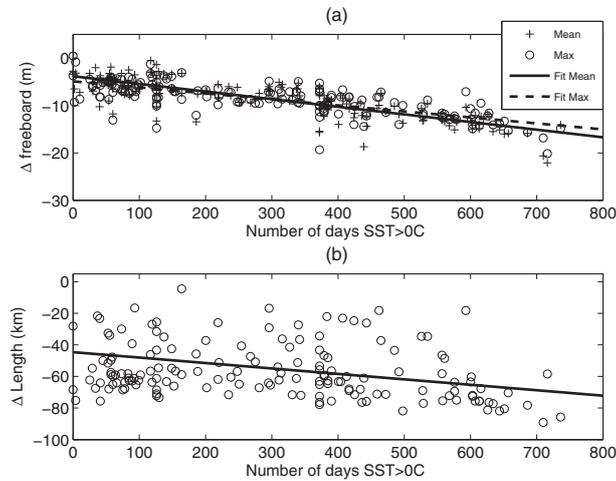


Figure 14. Evolution of iceberg C19a. Maximum (circles) and mean (crosses) normalized freeboard (a), normalized length (b). The lines indicate the linear regression lines of the data.

atmospheric conditions. However, the change of freeboard induced by firm densification can be estimated using a simple model. Icebergs density profile can be represented by an exponential profile in the form

$$\rho(z) = \rho_i - Ve^{Rz}$$

where z is the depth, ρ the density, and ρ_i the density of pure ice ($915 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$) [West and Demarest, 1987]. The V and R model parameters are tuned so that the depths of the 550 and $830 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ densities correspond to the mean values of the firm column on big ice shelves presented by Ligtenberg et al. [2011], i.e., 5 and 45 m respectively. The change of freeboard induced by firm densification is estimated by simple integration of the density profile and by assuming that the entire firm layer densifies in the same proportion. The decrease of freeboard is 4 and 6.6 m for a 50% and 100% densification, respectively. These values largely exceed the standard deviation of freeboard estimates and can represent a significant part of the change of freeboard. However, it is impossible to estimate reliably the firm densification and it is neglected in the study, which will lead to an overestimation of the iceberg melt rate.

The C19a change of freeboard is almost linear as a function of the number of positive SST days (see Figure 14a) and the linear regression of the data gives a rate of $4.6 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}$ for the mean freeboard and $5.75 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}$ for the maximum freeboard. Using the density profile and a mean iceberg thickness of 320 m , the mean density is $896 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ and thus a height to thickness ratio of 8 . The melt rate of C19a, neglecting the firm densification, is thus 37 and $46 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}$. The normalized length shows also a clear trend of decrease with a linear trend of $3.5 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$. However, because of the particular sampling by altimeters, the result has to be considered with caution.

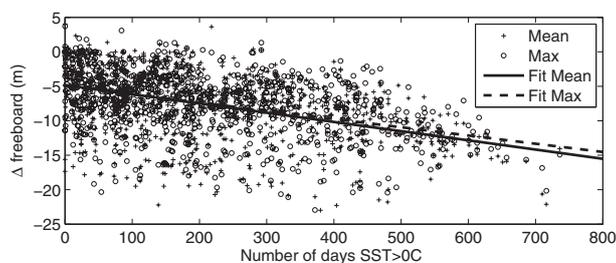


Figure 15. Melting icebergs; Maximum (circles) and mean (crosses) normalized freeboards for icebergs in open sea. The lines indicate the linear regression lines of the data.

95% of the decrease of thickness was caused by basal melting, 1% by surface melting and 4% by strain thinning. Surface melting and strain thinning are thus neglected in our study.

After calving, the icebergs density profile is similar to that of the parent ice shelf. During their lifetime, surface melting and weathering can compact the icebergs top snow/firm layer with no change of mass resulting in a decrease of freeboard. The process of firm densification is complex and although several models have been developed for ice sheet [Arthem et al., 2010; Li and Zwally, 2011; Ligtenberg et al., 2011], at present, no reliable model exists for icebergs that experienced more variable oceanic and

The melt rate of icebergs has also been estimated using all the individual icebergs that travel in open sea with positive SST during the 2002–2012 period. Figure 15 presents the 933 normalized freeboards (\bar{h} and h_m) as a function of the cumulative number of positive SST. Only the data with positive SST are considered. The linear regression of the data gives a rate of $4.3 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}$ and $4.8 \text{ m}\cdot\text{yr}^{-1}$ for the mean and maximum freeboards, respectively, i.e., melt rates of 35 and

39 m·yr⁻¹. The mean SST for all data is 1.1°C. These values are of the same order of magnitude as the melt rate presented by *Neshyba and Josberger* [1980] for a thermal driving of 2°C or the values (4 m·month⁻¹) presented by *Jansen et al.* [2007] for iceberg A38b using a physical model calibrated by ICESat profiles.

5.2. Volume of Ice

5.2.1. Estimation of the Total Volume of Ice

The NIC/BYU and altimeter database are combined to produce a new database containing the daily location, size, and freeboard elevation of all icebergs. The daily location of each iceberg is estimated from the BYU locations. For most icebergs, BYU provides a daily position. For the few missing days, the location is obtained by simple linear interpolation. The iceberg's size is obtained by linear interpolation in time of the NIC length and width when available, or else of the altimeter maximum and minimum length envelope. The large variations of size result from iceberg breaking and are thus sporadic events. Because of the large time lag that can exist between two NIC estimates of size, it is impossible to determine their exact time of occurrence. The temporal linear interpolation smoothes the potential bias over the time lag between two size estimates. The freeboard is the time interpolated altimeter estimate of the mean freeboard \bar{h} . For the three NIC icebergs never sampled by the altimeters, the freeboard is fixed to the mean freeboard of their quadrant of origin.

At any given day, there are 50–80 icebergs with size and freeboard data and 10–30 icebergs with no data (see Figure 16b). These icebergs with no data are 95% of the time of the “UK” category, i.e., icebergs smaller than 10–15 nm. Assuming that the iceberg's surface follows the lognormal distribution of NIC icebergs ($\mu=5.8$ and $\sigma^2=1.95$, i.e., mean of 857 km²), the icebergs whose area is smaller than 400 km² represent about 50% of the population but only 19% of the total surface. Icebergs smaller than 200 km² constitute 39% of the ensemble but contribute less than 8% to the total surface. The unknown icebergs do not account for a large volume of ice. The 30–40 icebergs larger than 400 km² represent thus most of the surface and volume of ice (~80%). It should be noted that this argument is valid for icebergs larger than 6 km; if all icebergs size were considered the proportion of the total volume contained by the largest icebergs would be smaller. For example, if we assume a lognormal distribution of 0.01 km² mean and a $\sigma^2=1.95$, the proportion of volume for icebergs larger than 400 km² is only 62%.

The merged database enables a first-order approximation estimation of the daily volume of ice in the Southern Ocean using the constant height to thickness ratio of 8 presented in section 5.1. The comparison of the total daily volume of ice estimated using only the NIC size estimates and the one using only the altimeter ones confirms that the altimeters underestimate the surface of the icebergs especially for very large icebergs (see Figure 16a) because they do not always sample their longer length. This is particularly noticeable from 2002 to 2006 when the two largest icebergs ever recorded, B15 and C19, are present. The addition of altimeter data, that concerns mainly the unknown category of icebergs, modifies only marginally (by 2–3%) the total volume of ice. Between 2002 and 2012, the daily volume of ice steadily decreases from 2.2×10^4 km³ to 0.9×10^4 km³ while the number of icebergs larger than 400 km² decreases from 35 to 21. The linear regression of volume gives a mean decrease of 1200 km³ per year between 2002 and 2012.

The uncertainties on volume estimates are quite difficult to quantify because of the scarcity of validation data. However, the freeboard uncertainty can be estimated by computing the standard deviations of freeboard measurements of individual icebergs for which the cumulative time of positive temperature is nil, i.e., when icebergs are most probably not melting. The mean freeboard std is 3 ± 1.5 m or $8 \pm 4\%$. This small std value for the ensemble of icebergs confirms that basal melting and firm compaction are limited when icebergs are within sea ice and that they can be neglected in a first-order approximation. The errors due to firm compaction and to uncertainties on the freeboard to thickness ratio can be of the order of several meters (about 4 m for a 50% densification) as shown in section 5.1. The thickness uncertainty should thus be of the order of 10–20%. The uncertainty on the size estimate should be of the order of 10% resulting in an uncertainty of the order of 20–30% on the volume estimate.

In 2002, the total volume of ice represents 14–15 times the total annual calving flux estimated at 1321 ± 44 Gt (i.e., 1500 km³ assuming a mean iceberg density of 892 kg·m⁻³) by *Depoorter et al.* [2013] who combined ice thickness measurements from altimetry and ground radar and surface velocity from SAR interferometry to calculate the mean flux for the 1979–2010 period. In 2012, the total volume reduces to about 6–7

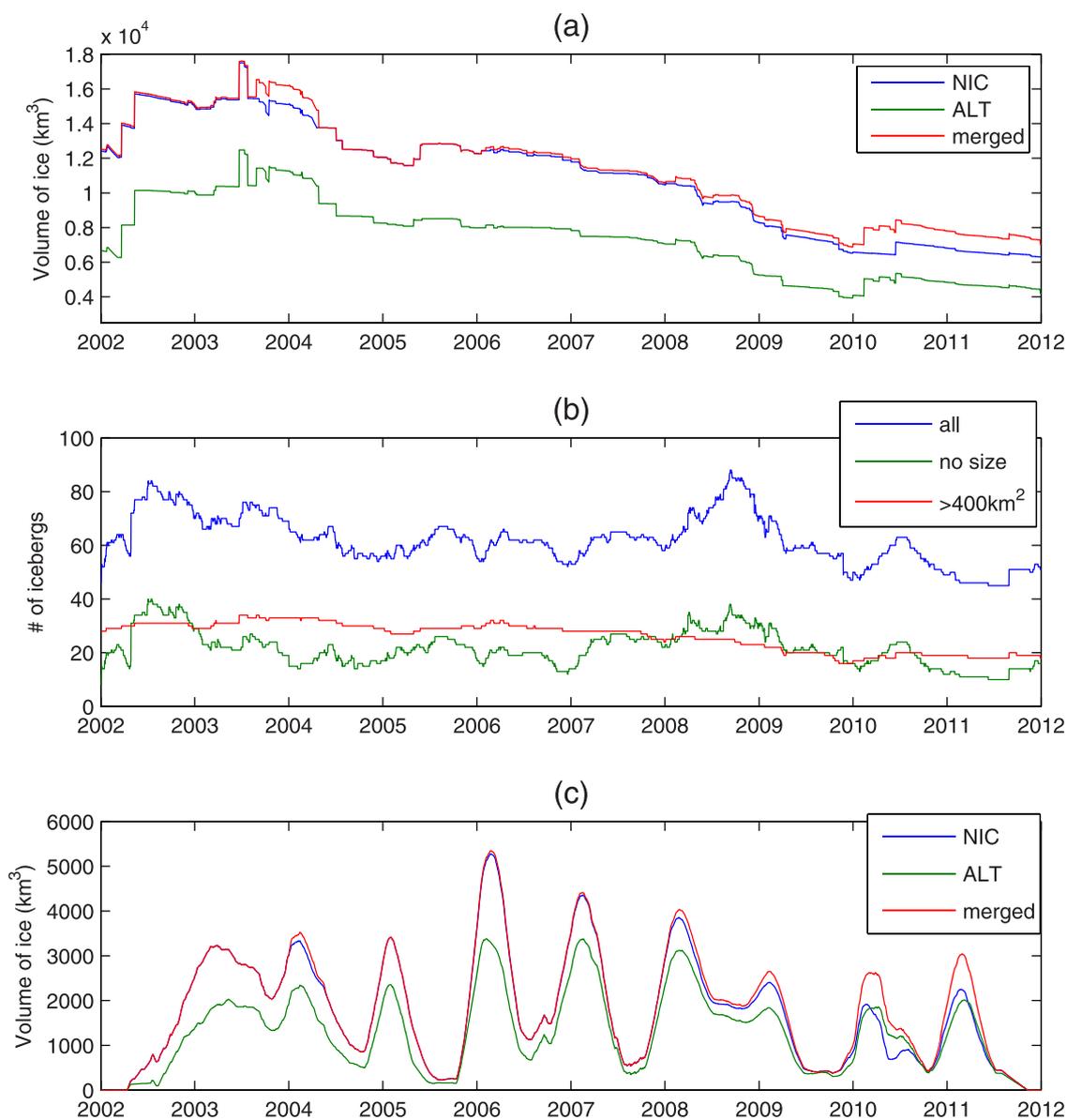


Figure 16. Total daily volume of ice from the NIC database (blue line), the altimeter database (green line), and the merged database (red line) (a). Number of icebergs (blue line), of icebergs with no size data (green line), and of icebergs larger than 400 km² (red line) (b). Volume of ice in open sea from the NIC database (blue line), the altimeter database (green line), and the merged database (red line) (c).

years of calving. The very large amount of ice present in 2002 could result from the large increase in the number of large icebergs reported by Long *et al.* [2002] for the 1997–2000 period and the calving of the two largest icebergs ever recorded, B15 in 2000 and C19 in 2002 representing they alone more than 6000 km³. From 2002 to 2012, the volume of ice steadily decreases with an exception in 2005 due to the calving of D15 iceberg. This volume variability could reflect the decadal variability of giant icebergs calving reported by Jacobs *et al.* [1992].

The volume of ice that can significantly melt and contributes to the freshwater flux in the ocean can be estimated by considering only the icebergs present in the open ocean, characterized by positive SSTs. This volume presents a strong seasonal cycle reflecting the variation of sea ice extent. During summer, the volume is of the order of 4×10^3 km³ and can reach 7×10^3 km³ in summer of 2006 (see Figure 16c). The volume

of ice in open ocean represents between half (in 2006) and one fifth (in 2003) of the total volume of ice. In winter, many icebergs are trapped in sea ice and the volume in open sea strongly decreases. However, during some winters like 2003, 2004, 2006, or 2008, the volume of ice in open sea is still significant and can reach or exceed $2 \times 10^3 \text{ km}^3$ as in 2008 when C19a traveled in the South Pacific north of 55°S .

The geographical mean distribution of the volume of ice for the period 2002–2012 is presented in Figure 17. The ice concentrates mainly within the Antarctic coastal current and along the Antarctic Peninsula and in the “iceberg alley” of the South Atlantic ocean. A small regional maximum associated with the Pine Island glacier (100°W , 75°S) is clearly visible in the Amundsen Sea. The mean volume of ice is of the order of 100 km^3 per grid cell of $150 \times 150 \text{ km}^2$ along the Antarctic Peninsula and Eastern Antarctica. It is of the order of 10 km^3 in the South Atlantic Ocean. During the period considered, the South Pacific and Indian oceans north of 65°S are characterized by sporadic occurrences of large icebergs that can travel for several years over very long distances and can locally give very high content of ice that can impact the ocean circulation.

5.2.2. Analysis of the Volume Variations

The variations of the volume of ice result from three main causes: (i) input of new icebergs calving from emissary glaciers and ice shelves, (ii) basal melting, and (iii) breaking into pieces too small to be detected by NIC. To determine (i) and (iii), it is necessary to know the origin and destiny of each iceberg. The genealogical tree of all the icebergs has been created to determine if an iceberg has parents and sons. Supporting information Figures S1–S3 present the timetable and genealogical trees of all icebergs. For example, C19 is the parent of C19a and C19b. The input of ice (i) is simply the volume of icebergs with no parents, i.e., that calve from ice sheet or glaciers. The basal melting (ii) is estimated as the sum of the products of iceberg surface, S_i , and the daily variation of thickness, dT_i

$$M = \sum_{i=1}^N S_i dT_i \tag{1}$$

The breaking, B , (iii) is the sum of the volume of icebergs with no sons, B_{ns} , and of small pieces that calve from the large ones. The second term, B_s , is estimated by the sum of the products of thickness, T , by the daily variation of surface, dS

$$B_s = \sum_{i=1}^N dS_i T_i \tag{2}$$

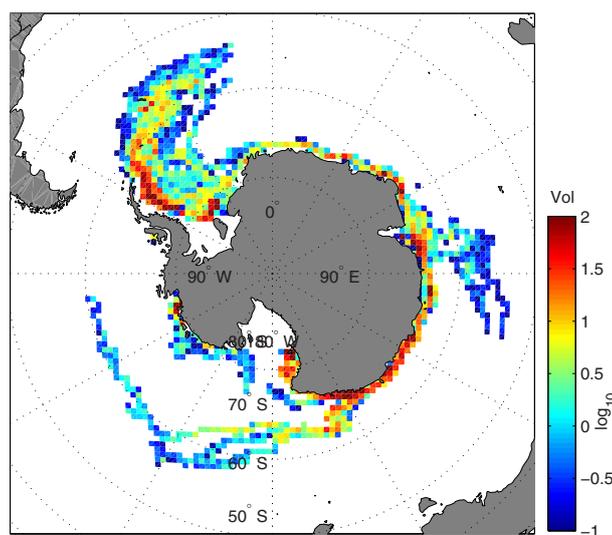


Figure 17. Mean daily volume of ice on a $150 \times 150 \text{ km}^2$ regular polar grid for the 2002–2012 period estimated from the merged iceberg database. The color scale is logarithmic.

Figure 18 presents the cumulative sums of the input of ice, the total volume loss ($M + B$), the basal melting (M), and the breaking of icebergs (B). During the 11 year period the input of ice is quite linear. To take into account the errors on icebergs volume estimates, the rate of change and its uncertainties are estimated using a bootstrap method. A 30% Gaussian random noise corresponding to the estimated volume error is added before computing the cumulative sum. The linear fit as a function of time is calculated and the process is iterated 10,000 times. The mean and std of the rate of change of the estimates are then computed. The input of ice is about $960 \pm 72 \text{ km}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$. This input corresponds to the proportion

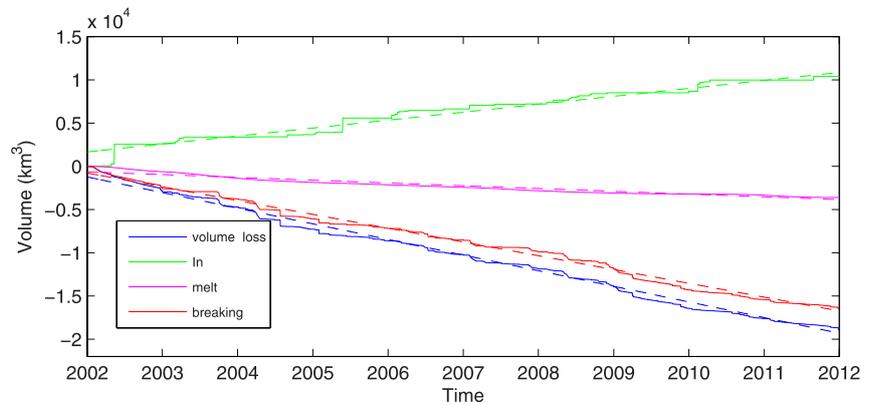


Figure 18. Variation of the volume of ice. Cumulative total loss of volume (blue line), input of ice (green line), volume loss by melting (magenta line), and volume loss by breaking (red line). The dashed lines represent the linear regression of the data.

of the total calving flux of the Antarctic ice shelves due to icebergs larger than 6 km in length. It represents about 60% of the total calving flux of $1331 \pm 44 \text{ Gt}\cdot\text{yr}^{-1}$ ($\sim 1500 \text{ km}^3$) estimated by *Depoorter et al.* [2013] for the 1979–2012 period. The difference can result from smaller icebergs calving from the ice sheet and/or from a decrease of calving at a decadal time scale.

During the 2002–2012 period, the strong decrease of the total volume results from a total loss of ice twice as large as the input ($\sim 1800 \pm 40 \text{ km}^3\cdot\text{yr}^{-1}$). This clearly shows that the system is out of equilibrium. After a very large input of ice in the late 1990s and early 2000s, the system slowly returns to a state where the loss and input of ice would be in equilibrium. During this period, the large loss of ice corresponds to a strong increase of freshwater flux into the ocean that can potentially modify the Southern Ocean circulation.

Basal melting contributes to about 18% of the total loss ($320 \pm 5 \text{ km}^3\cdot\text{yr}^{-1}$) while breaking represents 82% at $1,500 \pm 40 \text{ km}^3\cdot\text{yr}^{-1}$. One third ($430 \pm 15 \text{ km}^3\cdot\text{yr}^{-1}$) of breaking takes place in open water, i.e., characterized by positive SST. This value is close to the mean value of the total volume of ice for icebergs smaller than 3 km ($\sim 400\text{--}500 \text{ km}^3\cdot\text{yr}^{-1}$) detected by altimeter [*Tournadre et al.*, 2012].

5.3. Estimation of Iceberg Backscatter

The altimeter database also provides an opportunity for analysis of the Ku band backscatter of the ice constituting icebergs. This backscatter estimate is crucial to calibrate and validate the models used to infer the

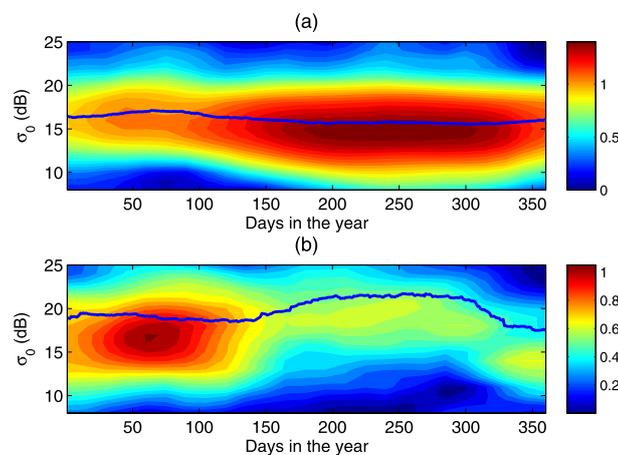


Figure 19. Bidimensional histogram of backscatter and Julian day in the year for (a) icebergs in sea ice (b) icebergs in open sea. The blue lines represent the mean backscatter as a function of Julian day.

area of small icebergs from the analysis of altimeter waveform data, which assumes a constant backscatter of ice of 19 dB at Ku band for icebergs in open sea [*Tournadre et al.*, 2012]. Figure 19 presents the bidimensional histogram of backscatter and Julian day in the year for icebergs in sea ice and in open sea. For icebergs trapped in sea ice, the mean backscatter is about 16 dB and presents a small seasonal variability ($\sim 1 \text{ dB}$) with a maximum in February and a minimum in August. During winter, the variability of backscatter increases related to the presence of snow. For icebergs traveling in open sea, the mean backscatter is about 20 dB. The apparent seasonal cycle

(~3 dB) with a maximum in summer (March–April) and a minimum in winter (August) results mainly from the fact that the icebergs present in open sea in winter are located much further north in certainly warmer seas and have certainly melt for a longer time than those present in summer.

6. Conclusions

Because of the scarcity of information on the icebergs freeboard and thickness, there are still large uncertainties on the volume of ice transported by the large Antarctica icebergs and thus on the freshwater flux in the Southern Ocean, key parameters for climate studies. The combined use of the large icebergs data base from NIC and BYU and of altimeters (Jason-1, Jason-2, and Envisat) archives allows the creation of a database containing 5366 icebergs freeboards elevation profiles, lengths, and backscatter profiles covering the 2002–2012 period. All the icebergs detected by NIC during the period but three and about 50% of the smaller ones (<16 km) detected by BYU are sampled at least once by altimeter. The mean time between two samplings is 32 days for the NIC icebergs and 42 for the BYU ones.

Freeboard measurements have been validated by comparison of altimeter profiles over iceberg A38b with maps of freeboard computed using an initial shape estimated from Ice shelf elevation data and a melting model calibrated using the ICESat profiles from *Jansen et al.* [2007]. The difference between the ICESat and altimeter elevation is better than 1.5 m.

The analysis of the database shows that the distributions of maximum and mean freeboards, length, and backscatter show significant differences as a function of the icebergs' quadrant of origin (A—0°–90°W; B—90°W–180°; C—90°E–180°; D—0°–90°E). The highest icebergs originate from sector B (39.3 m mean freeboard) while the lowest from sector C (33.2 m). The longest come from quadrant A (45.1 km mean length) and the shortest from sector C (35.7 km). The overall icebergs length follows well a lognormal distribution of 39.5 km mean. The icebergs detected only by BYU using scatterometer data are, as expected, significantly smaller with a mean length of 21 km but also significantly lower with a mean freeboard of 32 m. The mean characteristics of icebergs as a function of their quadrant of origin could be used as input for ocean circulation model including icebergs.

The temporal variability of length and width of icebergs is estimated by computing the envelope of all the altimeter length and freeboard measurements. The normalized freeboard and length of each iceberg are estimated by difference to their maximum values. Neglecting surface melting, strain thinning, and firn densification, the melt rate, computed by linear regression of the normalized freeboards, and the cumulative number of positive SST's days, is about 40 m·yr⁻¹ for a mean SST around 1°C. This value is in the same range of values as previous melt rate published by *Neshyba and Josberger* [1980] and *Jansen et al.* [2007].

Combining the altimeter and NIC/BYU databases a daily iceberg database of location, size, and freeboard elevation has been created. Between 50 and 95 icebergs are always present around Antarctica, among which 10 to 30 are not sampled by altimeters. The icebergs not sampled are 95% of the time smaller icebergs only detected by BYU and they should not represent a significant amount of ice. The iceberg volume is estimated using the altimeter freeboards and the NIC sizes when available or the altimeter ones if not. The total ice volume represented in 2002 14–15 times the total annual calving flux estimated at 1321 ± 44Gt (~1500 km³) by *Depoorter et al.* [2013], and decreased regularly to about 6–7 years of calving in 2012. The very large amount of ice of 2002 could result from the large increase of the number of large icebergs reported by *Long et al.* [2002] for the 1997–2000 period and the calving of the two largest icebergs ever recorded (B15 and C19) in 2000 and 2002. It could also reflect the decadal variability of giant icebergs calving reported by *Jacobs et al.* [1992].

The ice volume variation depends on three main causes: (i) input of new icebergs, (ii) basal melting, and (iii) breaking into pieces too small to be detected by NIC and BYU. During the 2002–2012 period, the mean input of ice by calving of icebergs larger than 6 km is 960 ± 72 km³·yr⁻¹ i.e., about 60% of the total calving flux of *Depoorter et al.* [2013]. The mean total loss of ice is twice as large as the input at 1,800 ± 40 km³·yr⁻¹. Calving of large icebergs is in large part a stochastic process, the input of ice is therefore sporadic and large quantities of ice can feed the system in a very short time. Melting and breaking are more regular processes with much longer time scales than calving. Thus, after the very large input of ice in the late 1990s and early 2000s, the system returns slowly to a more balanced state where the loss and input of ice are almost in equilibrium.

Eventually, this condition might again be broken by some new very large inputs of ice. During the return to equilibrium phase, the loss of ice would certainly result in an increase of the freshwater flux into the Southern Ocean through breaking into smaller icebergs and melting. This larger amount of freshwater could inhibit the ventilation of deep waters around Antarctica, causing a warming of the deep ocean, and a cooling of the surface [Richardson *et al.*, 2005]. It could also favor an increase in sea ice extent and thickness by cooling and freshening the upper water layer [Jongma *et al.*, 2009].

Basal melting represents about one fifth of the total loss of ice while breaking into smaller icebergs not detected by NIC and BYU represents 80% of the total loss. These results show that although large icebergs carry most of the volume of ice they contribute only marginally to the freshwater flux that would mainly result from the melting of smaller icebergs that will act as a diffusive process and will transport large amount of ice far away from the large icebergs as already shown by Tournadre *et al.* [2012].

Finally the database has also been used to estimate the mean backscatter of iceberg in open sea, a crucial parameter for the detection of smaller icebergs (<2–3 km) using altimeter data [Tournadre *et al.*, 2012]. For icebergs in open sea, the mean backscatter is about 20 dB at Ku band.

Acknowledgments

The authors are greatly indebted to Chris Readinger from the National Ice Center who kindly provided a copy of the southern icebergs database. AMSR data are produced by Remote Sensing Systems and sponsored by the NASA Earth Science MEaSUREs DISCOVER Project and the NASA AMSR-E Science Team. Data are available at www.remss.com. The altimeter data (Sensor Geophysical Data Records) were provided by AVISO for Jason-1 and Jason-2 and by the European Space Agency for Envisat. The study was partially founded by the French Centre National d'Etudes Spatiales through the TOSCA program.

References

- Arthern, R., D. Vaughan, A. Rankin, R. Mulvaney, and E. R. Thomas (2010), In situ measurements of Antarctic snow compaction compared with predictions of models, *J. Geophys. Res.*, *115*, F03011, doi:10.1029/2009JF001306.
- Benn, D., C. Warren, and R. Mottram (2007), Calving processes and the dynamics of calving glaciers, *Earth Sci. Rev.*, *82*, 143–179.
- Brown, G. S. (1977), The average impulse response of a rough surface and its applications, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, *AP-25*, 67–74.
- Chelton, D. E., J. C. Ries, B. J. Haines, L.-L. Fu, and P. S. c. Callahan (2001a), Chap. 1: An introduction to satellite altimetry, in *Satellite Altimetry 589 and Earth Science: A Handbook of Techniques and Applications*, vol. 463, pp. 1–122, edited by L. Fu and A. Cazenave, Academic Press, San Diego, Calif.
- Depoorter, M. A., J. L. Bamber, J. A. Griggs, J. T. M. Lenaerts, S. R. M. Ligtenberg, M. R. van den Broeke, and G. Moholdt (2013), Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves, *Nature*, *502*, pp. 89–92, doi:10.1038/nature12567.
- Fretwell, P., *et al.* (2013), Bedmap2: Improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica, *Cryosphere*, *7*(1), 375–393, doi:10.5194/tc-7-375-2013.
- Gladstone, R. M., G. R. Bigg, and K. W. Nicholls (2001), Iceberg trajectory modeling and meltwater injection in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, *106*, 19,903–19,916, doi:10.1029/2000JC000347.
- Gommenginger, C., P. Thibaut, L. Fenoglio-Marc, G. Quartly, X. Deng, J. Gomez-Enri, P. Challenor, and Y. Gao (2011), Retracking altimeter waveforms near the coasts, in *Coastal Altimetry*, edited by S. Vignudelli *et al.*, pp. 61–101, Springer, Berlin, doi:10.1007/978-3-642-12796-04.
- Helly, J. J., R. S. Kaufmann, G. R. Stephenson Jr., and M. Vernet (2011), Cooling, dilution and mixing of ocean water by free-drifting icebergs in the Weddell Sea, *Deep Sea Res., Part II*, *58*(11–12), 1346–1363, doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.010.
- Jacobs, S. S., H. Hellmer, C. S. M. Doake, A. Jenkins, and R. Frolich (1992), Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica, *J. Glaciol.*, *38*(130), 375–387.
- Jansen, D., H. Sandhager, and W. Rack (2005), Evolution of tabular iceberg A-38B, observation and simulation, in *Proceedings of the 18th Forum Research into Ice Shelf Processes, FRISP Rep. 16*, edited by L. Smedsrud, pp. 13–17, Alfred Wegener Inst., Helgoland, Germany.
- Jansen, D., M. Schodlok, and W. Rack (2007), Basal melting of A-38B: A physical model constrained by satellite observations, *Remote Sens. Environ.*, *111*(2–3), 195–203, doi:10.1016/j.rse.2007.03.022.
- Jongma, J. I., E. Driesschaert, T. Fichefet, H. Goosse, and H. Renssen (2009), The effect of dynamic-thermodynamic icebergs on the Southern Ocean climate in a three-dimensional model, *Ocean Modell.*, *26*(1–2), 104–113, doi:10.1016/j.ocemod.2008.09.007.
- Lambin, J., *et al.* (2010), The OSTM/Jason-2 Mission, *Mar. Geod.*, *33*, 4–25, doi:10.1080/01490419.2010.491030.
- Lancelot, C., A. de Montety, H. Goosse, S. Becquevort, V. Schoemann, B. Pasquer, and M. Vancoppenolle (2009), Spatial distribution of the iron supply to phytoplankton in the Southern Ocean: A model study, *Biogeosciences*, *6*, 2861–2878.
- Legrésy, B. (1995), Etude du retracking des formes d'ondes altimétriques au-dessus des calottes polaires, *Tech. Rep.*, CNES report CT/ED/TU/UD/96.188, CNES contract 856/2/95/CNES/0060, CNES, Toulouse, France.
- Li, J., and H. Zwally (2011), Modeling of firm compaction for estimating ice-sheet mass change from observed ice-sheet elevation change, *Ann. Glaciol.*, *52*(59), 1–7.
- Ligtenberg, S. R. M., M. M. Helsen, and M. R. van den Broeke (2011), An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firm, *Cryosphere*, *5*(4), 809–819, doi:10.5194/tc-5-809-2011.
- Long, D., J. Ballantyne, and C. Bertioia (2002), Is the Number of Icebergs Really Increasing?, *EOS Trans. AGU*, *83*(42), 469–474, doi:10.1029/2002EO000330.
- Lythe, M. B., and D. G. Vaughan (2001), BEDMAP: A new ice thickness and subglacial topographic model of Antarctica, *J. Geophys. Res.*, *106*, 11,335–11,351, doi:10.1029/2000JB900449.
- Martin, T., and A. Adcroft (2010), Parameterizing the fresh-water flux from land ice to ocean with interactive icebergs in a coupled climate model, *Ocean Modell.*, *34*(3–4), 111–124, doi:10.1016/j.ocemod.2010.05.001.
- McIntyre, N. F., and W. Cudlip (1987), Observation of a giant Antarctic tabular iceberg by satellite radar altimetry, *Polar Rec.*, *145*, 458–462.
- Ménard, Y., and L. Fu (2001), Jason-1 mission, in *Aviso Newsletter*, vol. 8, AVISO Altimetry Edition, Toulouse, France.
- Neshyba, S., and E. G. Josberger (1980), On the estimation of Antarctic iceberg melt rate, *J. Phys. Oceanogr.*, *10*, 1681–1685.
- Queffeuilou, P. (2013), Merged altimeter wave height data base: An update, in *Proceedings of ESA Living Planet Symposium*, vol. SP-722, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands.
- Raiswell, R., L. G. Benning, M. Tranter, and S. Tulaczyk (2008), Bioavailable iron in the Southern Ocean: the significance of the iceberg conveyor belt, *Geochem. Trans.*, *9*, doi:10.1186/1467-4866-9-7.

- Resti, A., J. Benveniste, M. Roca, and G. Levrini (1999), The Envisat Radar Altimeter System (RA-2), in *ESA Bull.* 98, edited by J. Johannessen, ESA Directorate for Applications Programmes, ESTEC, Noordwijk, Netherlands.
- Richardson, G., M. R. Wadley, K. J. Heywood, D. P. Stevens, and H. T. Banks (2005), Short-term climate response to a freshwater pulse in the Southern Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L03702, doi:10.1029/2004GL021586.
- Rignot, E., S. Jacobs, J. Mouginot, and B. Scheuchl (2013), Ice-shelf melting around Antarctica, *Science*, 341, 266–270.
- Scambos, T., O. Sergienko, A. Sargent, D. McAyeal, and J. Fastook (2005), ICESat profiles of tabular iceberg margins and iceberg breakup at low latitudes, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L23509, doi:10.1029/2005GL023802.
- Scambos, T., R. Ross, R. Bauer, Y. Yermolin, P. Skvarca, D. Long, J. Bohlander, and T. Haran (2008), Calving and ice-shelf break-up processes investigated by proxy: Antarctic tabular iceberg evolution during northward drift, *J. Glaciol.*, 54(187), 579–591, doi:10.3189/002214308786570836.
- Schodlok, M. P., H. H. Hellmer, G. Rohardt, and E. Fahrbach (2006), Weddell sea iceberg drift: Five years of observations, *J. Geophys. Res.*, 111, C06018, doi:10.1029/2004JC002661.
- Schwarz, J. N., and M. P. Schodlok (2009), Impact of drifting icebergs on surface phytoplankton biomass in the Southern Ocean: Ocean colour remote sensing and in situ iceberg tracking, *Deep Sea Res., Part I*, 56(10), 1727–1741, doi:10.1016/j.dsr.2009.05.003.
- Silva, T., G. Bigg, and K. Nicholls (2006), The contribution of giant icebergs to the Southern Ocean freshwater flux, *J. Geophys. Res.*, 111, C03004, doi:10.1029/2004JC002843.
- Smith, K. L. (2011), Free-drifting icebergs in the Southern Ocean: An overview, *Deep Sea Res., Part II*, 58(11–12), 1277–1284, doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.003.
- Stuart, K. (2012), Application of seawinds scatterometer data to the study of Antarctic icebergs, PhD thesis, Brigham Young Univ., Microwave Earth Remote Sensing Lab., Provo, Utah.
- Stuart, K. M., and D. G. Long (2011), Tracking large tabular icebergs using the SeaWinds Ku-band microwave scatterometer, *Deep Sea Res., Part II*, 58(11–12), 1285–1300, doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.004.
- Tournadre, J., B. Chapron, and N. Reul (2011), High-resolution imaging of the ocean surface backscatter by inversion of altimeter waveforms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 28, 1050–1062, doi:10.1175/2011JTECHO820.1.
- Tournadre, J., F. Girard-Ardhuin, and B. Legresy (2012), Antarctic icebergs distributions, 2002–2010, *J. Geophys. Res.*, 117, C05004, doi:10.1029/2011JC007441.
- West, J. C., and R. Demarest (1987), The radiation characteristics of an arbitrary antenna positioned on a polar ice sheet, *Geophysics*, 12, 1689–1696.

Annexe B

Tournadre et al 2016

RESEARCH ARTICLE Antarctic icebergs distributions 1992–2014

10.1002/2015JC011178

Key Points:

- 1992–2014 small icebergs (<8 km²) database and monthly ice volume climatology for the Southern Ocean
- Icebergs size distribution follows a $-3/2$ power law representative of brittle fragmentation
- Small icebergs are mainly generated by the fragmentation of large ones

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

J. Tournadre,
jean.tournadre@ifremer.fr

Citation:

Tournadre, J., N. Bouhier, F. Girard-Ardhuin, and F. Rémy (2016), Antarctic icebergs distributions 1992–2014, *J. Geophys. Res. Oceans*, 121, 327–349, doi:10.1002/2015JC011178.

Received 28 JUL 2015

Accepted 4 DEC 2015

Accepted article online 13 DEC 2015

Published online 11 JAN 2016

J. Tournadre¹, N. Bouhier¹, F. Girard-Ardhuin¹, and F. Rémy²

¹Laboratoire d'Océanographie Spatiale, IFREMER, Plouzané, France, ²Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, CNRS, Toulouse, France

Abstract Basal melting of floating ice shelves and iceberg calving constitute the two almost equal paths of freshwater flux between the Antarctic ice cap and the Southern Ocean. The largest icebergs (>100 km²) transport most of the ice volume but their basal melting is small compared to their breaking into smaller icebergs that constitute thus the major vector of freshwater. The archives of nine altimeters have been processed to create a database of small icebergs (<8 km²) within open water containing the positions, sizes, and volumes spanning the 1992–2014 period. The intercalibrated monthly ice volumes from the different altimeters have been merged in a homogeneous 23 year climatology. The iceberg size distribution, covering the 0.1–10,000 km² range, estimated by combining small and large icebergs size measurements follows well a power law of slope -1.52 ± 0.32 close to the $-3/2$ laws observed and modeled for brittle fragmentation. The global volume of ice and its distribution between the ocean basins present a very strong interannual variability only partially explained by the number of large icebergs. Indeed, vast zones of the Southern Ocean free of large icebergs are largely populated by small iceberg drifting over thousands of kilometers. The correlation between the global small and large icebergs volumes shows that small icebergs are mainly generated by large ones breaking. Drifting and trapping by sea ice can transport small icebergs for long period and distances. Small icebergs act as an ice diffuse process along large icebergs trajectories while sea ice trapping acts as a buffer delaying melting.

1. Introduction

Snow that precipitates over the Antarctic ice sheet and transforms into ice ultimately returns as freshwater to the ocean, either along the coast as basal melting of the floating ice shelves or into the Southern Ocean as melting of drifting icebergs. Iceberg calving has long been assumed to be the dominant cause of mass loss for the Antarctic ice sheet. In 1992, using sparse shipborne data and satellite tracking from the U.S. National Ice Center (NIC), *Jacobs et al.* [1992] estimated the calving fluxes to be 2016 ± 672 Gt yr⁻¹. Their estimates, based on many assumptions about the volume, density, and lifetime of icebergs, have been widely used in physical oceanography studies, in particular numerical ocean circulation modeling of the Southern Ocean [*Gladstone et al.*, 2001; *Silva et al.*, 2006; *Stammer*, 2008; *Lellouche et al.*, 2013] as well as in studies on the impact of icebergs on transport of nutriment (labile iron) and primary production [*Raiswell et al.*, 2008; *Lancelot et al.*, 2009]. In the early 2000s, the importance of melting near the calving front has been demonstrated [*Rignot and Jacobs*, 2002; *Joughin and Padman*, 2003], but until recently, no study reliably quantified the calving flux and the basal mass balance for the whole of Antarctica. Fresh water enters the Southern Ocean following different paths: whereas basal meltwater is distributed over the upper few hundred meters of the coastal water column, icebergs drift and melt farther away from the continent. Having good constraints on these fluxes and their distribution can improve our understanding of Antarctic deepwater formation and of the hydrography of the Southern Ocean.

In 2013, two studies [*Rignot et al.*, 2013; *Depoorter et al.*, 2013] using both satellite data of calving and grounding-line fluxes and modeled ice-shelf snow accumulation rates estimated very similar basal meltwater productions of ice shelves of 1500 ± 237 and 1454 ± 174 Gt yr⁻¹, respectively, and calving fluxes of 1265 ± 141 and 1321 ± 44 Gt yr⁻¹. They gave thus an estimate of the distribution of fresh water in the Southern Ocean and its partitioning between the liquid and solid phases. Ice-shelf melting equals or exceeds the calving flux. Both studies also presented a distribution of the mean basal mass-loss rates of ice shelves around Antarctica that can be used for example to constrain numerical model.

Combining the NIC and Brigham Young University iceberg tracking databases and satellite altimetry data, *Tournadre et al.* [2015] calculated the volume of large icebergs (>18 km in length) and estimated the distribution of the volume of ice they transport as well as their calving flux during the 2002–2012 period at $960 \pm 72 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$. Depending on their size, and drift path, large icebergs can have extremely long lifetimes and thus act as a buffer for the transport of freshwater into the ocean. However, although they constitute the major part of the volume of ice, *Tournadre et al.* [2015] showed that their basal melting (~18%) is small compared to their breaking into smaller icebergs that are not detected by NIC and BYU. Smaller icebergs (<18 km) act as a diffuse process for ice transport and are a major contributor to the transport of freshwater away from the Antarctic continent. The distributions of small icebergs and of the volume of ice they transport are thus key parameters to better understand the freshwater flux in the Southern Ocean. The transfer of ice from large to small icebergs through fragmentation, necessary for a better numerical modeling of the freshwater flux, could also be improved if the size distribution of icebergs from small (~1 km²) to large (>1000 km²) were better estimated.

Tournadre et al. [2008] demonstrated that small icebergs (0.1–3 km in length) have a detectable signature in open sea (free of sea ice) in the noise part of high-resolution (HR) altimeter waveforms and they estimated a monthly small iceberg probability distribution by analyzing 1 year of Jason-1 altimeter waveforms. *Tournadre et al.* [2012] proposed a method to estimate, under assumptions on free-board height and ice backscatter, the iceberg area and thus the iceberg volume. Using the complete Jason-1 archive (from 2002 to 2010), they created a small iceberg data base for the Southern Ocean which gave the first description of small iceberg distribution in open water at unprecedented time and space resolutions. However, because of the low inclination of the Jason-1 satellite, primarily designed for ocean studies, the iceberg distribution was limited to the north of 66°S (up to 45°S), which hampers the analysis of the South Pacific and Atlantic Oceans.

Following these studies, the ALTIBERG project was funded by the French Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) to create a small iceberg database using the high-resolution waveforms of all past and present altimeters covering the 1992 to present period. The present paper details the database (freely available at the CERSAT website <http://cersat.ifremer.fr/data/products/catalogue>, project altiberg) and presents a first analysis of the results.

Section 2 gives a general description of the database: altimeter data used in the study, method of detection, computation of the ice volume, and intercomparison and validation of the different altimeters estimates. The large iceberg databases also used in the study are briefly described in section 3. Section 4 presents a unified size distribution covering the 1–10,000 km² range. The spatiotemporal variability of the distribution of the small iceberg volume of ice and the relations between the volume of ice transported by small and large icebergs are analyzed in section 5.

2. The ALTIBERG Icebergs Database

Any target emerging from the sea surface has a detectable signature in the noise part (i.e., the portion of the echo waveform above the sea surface) of high-resolution satellite altimeter waveforms if its backscatter is large enough to come out of the thermal noise and if its range is within the altimeter range analysis window [*Tournadre*, 2007; *Tournadre et al.*, 2008]. The signatures of icebergs in the waveform space (along-track position and range) are parabolas whose shape is determined by the satellite orbits parameters. The detection method, given in Appendix A, was first applied to the Jason-1 altimeter archive (2002–2012) to estimate the distribution of small icebergs (between 0.1 and 8 km²) and the associated volume of ice in the Southern Ocean on a monthly basis [*Tournadre et al.*, 2012]. It has been adapted in function of satellite orbit and sensors characteristics to process the archives of nine past and present satellite altimeter missions. The database of Southern Ocean icebergs created covers 23 years (1992–2014). The database contains the icebergs latitude, longitude, time, range, backscatter, and area and distance from nadir estimated from the inversion of range and backscatter (see Appendix B).

2.1. The Altimeter Missions

The nine altimeters used are the three NASA/CNES missions of the Topex/Jason series (Topex/Poseidon, Jason-1, and Jason-2), the three ESA ERS-Envisat missions (ERS-1, ERS-2, and Envisat), and three specific missions: the ESA's Cryosat dedicated to the study of the cryosphere, the CNES/ISRO SARAL/AltiKa whose altimeter operates at Ka band and the China National Space Administration (CNSA) Hai Yang 2A (HY2A) ocean

Table 1. Main Characteristics of the Radar Altimeters Used to Build the Data Base

Altimeter	Time Period	Altitude (km)	Inclination (°)	Beam Width	Freq. (GHz)	Numbers of Bins	Track Point	Bin Width (ns)	Waveform Frequency (Hz)	Repeat Period (day)
ERS-1	1992–1996	784	98	1.3	Ku-13.8	64	32.5	3.03	~20	3–35–168
ERS-2	1995–2003	784	98	1.3	Ku-13.8	64	32.5	3.03	~20	35
Topex	1992–2005	1334	66	1.1	Ku-13.6	128	32.5	3.125	~10	10
Jason-1	2002–2012	1334	66	1.3	Ku-13.6	104	32.5	3.125	~20	10
Envisat	2002–2012	784	98	1.3	Ku-13.57	128	43	3.125	~20	35
Jason-2	2008–	1334	66	1.3	Ku-13.5	104	32.5	3.125	~20	10
Cryosat	2010–	717	90	1.2	Ku-13.57	128	34.5	3.125	~20	~30
ALTIKA	2013–	796	98.55	0.61	Ka-35.75	128	52	2.0	~40	35
HY2A	2011–	963	99.35	0.91	Ku-13.58	128	32.5	3.125	~20	14

satellite. The satellites’ orbit and sensor characteristics are given in Table 1. The 66° inclination of the Topex-Jason satellites limits their coverage to latitudes lower than 66°S and thus their sampling of the southern Atlantic and Pacific Oceans. The Cryosat Synthetic Aperture Interferometric Radar Altimeter (SIRAL) provides three operational modes: Low-resolution (LRM) mode like a conventional altimeter, SAR mode operating a high-resolution measurement on sea ice, SAR interferometer (SARIn) mode operating on rough surfaces like on the sea ice/land limit.

The SAR mode, selected from a mask of geographical zones updated every 2 weeks to allow for changes in sea ice extent, includes the sea ice and a margin zone over the open ocean of some hundreds kilometers. At present, the detection is only performed on LRM data, which greatly limits the detection capability of Cryosat. In the future, a specific detection algorithm will be developed for the SAR mode in order to complement the database near sea ice.

All altimeters but AltiKa operate at Ku band and several altimeters have dual frequency capabilities (Topex and Jason-1). For them, the detection is conducted only on Ku band data. The waveform repetition frequency is in general around 20 Hz except for Topex (10 Hz) and AltiKa (40 Hz). The number of waveform bins varies from 64 for the older altimeters to 128 for the new ones. The nominal track point, corresponding to the sea surface, is in general set at 32.5 except for Envisat (43) and AltiKa (52). The noise part of the waveform ranges from bin 1 to the track point. Because of the effect of waves on the waveform leading edge, the noise level in the five to eight bins before the track point is too high for a good detection and those bins are thus not used. The first three to eight bins can also present a high noise level mainly because of spectral leakage during the onboard processing and cannot be used. For AltiKa, the first 13 bins are set to zero on board and are thus not considered. The bins used for detection are given in Table 2.

The noise level of the usable bins is a crucial parameter for the stability and quality of the detection. It has been monitored over the lifetime of the instruments and is remarkably stable for all altimeters except for Topex. Indeed, starting in 1996, the aging of the Topex altimeter degraded the performance of the sensor and lead to a strong increase of the noise level (see Figure 1) that also slowly degraded the performances of iceberg detection. In 1999, the switch to the backup Topex (side B) instrument was made necessary. From 1996 to 1999, the Topex noise level is too high for the data to be used for iceberg detection. As the characteristics of Topex A and B are sensibly different, they have been considered as two different altimeters. After March

2012 until its loss in June 2013, Jason-1 was placed on a geodetic orbit at 1324 km altitude with a repeat period of 406 days. Because of the change of sampling pattern, it is considered as a different mission in the database (Jason-1B).

Table 2. Detection Parameters for the Different Altimeters

Altimeter	Waveform Usable Bins	1 Hz σ_0 Calibration Versus Jason-1 (dB)	σ_0 Calibration 20 Hz	A_{SW} km ²
ERS-1	6-26	2.7	0.4	19.8
ERS-2	6-26	2.7	0.3	19.8
Topex	8-26	2.4	0.4 (A), 0.2 (B)	28.5
Jason-1	5-24	0	0	34.8
Envisat	7-39	2.9	0.3	41.2
Jason-2	3-24	0	-0.6	37.7
Cryosat	6-25	0.42	0	19.2
ALTIKA	14-45	2.5	-2.0	26.3
HY2A	2-24	1.86	-1.0	23.7

2.2. Intercomparison of Data Sets

To obtain a continuous and homogeneous 23 year time series using nine different instruments, the

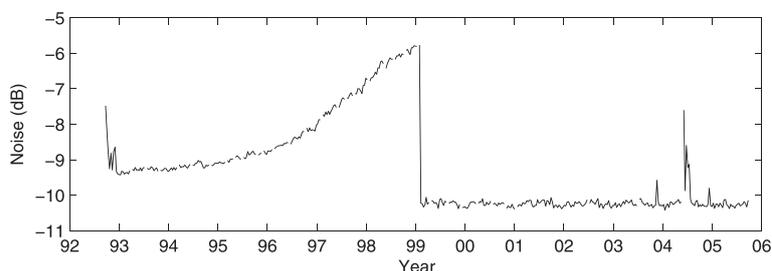


Figure 1. Mean noise of the usable bins of the Topex waveforms estimated for each 10 day cycle.

data have been intercalibrated. First, the backscatter coefficients of each altimeter, except Cryosat, HY2A, and Altika, were calibrated versus Jason-1 using the 1 Hz calibration coefficients of *Queffelec* [2013] presented in Table 2. The Cryosat, HY2A, and Altika coefficients come from the calibration studies versus Jason-2 of *Scharroo et al.* [2012], *Raynal* [2014], and *Thibaut and Steunou* [2013], respectively. Figure 2 presents the nine probability density functions (pdf) of iceberg backscatter. The pdfs separate into two main groups corresponding to polar orbiting satellites (800–900 km orbits) and to the Topex-Jason series at 1300 km altitude. The pdfs are almost identical for Jason-1(B) and Jason-2 as well as for ERS-1 and ERS-2 whose sensors

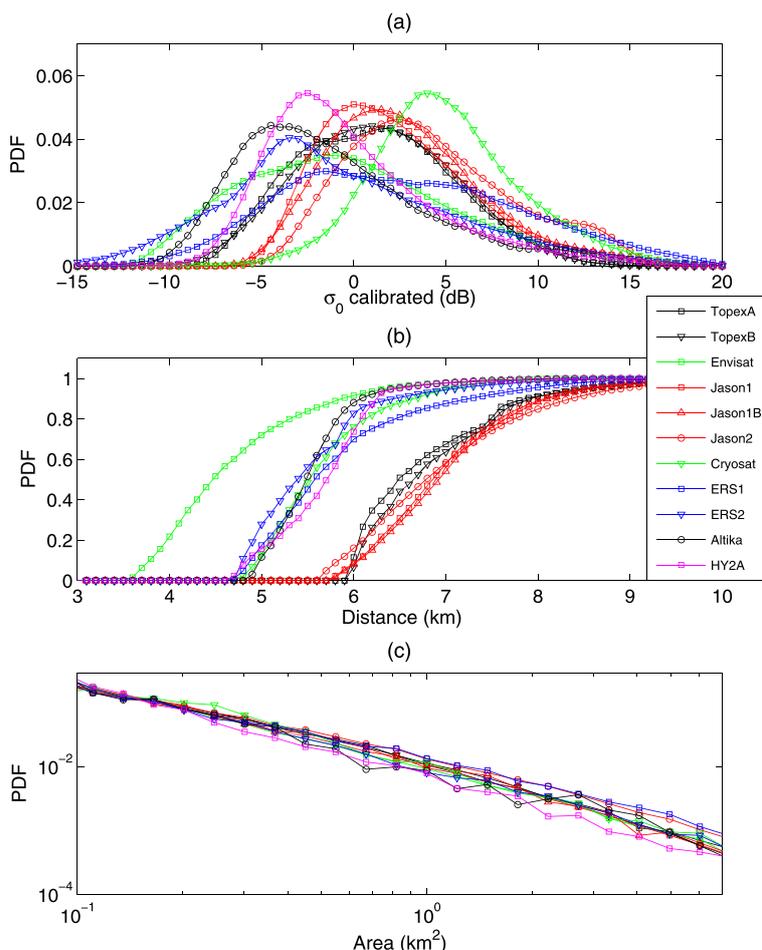


Figure 2. Probability density function of (a) icebergs backscatter, (b) cumulative density function of distance from nadir, and (c) probability density function of area.

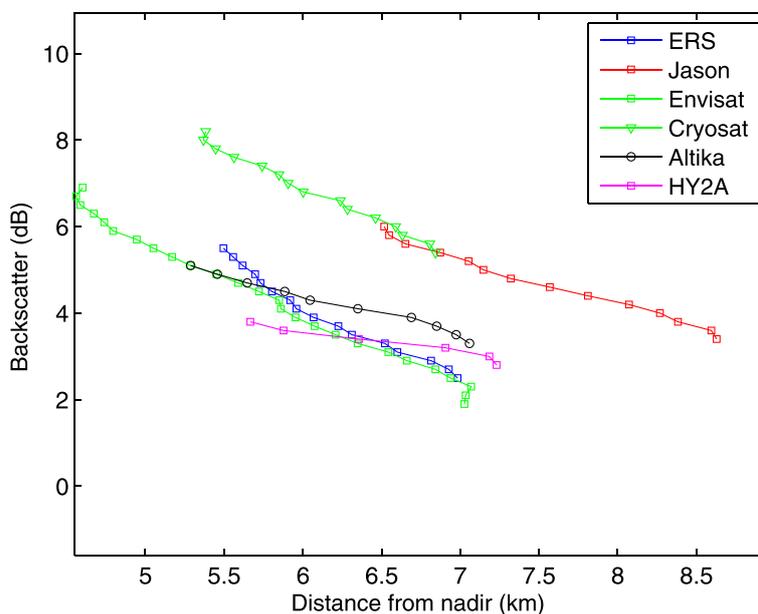


Figure 3. Modeled backscatter of a 1 km² iceberg as a function of distance from nadir for the different altimeter.

characteristics are almost identical. The shape of the pdf depends on the number of bins used for detection; a larger number corresponding to a larger range of backscatter. The differences of pdfs also result from the difference of backscatter from a given iceberg depending on the satellite and sensor characteristics as shown in Figure 3 which presents the backscatter of a 1 km² iceberg as a function of distance from nadir from the model functions (see Appendix B) used to infer iceberg area from range and backscatter. The backscatter for Topex/Jason and Cryosat satellites is about 2 dB larger than that for other ones. A second backscatter calibration was also estimated by adjusting the pdf of area versus Jason-1. These corrections, also given in Table 2, are significant only for HY2A and Jason-2. Altika correction takes into account the backscatter difference over ice between Ka and Ku bands estimated by Rémy *et al.* [2015].

The cumulative distributions of distance from nadir presented in Figure 2b also clearly separate into two main groups corresponding to satellite altitude. The distribution's width depends on the number of bins used for detection and on the bin width (see Appendix C). It is maximal for Envisat. The surface normalization coefficients, estimated using equation (C4), used to compute the volume of ice are given in Table 2.

The distributions of iceberg area, presented in Figure 2c, show the very good agreement between the different altimeters. Each distribution has been fitted by lognormal and power law distributions (see Appendix D). Only area larger than 0.1 km² have been considered to limit the effect of the differences of sensor's sensitivity for

very small icebergs. The parameters of the fitted laws are given in Table 3 as well as the number of detected icebergs. The power law slopes vary from -1.23 to -1.49 with a mean value of -1.39 while the μ and σ parameters of the lognormal laws vary from -0.86 to -1.75 and 1.66 to 2.08 , respectively with means of -1.18 and 1.84 . Considering the large differences in the number of detected icebergs, which varies by more than a factor 10, and the natural variability of icebergs during the different period of operation of the nine missions, the distributions are in good agreement and can be considered as representing a homogeneous population.

Table 3. Analysis of the Icebergs Area Distributions: Parameters of Fitted Lognormal and Power Laws Distributions

	Number of Iceberg	Lognormal		Power Law Slope
		μ	σ	
ERS-1	7,683	-0.95	2.08	-1.23 ± 0.02
ERS-2	18,424	-1.28	1.95	-1.36 ± 0.02
Topex A	4,508	-1.12	1.79	-1.42 ± 0.02
Topex B	28,208	-1.11	1.74	-1.43 ± 0.03
Jason-1	60,471	-1.18	1.79	-1.41 ± 0.02
Jason-1B	3,050	-1.11	1.74	-1.43 ± 0.04
Envisat	52,729	-1.31	1.89	-1.39 ± 0.01
Jason-2	22,156	-0.86	1.88	-1.28 ± 0.02
Cryosat	3,310	-1.03	1.66	-1.44 ± 0.02
ALTIKA	2,907	-1.34	2.00	-1.35 ± 0.05
HY2A	19,366	-1.75	1.68	-1.49 ± 0.02

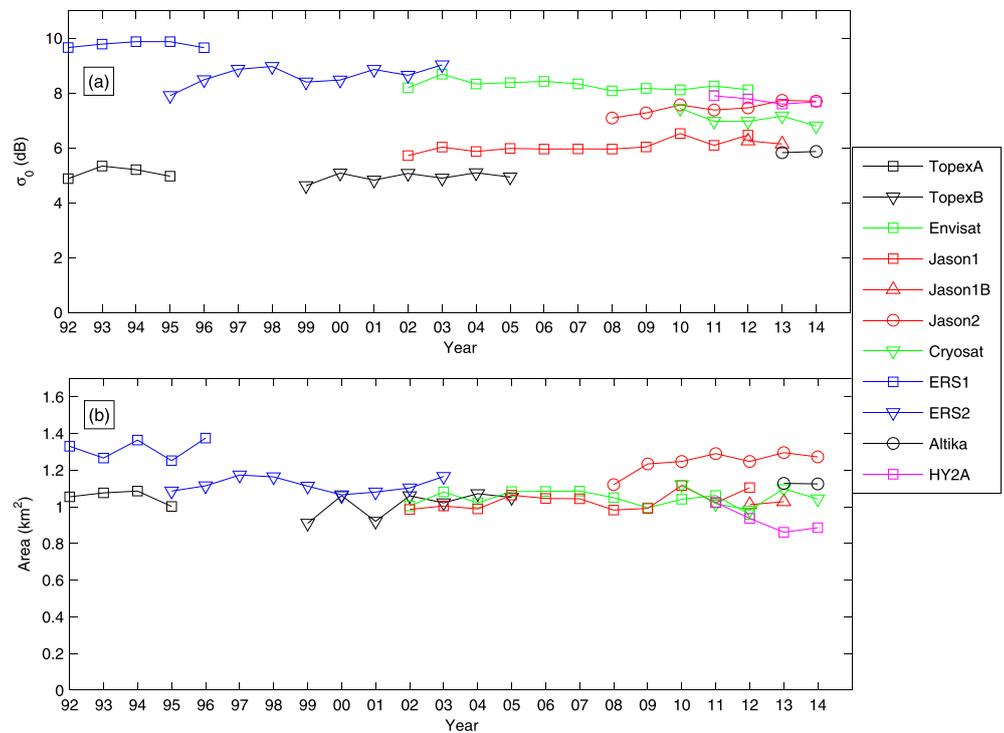


Figure 4. Evolution of the (a) mean annual backscatter and (b) area.

The data sets homogeneity and the detection stability were further ensured by monitoring the variability of the mean annual backscatter and area (presented in Figure 4). Over the missions' lifetime, backscatter varies by less than 1 dB while the area by less than 0.2 km². No significant drifts over time were detected for both parameters.

2.3. Volume of Ice

2.3.1. Volume of Ice by Altimeter

The monthly volume of ice in open sea was computed for each altimeter over a regular 100 km resolution polar grid using the method presented by *Tournadre et al.* [2012] and detailed in Appendix C. For some months, the volume of ice cannot be estimated because of the degrading of the sensor (TopexA) or of the loss of data (ERS-2, early 2001). The monthly total volume of ice and the volume North of 66°S, for a better intercomparison with the Topex/Jason series, are presented in Figure 5. The mean difference of monthly total volume of ice from the different altimeters during their common time of operation is presented in Table 4. For missions with similar sampling and sensor characteristics such as Jason-1 and Jason-2 or ERS-2 and Envisat, the mean difference is less than 5 km³/month. For other missions, it is between 3.3 and 21.5 km³/month. The maximum of 21.5 km³ between HY2A and Jason-2 represents 19.6% of the mean monthly volume. This is smaller than the 26% uncertainty on ice volume estimated by *Tournadre et al.* [2012] from Jason-1 data. Some large differences of monthly volume can be seen in Figure 5 in early 2000 or in 2004. They all involve Topex and can be related to the fact that it provides significantly less data because of its lower waveform repetition frequency (10 Hz) and of its time-sharing mode of operation with the Poseidon altimeter (not processed) which operates 10% of the time. This leads to a higher uncertainty on volume estimate. However, the overall intercomparison of volume estimates shows, considering the sampling and sensor characteristic differences of the nine missions, an agreement good enough to allow the merging of the different volume estimates.

2.3.2. Merging the Different Altimeters

The nine volume estimates were merged to produce a homogeneous time series covering the 1992–2014 period. The merged product is obtained by a weighted sum of the individual products, i.e.,

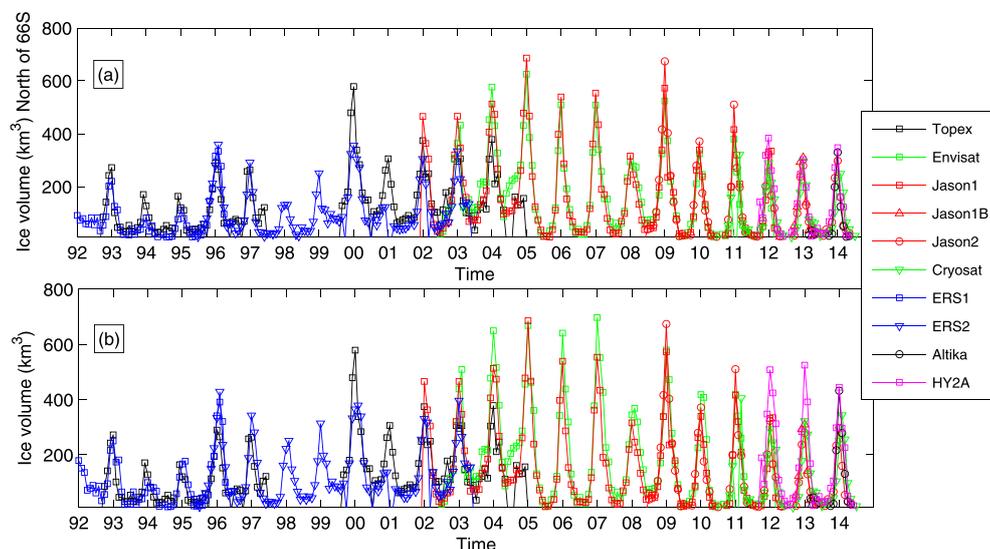


Figure 5. Monthly total volume of ice in open sea from each altimeter on a regular 100 × 100 km² polar grid (a) North of 66°S and (b) for the entire Southern Ocean.

$$V_m(i, j, t) = \sum_{l=1}^n V_l(i, j, t) * w_l \tag{1}$$

where the weights w_l are given by

$$w_l = \frac{N_S^l(i, j, t)_i}{\sum_{k=1}^n N_S^k(i, j, t)} \tag{2}$$

where N_S^l is the number of valid data for satellite l and n is the number of available satellites.

3. Large Iceberg Databases

The NIC Southern Hemisphere Iceberg database (available at <http://www.natice.noaa.gov>) contains the position and size (length and width) estimated by analysis of visible or SAR images of icebergs larger than 10 nautical miles (18.5 km) along at least one axis. It is updated weekly. Every iceberg is tracked, and when imagery is available, information is updated and posted. The NIC assigns each iceberg a name composed of a letter indicating its point of origin and a running number. The letters used are as follows: A, longitude 0°–90°W (Bellingshausen Sea and Weddell Sea); B, longitude 90°W–180° (Amundsen Sea and Eastern Ross Sea); C, longitude 90°E–180° (Western Ross Sea and Wilkes Land); and D, longitude 0°–90°E (Amery Ice Shelf and Eastern Weddell Sea).

Table 4. Intercomparison of the Monthly Total Volume (in km³/Month) of Ice in Open Sea From the Different Altimeters During Their Overlapping Operation Time

	Topex	ERS-1	ERS-2	Envisat	Jason-1	Jason-1B	Jason-2	Cryosat	Altika	HY2A
ERS-1	6.3									
ERS-2	16.6	17.6								
Envisat	14.6		0.7							
Jason-1	4.0		2.4	11.0						
Jason-1B										
Jason-2				7.1	4.8	12.9				
Cryosat				1.5	20.6	14.5	10.2			
Altika							8.9	3.3		
HY2A							4.1	21.5	6.9	14.5

The BYU Center for Remote Sensing maintains an Antarctic Iceberg Tracking Database (<http://www.scp.byu.edu/data/iceberg/database1.html>) for icebergs larger than 6 km in length [Stuart and Long, 2011]. Using six different satellite scatterometer instruments, they produce since 1992 a track database that includes icebergs identified in enhanced resolution scatterometer backscatter images. The initial position for each iceberg is located based on a position reported by NIC or by the sighting of a moving iceberg in a time series of scatterometer images. The iceberg name is the NIC one except for those detected in scatterometer data only that are named UK (for “unknown”). Figure 9c presents all the iceberg locations between 1 January 1992 and 31 December 2012 used in this study.

The database of volume of large icebergs compiled by Tournadre *et al.* [2015] covers the 2002–2012. It is based on the combined analysis of the NIC/BYU icebergs trajectories and the archive of Jason-1, Jason-2, and Envisat waveform altimeters. It contains the daily position, mean free-board, length, width, area, and volume of the NIC/BYU icebergs. For the 2002–2012 period, among the 309 identified icebergs, 113 are common to NIC and BYU databases and 196 are “unknown.”

4. Unified Iceberg Size Distribution

Several studies have been published presenting the size distribution of small Antarctic icebergs (length smaller than some kilometers) using ship observations [Jacka and Giles, 2007; Romanov *et al.*, 2008, 2012] and satellite altimetry [Tournadre *et al.*, 2012]. Recently, Tournadre *et al.* [2015], combining altimetry and the NIC and BYU data bases, presented a size distribution for icebergs larger than 10 km in length. However, very few studies proposed a size distribution covering the whole range of iceberg size. Using a limited data set of SAR images from the Radarsat-1 Antarctic Mapping Project (RAMP) that are snapshots taken from September to October 1997 and are restricted to the near-coastal zone, Wesche and Dierking [2015] detected 6912 icebergs larger than 0.3 km². They estimated a size distribution by surface area ranges with 71.9% of icebergs from 0.3 to 1 km², 26.0% 1–10 km², 1.8% 10–100 km², 0.2% 100–1000 km², and 0.1% 1000–10,000 km².

Combining the ALTIBERG small iceberg data base with the Tournadre *et al.* [2015], large iceberg ones provides a new opportunity to estimate a general size distribution. As different sensors and methods are used to infer the size of small and large icebergs, a unified distribution cannot be estimated by simple compilation of size estimates. It is built in the following way. The probability density function (pdf) of the size of icebergs larger than 200 km² is estimated using the large icebergs database for the 2002–2012 period. The 200 km² limit corresponds to the minimum iceberg size that is systematically detected by NIC. This pdf is then multiplied by the mean number of icebergs during the period to obtain the large iceberg size occurrence. The pdf of small icebergs size is estimated from the small iceberg database for the same period and the pdf is multiplied by the mean number of small icebergs for the months of January and February that corresponds to the minimum extent of sea ice and thus to the maximum number of icebergs to obtain the occurrence of small icebergs. The two distributions are then combined to obtain a global distributions that has no data in the 8–200 km² range. Figure 6 presents these experimental distributions. Both the small and large iceberg distributions follows well power laws of slope -1.41 ± 0.10 and -1.51 ± 0.95 , respectively. The two distributions are quite remarkably aligned and present very similar slopes. It can thus be reasonably assumed that the global distribution also follows a power law, i.e., that there is a scale invariance of fracture and fragmentation processes in icebergs. The slope of the global fitted law is -1.52 ± 0.32 . This slope is very close to $-3/2$ that has been shown both experimentally and theoretically to be representative of brittle fragmentation [Astrom, 2006; Spahn *et al.*, 2014].

The -1.52 power law approximation gives a size distribution by range of 77% for icebergs <1 km², 17% for 1–10 km², 4.8% for 10–100 km², 1.5% for 100–1000 km², and 0.4% for 1000–10,000 km² (see Figure 6). This distribution agrees relatively well to the Wesche and Dierking [2015] one. However, it has less icebergs in the 1–10 km² range and more icebergs larger than 10 km². The RAMP data set is limited to coastal zones and does not cover the open ocean where most of the small icebergs are located leading to an underestimation of small icebergs while the number of large icebergs (NIC ones) significantly increased between 1997 (the RAMP period) and 2002 as already reported by Long *et al.* [2002] leading to an underestimation of the number of large icebergs. The power law can also be used to estimate the contribution of the different range of icebergs to the total surface, i.e., 0.9% <0.1 km², 2.5% 1–10 km², 7.4% 10–100 km², 22.2% 100–1000 km²,

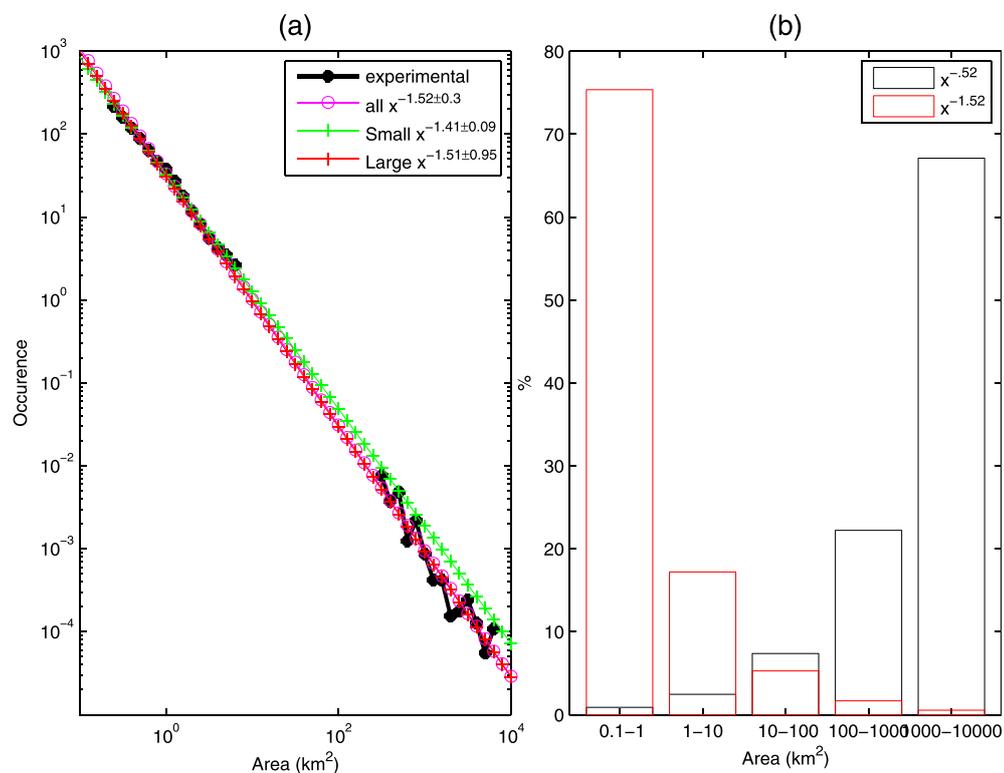


Figure 6. (a) Experimental size distribution (black line) and fitted power laws (small red line, large magenta line, and all green line) and (b) percentage of the total number of icebergs (red line) and of the total surface (black).

and 67.1% 1000–10,000 km². Assuming in a very crude first-order approximation that all icebergs have the same free-board, this distribution gives an idea of the general ice volume partition as a function of size and shows that large icebergs are the main vector of ice transport.

5. Analysis and Discussion

5.1. Temporal Variability: Impact of Sea Ice

The monthly volumes of ice are presented in Figure 8 as well as the volume in the three ocean basins: South Atlantic (SA) (70°W–30°E), South Indian (SI) (30°E–150°E), and South Pacific (SP) (150°E–70°W). The detection of small icebergs by altimeter being limited to open sea, the sea ice extent strongly conditioned the number of icebergs that can be detected and thus the volume of ice. The strong apparent seasonal cycle of volume primarily reflects the sea ice extent one, with maximums and minimums during the austral summer and winter, respectively. The time series of sea ice extent and volume in the Southern Ocean and in the three ocean basins are presented in supporting information Figure S1. Their correlation is -0.66 for the Southern Ocean showing a medium anticorrelation. It is only -0.45 for the Southern Indian. Figure 7 that presents the monthly anomalies of sea ice extent and volume clearly shows no direct correlation between the two series for all basins. The maximum correlation is only 0.16 for the Southern Indian and almost nil for the Southern Ocean and SP. Furthermore, the cross-correlation analysis of the anomalies presented in supporting information Figure S2 does not show any significant correlation for time lags less than 12 months.

As a consequence, it can be estimated that the large interannual variability of volume observed in the time series does not result from the interannual variability of the sea ice extent. The monthly summer maximum for each year presented in Figure 8b can be considered in a first-order approximation as the total volume of ice available during 1 year. It increases from about 150 km³ in the 1990s to 750 km³ in 2004 then decreases to 420 km³ in 2014 in what can appear as an apparent 10 year cycle. The winter minimums are in general almost negligible but reached 130 km³ in 2004. The large volume of ice observed in the different basins for

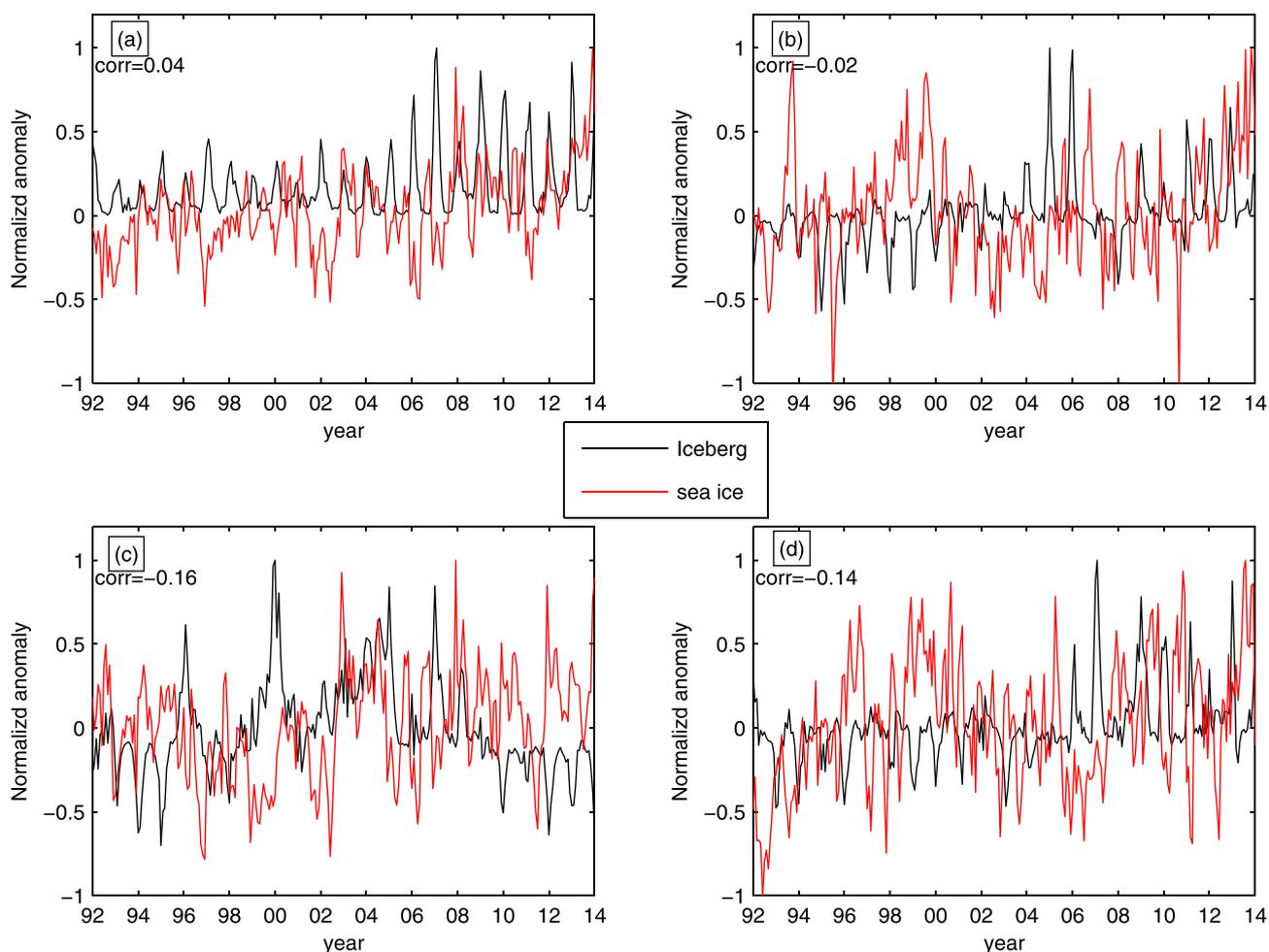


Figure 7. Normalized monthly anomalies of the sea ice extent and volume of small iceberg in open sea for the (a) Southern Ocean, (b) Southern Atlantic, (c) Southern Indian, and (d) Southern Pacific.

some years can sometimes be clearly associated with the northward drift and fragmentation of very large icebergs; for example: in SA, A22B, and B10A in 2000 and A32A in 1996, in SP C19A and B15A in 2007–2009, in SI, C20 in 2005–2006.

The Southern Ocean interannual variability and the three ocean basins ones are not in phase and years of global maximums can correspond to local minimums for a given basin like 2007 for SA or 2010 for SI. The distribution patterns can also significantly change from year to year. It can be easily seen in the mean annual distribution for the 23 years presented in supporting information Figures S3 and S4.

Over the 23 year period, SA is the main region of freshwater input into the ocean and represents 42% of the total volume of ice while SI and SP represent 22% and 35%, respectively. However, although SA is largely preponderant before 2004 with more than 50% of total ice, its contribution constantly decreases after 2004 to less than 30% after 2008 while SP accounts for about 50% after 2009 from 30 to 40% before.

The overall volume variability at least partially reflects the variability of the number of large icebergs as detected by NIC and BYU. The increase of volume between 1992 and 2004 is clearly associated with the large increase of the number of large icebergs already reported by Long *et al.* [2002]. Similarly, the decrease of the volume in SA after 2004 corresponds to a decrease of the large icebergs number in this basin. But the increase of large icebergs in SI after 2004 does not result in a significant increase of volume in SI. The

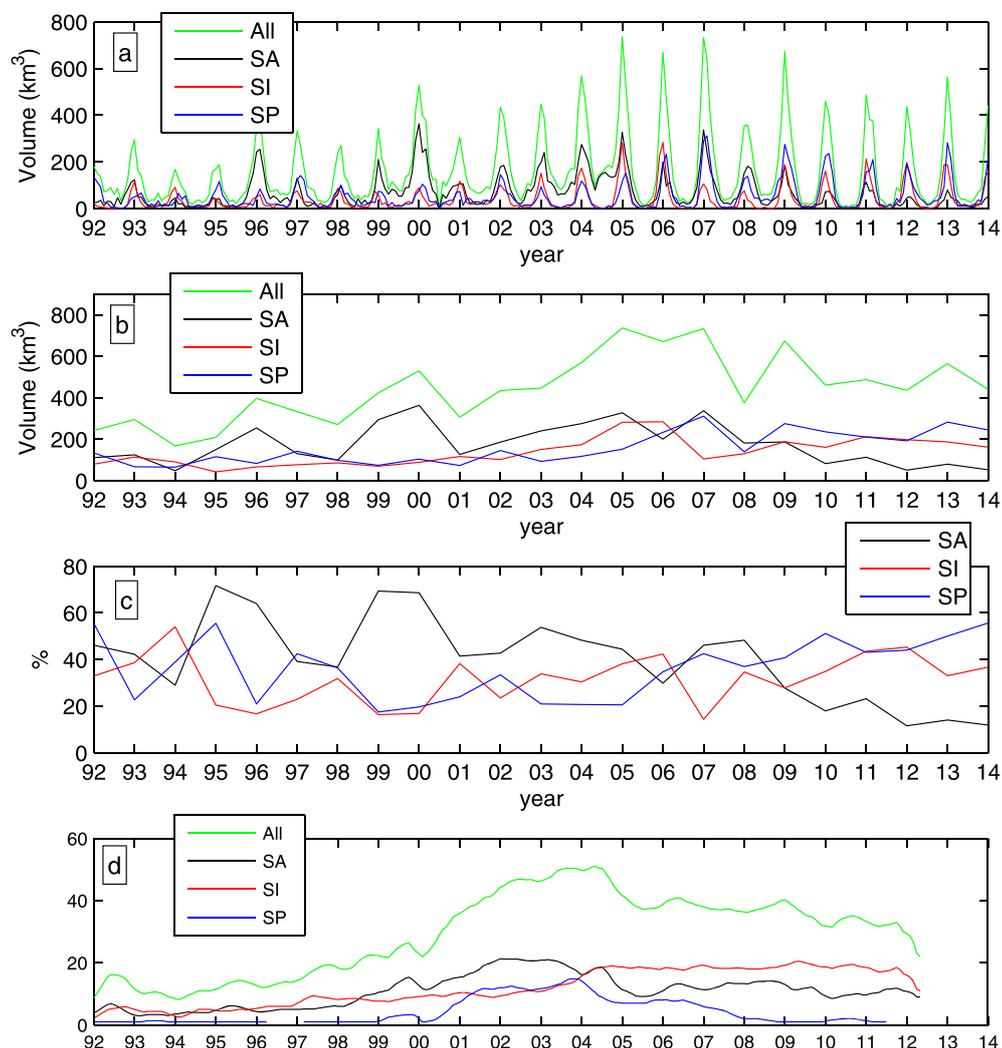


Figure 8. (a) Monthly total volume of ice in open sea by ocean basins, (b) maximum yearly volume of ice in open sea, (c) proportion of total volume by ocean basins, and (d) number of large NIC/BYU icebergs.

number of large icebergs cannot in itself explain all the small icebergs volume variability and the volume of ice of these large icebergs has to be considered.

5.2. General Patterns of the Distribution of Ice

The 12 year average monthly volume of ice presented by *Tournadre et al.* [2012] was based on the analysis of the Jason-1 archive alone and was thus limited to the north of 66°S. The new 23 year average of the summer (January–March) volume of small icebergs (<8 km²) in open sea, presented in Figure 9, besides having a better statistical significance, allows a complete characterization of the ice distribution. The average volume for the four seasons is given in supporting information Figure S5. The grid points for which there is more than 11 months of sea ice per year in average during the 1992–2014 period are not considered. The distribution presents the three characteristic regions of maximum concentration, one in each ocean corresponding to the three main gyres (Ross, Weddell, and Kerguelen) of the general Southern Ocean circulation [*Orsi et al.*, 1995; *Jacobs et al.*, 2002; *McCartney and Donohue*, 2007; *Gladstone et al.*, 2001]. The maximum concentration is found in the Southern Atlantic Ocean (SA), in what has been called the “Iceberg Alley,” and in the Southern Indian Ocean (SI) where it can exceed 1 km³/month. In tSA, the region of concentration larger than 0.5 km³/month extends from Graham Land (~60°W) to the west to almost 10°W to

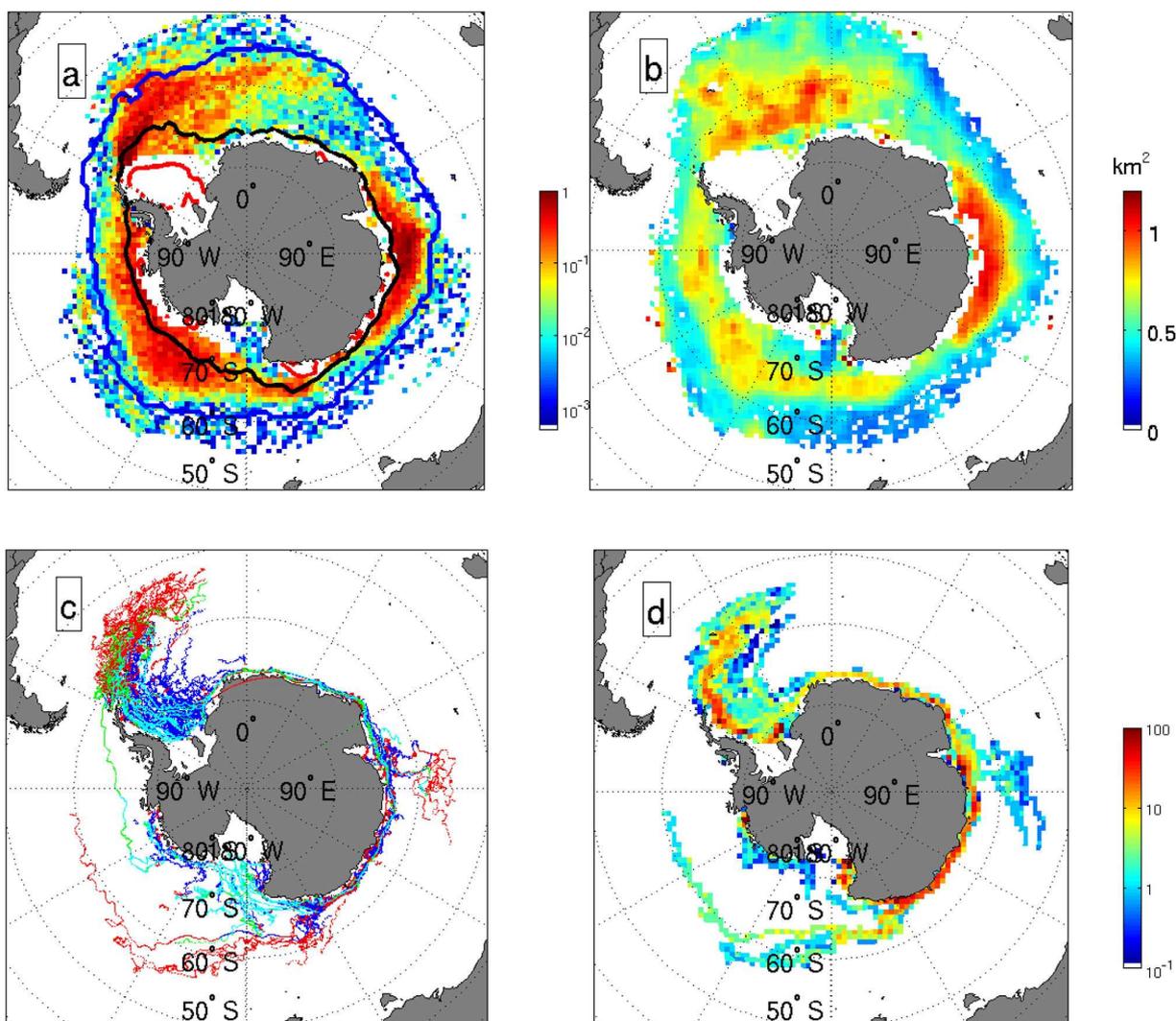


Figure 9. (a) Mean monthly volume (in km^3 per month per grid cell of $100 \times 100 \text{ km}^2$) of small icebergs in open sea from 1992 to 2014 (the black, red lines indicate the mean maximum and minimum summer sea ice extent for the period from the SSM-I sea ice concentration data and the blue line indicates the mean annual maximum sea ice extent), (b) mean iceberg area 1992–2014, (c) trajectories of large icebergs from 1992 to 2012 from the NIC and BYU databases (trajectories within sea ice after 2002, blue lines; in open sea after 2002, red lines; within sea ice before 2002, light blue lines; and in open sea before 2002, green lines), (d) mean monthly volume (in km^3 per month per grid cell of $100 \times 100 \text{ km}^2$) of large icebergs from 2002 to 2012. Figures 9a, 9b, and 9d fields are computed on a $100 \times 100 \text{ km}^2$ polar grid.

the east. A secondary maximum zone of lower concentration ($>0.1 \text{ km}^3/\text{month}$) extends along $58\text{--}59^\circ\text{S}$ up to 10°E . This pattern shows the importance of the recirculation of icebergs within the eastern branch of the Weddell gyre along the Antarctic continent [Klatt *et al.*, 2005]. Between 40°W and 30°E , the zone of high concentration extends much further north than the maximum sea ice extent and reaches 50°S . A weak relative maximum near $25\text{--}30^\circ\text{W}$ confirms the observations of Schodlok *et al.* [2006] that the general iceberg drift in the Weddell Sea presents two distinctive patterns one to the west of 40°W where the icebergs drift close to the Antarctic Peninsula and a second weaker one, east of 40°W , corresponding to icebergs drifting in the Central and Eastern Weddell Sea.

The SI maximum, described in previous studies based on shipborne observations [Jacka and Giles, 2007; Romanov *et al.*, 2008], extends from the Enderby land to the west ($\sim 60^\circ\text{E}$) to the Mertz Glacier to the east ($\sim 145^\circ\text{E}$). The maximum concentration is found between 60°E and 120°E and results from the calving from Amery, Shackleton, and West Ice shelves and from the westward drifts of the icebergs in the coastal current

[Romanov *et al.*, 2008]. The icebergs remain confined along the continent except between 85°E and 115°E where the distribution extends north to 60°S as a result of the ocean circulation over the Kerguelen Plateau. The distribution is precise enough to allow the detection of small local maximums near emissary glaciers such as Mertz (144°E) and Ninnis (147°E) or near the Cook Ice shelf (150°E).

In the Southern Pacific (SP) Ocean, the volume maximum is lower than that in SI and SA at $\sim 0.5 \text{ km}^3$ and extends from 180°W to 90°W. The eastern limit is much further east into the Bellinghausen Sea than the typical 130°W eastern limit of the Ross gyre [Riffenburgh, 2007] and might reflect the presence of gyres in the Amundsen and Bellinghausen Seas indicated by models studies [Grotov *et al.*, 1998]. The local maximum present near the Balleny islands (163°E) corresponds to icebergs drifting along the Victoria Land coast, exiting the Ross Sea around Cap Adare and turning eastward [Keys and Fowler, 1989; Glasby, 1990]. Calving from the Pine Island (100°W) and Land (142°W) glaciers, and from the Nickerson (145°W) and Wilkins ($\sim 72^\circ\text{W}$) ice shelves, although of limited extent, is clearly visible. The iceberg concentration north of the maximum annual sea ice extent in SI and SP is low but still significant and corresponds to northward excursions of large icebergs caught in the Antarctic Circumpolar Current.

Figure 9c, which presents the NIC/BYU iceberg tracks from 1992 to 2013, clearly shows that small icebergs cover much larger regions of the Southern Ocean than large ones. Vast regions free of large icebergs, such as the North-Eastern Weddell Sea or the Bellinghausen Sea, contain significant amounts of ice, sometimes as high as $0.5 \text{ km}^3/\text{month}$, transported by small ones.

The mean iceberg area (see Figure 9b) decreases with decreasing latitude reflecting the melting and deterioration of icebergs during their northward travel into warmer waters. The largest ones are observed in SI Ocean near the Shackleton (60°W) and Amery (70°W) ice shelves, most probably because these calving zones are the northernmost leading to a more rapid retrapping of icebergs by sea ice, which increase their lifetime by limiting their open water travel and their deterioration. The size of the ice shelves located in this region may also influence the size of the icebergs although we lack of measurements to ascertain this fact. In SP, the mean area is significantly smaller than that in the two other basins, indicating that icebergs travel over larger distances and/or longer period in warmer water. In the SP and SI, some regions north of the maximum sea extent (around 60°S) are characterized by icebergs of quite large mean area that correspond to fragmentation of large icebergs drifting north.

6. Small-Large Icebergs Relations

Although small icebergs can calve directly from Antarctic ice shelves or glaciers, the major part results from the dislocation and breaking of large icebergs and many examples of this process can be found in satellite visible or SAR images. The Antarctic total calving flux has been estimated Rignot *et al.* [2013] and Depoorter *et al.* [2013] at 1265 ± 141 and $1321 \pm 44 \text{ Gt yr}^{-1}$, respectively. Tournadre *et al.* [2015] using the NIC and BYU data base and altimeter data estimated the calving flux by icebergs larger than 200 km^2 at $960 \pm 72 \text{ km}^3 \text{ yr}^{-1}$ (thus 850 Gt yr^{-1} assuming a 0.89 g/cm^3 ice density). Although the periods of analysis of these studies are different they can be used to estimate the order of magnitude of the calving of icebergs smaller than 200 km^2 should be of the order of 450 Gt yr^{-1} . Using the distribution of volume per iceberg size range presented in section 4, icebergs smaller than 8 km^2 represent less than 25% of this volume, i.e., 112.5 Gt yr^{-1} . This value is, except for some years, significantly smaller than the summer maximum (200–700 Gt) estimated by the altimeters. Fragmentation of large icebergs is most probably the main mechanism of generation of small icebergs. After their calving from large ones, small icebergs can either drift in open sea and melt or be trapped in sea ice and later released losing their direct connection with their “parents.”

6.1. Distance Between Small and Large Icebergs

The distance between small icebergs and the nearest contemporary NIC/BYU large iceberg is used as a proxy to estimate the distance over which small icebergs traveled away from their source of origin. The geographical distribution of the proportion of small icebergs further than 500 km (median value of the distance) from large ones, presented in Figure 10, reveals two main regimes. The first one found in the Scotia Sea (between the Antarctic Peninsula and the South Georgia Island), along the Antarctic coast in the SI ocean, and in the Amundsen Sea, is characterized by a proximity between small and large icebergs, indicating that in these areas small icebergs calved either from large ones or from the same regions of Antarctica,

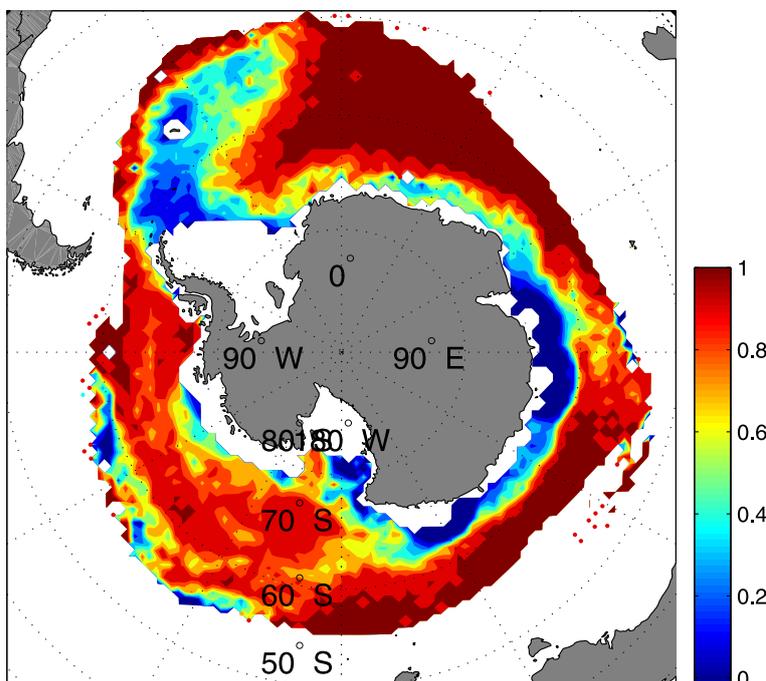


Figure 10. Proportion of icebergs distant by more than 500 km from a contemporary large one.

and/or drift along similar paths. This proximity is particularly clear in SP along 57°S where small icebergs result from the fragmentation of two large icebergs, C19A and B15A, that traveled north in 2008–2010.

The second regime corresponds to “free drifting” small icebergs that cannot be directly associated with a large one. Over vast zones of the Southern Ocean like the Ross, Bellinghousen, or Eastern Weddell Seas, the transport of ice and thus the freshwater flux result almost exclusively from small iceberg drifting over large distance, sometimes thousands of kilometers, from their calving sources, ice shelves, or most probably large icebergs.

The total volume of ice and the volumes for “close” and “free drifting” icebergs in the Southern Ocean and in the three basins are presented in Figure 11. The plots show the chaotic nature of ice distribution and the decorrelation between the total volume and its partition between the three basins. Over the whole period, 59% of the total volume (35% SA, 61% SI, and 78% SP) is transported by “free drifting” icebergs, which shows their importance to estimate the freshwater flux in the Ocean. However, before 1998 when the number of large icebergs is low, they represent more than 65% of the volume, but for most of the 2000s, this proportion drops to below 50%. The situation is more contrasted when considering the ocean basins. In SA, large icebergs frequently drift northward and free drifting icebergs represent only 35% of the volume but more than 50% before 2001 when the number of large icebergs is low and about 20% after. In SI, free drifting icebergs represent more than 70% of volume before 1999 and in 2010–2011 and about 35% between 2000 and 2010. In SP, the proportion is about 80–90% 1997–1998 and 2008–2009 when large icebergs drift north.

6.2. Relation Volume of Ice

The distance analysis gives only an insight into the relative positions of large and small icebergs but not into the transfer of ice from large to small icebergs. A simple method to analyze the relation between the volume of small and large icebergs is a correlation analysis. Figure 12 presents the normalized time series of small and large icebergs volumes for the Southern Ocean and the three basins during the 2002–2012 period. Only the large icebergs present in open water have been considered for a better comparison. The

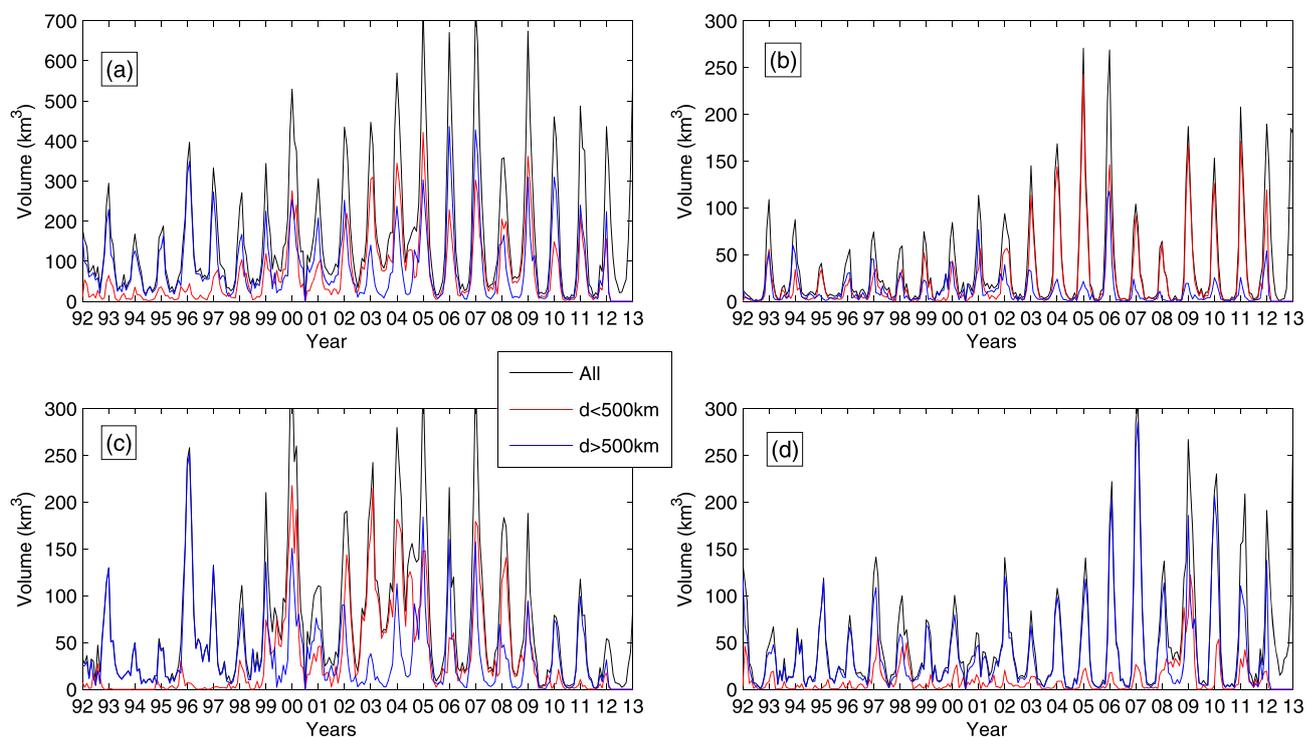


Figure 11. Total volume of ice in open sea (black lines), volume of ice in open sea for icebergs distant by less than 500 km from a large one (red lines) and by more than 500 km (blue lines) for the (a) Southern, (b) South Atlantic, (c) South Indian, and (d) South Pacific Oceans.

overall correlation of 0.66 is large enough to confirm that a large proportion of small icebergs originate from large ones. However, in SA, where vast zones contain only free drifting icebergs, the correlation is almost nil showing that no simple direct relation exists between the volumes of small and large icebergs. In SI and SP, the correlation is medium at about 0.5. This analysis shows that the main general mechanism of generation of small icebergs detected in open water is the fragmentation of large ones. However, small icebergs can drift over long time and distances and can be trapped within sea ice and their paths can significantly differ from those of large icebergs, which strongly conditions their distribution and limits the direct correlation between the volumes of ice.

Cross-correlation analysis allows to measure the similarity of two time series as a function of time lags between them. Three cases are considered, all icebergs and “close” and “free drifting” ones (see figure 13). To mitigate the effect of the strong apparent seasonal cycle, anomalies are considered. For the whole ocean, correlation reaches its maximum of 0.6 for close icebergs at a 3–4 month lag. The generation of small icebergs by fragmentation of large ones takes thus several months to attain its maximum efficiency. For free drifting icebergs, maximum correlation is only 0.4 and is observed at a 12 month lag indicating that at least part of these icebergs results from large ones breaking that are then trapped within sea ice and later released. The cross-correlation analysis in the different basins reveals again very different situations. In SA, correlations are low and always below 0.5. Within this basin, large and small icebergs travel along similar paths especially within the “iceberg alley” while “free drifting” ones are present in vast zones and the analysis shows no clear correlation between the large and small icebergs volumes. SI is mainly characterized by the westward drift of large and small icebergs within the Antarctic Coastal Current, which translates into an absence of correlation for close icebergs. The large correlation observed at lag 0 for free icebergs is quite coincidental and decreases rapidly with time. In SP, the maximum correlation of 0.55 found for close icebergs at a 5 month lag correspond to the breaking of C19A and B15A icebergs that generated large plumes of small icebergs. The correlation for distant icebergs peaks at a medium value 0.47 at a 12 month lag as for the whole ocean. The analysis shows the complexity of the transport of ice. The global volume of ice of close small icebergs is significantly correlated to the large ones volume and the fragmentation process

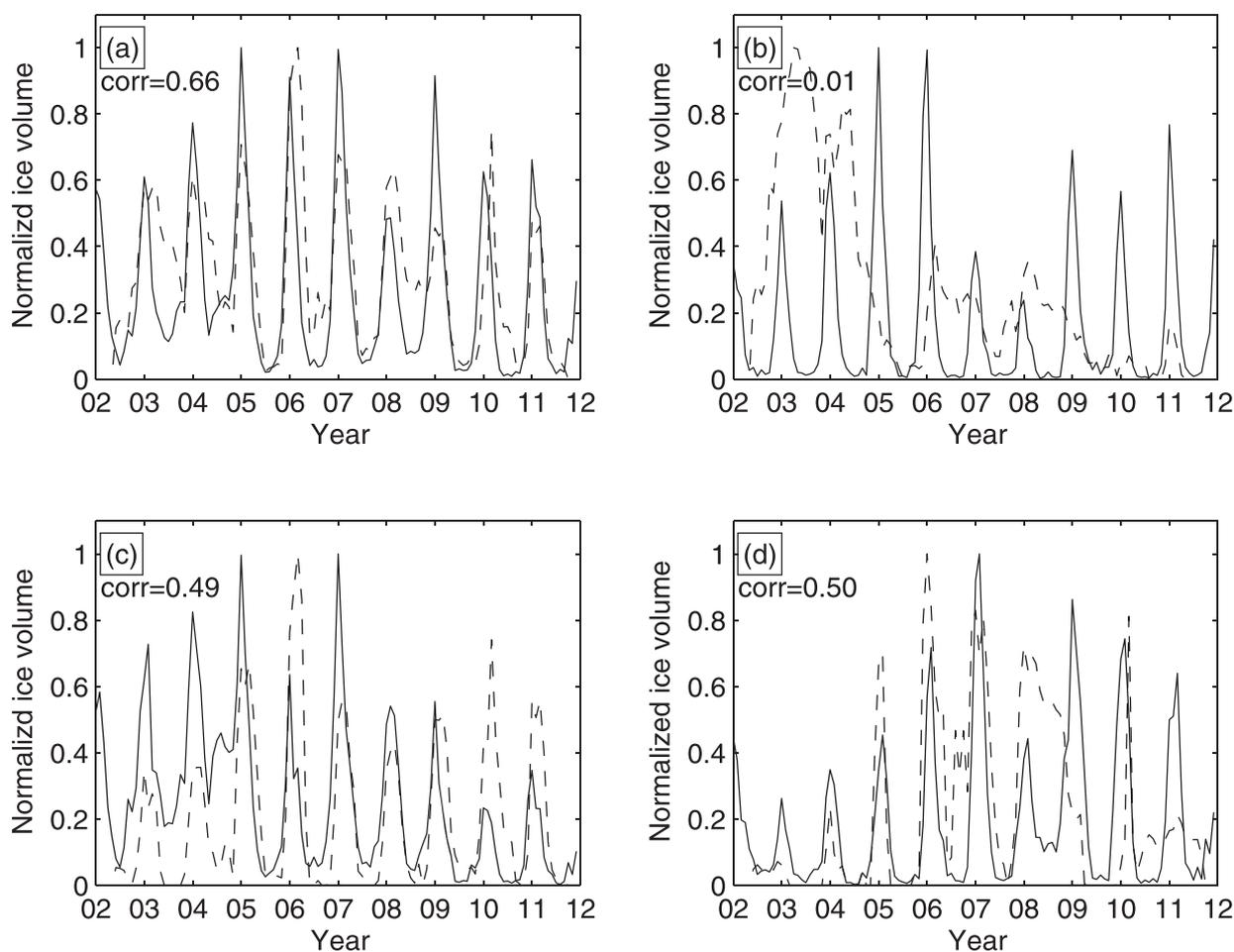


Figure 12. Volume of ice in open sea of small (solid lines) and large (dashed lines) icebergs for (a) the Southern Ocean, (b) the South Atlantic, (c) the Southern Indian, and (d) South Pacific Oceans.

takes several months to be fully efficient. The fragmentation of large icebergs certainly also generates at least part of free drifting icebergs. The time lag indicates that these icebergs are trapped in sea ice for several months. However, large and small icebergs can drift over long times and distances and they can follow very different paths. Because of these differences of trajectories, different volumes of small and large icebergs are transferred from one basin to another resulting in a decorrelation of the two volumes.

The main patterns of the transfer of ice between large and small icebergs are analyzed using the cross correlations between the large and small iceberg monthly volume anomalies. The details of the computation are given in the supporting information. For each grid point, the cross correlation between the large iceberg volume anomaly time series and the small icebergs monthly volume anomalies for all the grid points within a neighborhood of ± 2000 km in longitude and ± 500 km is computed. For each grid point, the maximum of correlation is determined as well as the associated time lag and small iceberg grid point. Only point with correlation higher than 0.55 is kept in the analysis. To avoid problems due to the lack of data when sea ice is present, only the grid points for which there is less than 6 month of sea ice are considered. This analysis is done for both close and free drifting icebergs. The maximum correlation, time lag, and distance between the large and small grid points are given in supporting information Figure S6. Figure 14 shows the main ice transfer patterns from large icebergs both close and free ones.

The close iceberg analysis clearly reveals the direct generation of small icebergs along well identified trajectories of large ones traveling north. This is especially clear in SI and SP north of 60°S and within the iceberg

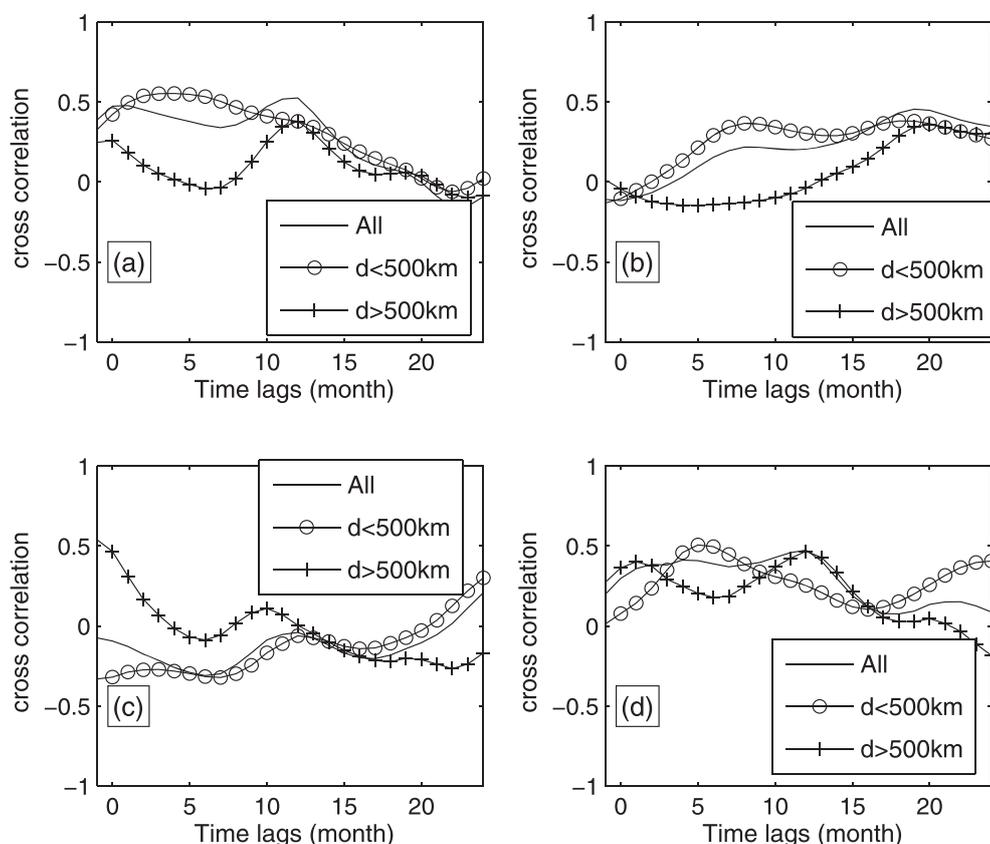


Figure 13. Cross correlation between the large and small icebergs ice volume in open sea for all icebergs (solid lines), icebergs distant by less than 500 km for a large one (circles) and by more than 500 km (crosses) for (a) the Southern Ocean, (b) the South Atlantic, (c) the Southern Indian, and (d) South Pacific Oceans.

alley. These small icebergs that break off large ones diffuse ice for several months (1–6) over several hundreds of kilometers along the large ones trajectories. As melting of small icebergs is more efficient than that of large ones because of their much larger ratio of surface of contact with sea water and volume, the fresh-water flux will strongly depends on the small icebergs distribution. This result clearly shows that large icebergs transport ice over large distance and generate plume of smaller bergs that will condition the pattern of the freshwater flux.

It should be noted that the generation of small icebergs near ice shelves is clearly visible along Eastern Antarctica between 0° and 60°E, high correlations are locally observed near emissary regions such as the Prince Harald shelves (34°E).

The cross-correlation analysis of the free drifting icebergs confirms that a significant part of free drifting icebergs results of the breaking of large ones and drift over thousands of kilometers for 6–14 months. For example, several icebergs (B10A, A22B, A38B, and B17A) ground near South Georgia Island (37°W, 54°S) and generate large plumes of small icebergs drifting eastward up to 10°E. In SP, small icebergs that broke off C19A drifted for 14 month over more than 1500 km in the Amundsen and Bellinghousen Seas. This analysis clearly shows the importance of a good representation of the long range transport of ice for ocean circulation modeling.

7. Discussions

The icebergs detection method of *Tournadre et al.* [2012] is used to process the archives of nine altimeters to create a small icebergs data base that spans more than 23 years and to calculate the monthly volume of

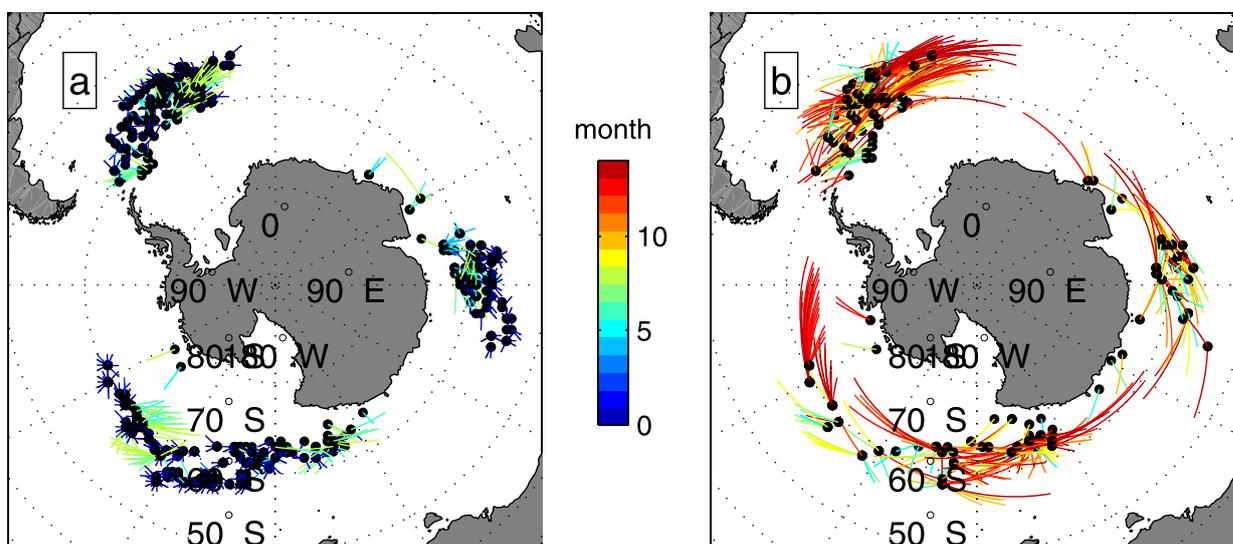


Figure 14. Cross-correlation patterns between the large and small icebergs ice volumes for icebergs distant by (a) less or (b) more than 500 km from a large one. Only points with correlation larger than 0.55 are considered. The lines link the large iceberg (marked by black stars) to the small iceberg grid cell with the highest correlation. The color indicates the time lag.

ice over a regular polar grid. The strong coherence between the different altimeters estimates of icebergs size as well as an intercalibration of volumes allows to estimate a merged homogeneous monthly climatology of small icebergs volume from 1992 to 2014.

The small iceberg ($<8 \text{ km}^2$) size distribution and the one for large icebergs ($>200 \text{ km}^2$) computed using the *Tournadre et al.* [2015] large iceberg data base follow well power laws of similar slope and can be combined to estimate a general size distribution. This unified distribution follows a power law of slope -1.52 ± 0.32 representative of brittle fragmentation [Astrom, 2006; Spahn et al., 2014]. Using this distribution and assuming in a crude approximation that all icebergs have the same thickness, small icebergs ($0.1\text{--}10 \text{ km}^2$) represent about 3–4% of the total volume while icebergs larger than 100 km^2 make up 89%. The volume of icebergs larger than about 200 km^2 has been shown by *Tournadre et al.* [2015] to decrease from $20,000 \text{ km}^3$ in 2002 to about $10,000 \text{ km}^3$ in 2012. The volume of small icebergs should therefore be of the order of $400\text{--}900 \text{ km}^3$ during this period. These values are in very good agreement with the total summer maximum of small icebergs volume estimated by altimeters. About 7–8% ($800\text{--}1500 \text{ km}^3$) of the total volume should be transported by $10\text{--}100 \text{ km}^2$ icebergs whose distribution and melting and breaking are still largely unknown because of lack of data. Sentinel-1a $20 \times 20 \text{ km}$ wave mode SAR images acquired every 100 km along track could be a very good candidate to detect and study icebergs of that size and further improve the size and volume distribution.

The general patterns of the small icebergs distribution reflect the general circulation of the Southern Ocean with maximums within the three important gyres, the Kerguelen, Ross, and Weddell gyres [Orsi et al., 1995; Jacobs et al., 2002].

As altimeters can only detect icebergs in open water, the monthly volume of small iceberg presents a strong apparent seasonal cycle that only reflects the surface of the detection area. However, the analysis of the correlation between sea ice extent and volume of ice clearly shows that there is no correlation between the two variables. The interannual variability of volume is thus independent of the sea ice extent one. The volume presents a strong interannual variability that is not in phase in the different ocean basins. This variability is only partially explained by the number of large icebergs present mainly because small icebergs can travel over very long distance and time losing their direct connection with large ones. Vast regions of the ocean, free of large icebergs, are largely populated by small ones showing their importance to estimate the freshwater flux.

Small icebergs can calve directly from Antarctic ice shelves or glaciers. However, the calving flux of icebergs smaller than 8 km^2 can be estimated to be of the order of 112.5 Gt yr^{-1} (using the *Rignot et al.* [2013] and *Depoorter et al.* [2013] calving flux estimates and *Tournadre et al.* [2015] calving flux of icebergs larger than

200 km²). This flux is significantly smaller than the summer small iceberg volume maximum (200–700 Gt) estimated by altimeters. Fragmentation of large icebergs is a major mechanism of generation of small icebergs.

The overall correlation of 0.66 between the volumes of large and small icebergs within the Southern Ocean confirms this generation process. However, the differential drift of large and small icebergs can strongly limit the correlation at basin scale. The analysis of the cross correlation as a function of the distance between contemporary small and large icebergs shows that the maximum of correlation is reached for close (<500 km) icebergs after a 3–4 month time lags, time for fragmentation to reach its maximum. For more distant small icebergs, the correlation is lower and reaches its maximum of 0.4 after 12 month showing that small icebergs can drift for long periods after having been trapped within sea ice.

The patterns of the transfer of ice from large to small icebergs have been studied by analyzing the cross-correlation patterns between large and small iceberg volumes. For icebergs close to large ones, fragmentation clearly acts as a diffuse process dispersing ice for some months over some hundreds of kilometers along large icebergs trajectories. Depending on the environmental conditions (sea temperature, current, and sea ice), small icebergs generated by fragmentation can drift for long times over thousands of kilometers losing their direct connection to their parents. However, the small and large volumes correlation for these free drifting icebergs is still significant (>0.6) over vast regions of the ocean (especially in SA). North of 65°S the cross-correlation patterns follows quite well the general Southern Ocean circulations patterns with an eastward transport of ice. This analysis shows that, over vast regions, the freshwater flux results from the melting of small icebergs originating from the breaking of large icebergs that have carried ice over thousands of kilometers and sometimes years away from their calving zones. It also shows that a sound modeling of the freshwater flux in the Southern Ocean should take into account the whole variety of processes accounting for ice transport: large-scale transport by large icebergs, fragmentation, drift of smaller icebergs, and final melting.

Further studies can be conducted using the Altiberg database such as the relationship between El Niño Southern Oscillation or Southern Annular Mode and the distribution of icebergs or the interaction between sea ice and icebergs.

Appendix A: Detection Method

The appendix summarized the detection method presented by *Tournadre et al.* [2008, 2012]. An altimeter is a nadir looking radar that emits short pulses that are backscattered by the sea surface. The altimeter measures the backscattered power as a function of time to construct the echo waveform from which the geophysical parameters are estimated [*Chelton et al.*, 2001]. The backscatter coefficient of the waveform can be expressed as a double convolution product of the radar point target response, the flat sea surface response, and the joint probability density function of slope and elevation of the sea surface [*Brown*, 1977]. The backscatter as a function of time, $\sigma(t)$, assuming a Gaussian altimeter pulse, a Gaussian antenna pattern and a Gaussian random distribution of rough-surface specular points, can be expressed as [*Barrick and Lipa*, 1985]

$$\sigma(t) = \frac{1}{2} (2\pi)^{3/2} H'' \sigma_\tau \sigma_0 \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{x}{\sqrt{2}\sigma_p} \right) \right) e^{-\frac{x}{u_b}} \tag{A1}$$

where $x = ct/2$, $H'' = H/(1+H/a)$ is the reduced satellite height, a being the earth's radius, and H the satellite height. σ_τ is the standard deviation of the altimeter pulse; $\sigma_p = \sqrt{h^2 + \sigma_\tau^2}$ where h is the RMS wave height; u_b is the antenna pattern standard deviation; and σ_0 is the target backscatter coefficient. The mean sea surface corresponds to $t = 0$. The measured waveforms are given in telemetry samples whose width is equal to the length of the pulse and the nominal track point (i.e., the sea level or $t = 0$) is shifted to the nominal track point.

A point target of height δ above sea level located at distance d from the satellite nadir will give an echo at the time t_0 , or range, defined by [*Powell et al.*, 1993]

$$\frac{ct_0}{2} = -\delta + \frac{1}{2} \frac{a+H}{aH} d^2 = -\delta + \frac{d^2}{2H} \tag{A2}$$

The target's range depends only on the orbit parameters and on the target height and distance from nadir. When the satellite flies over the target, the distance from nadir is given by

$$d = \sqrt{d_0^2 + (V_{orb}(T - T_0))^2} \quad (A3)$$

where d_0 is the minimum distance at time T_0 between the target and the altimeter ground track, V_{orb} is the satellite ground velocity, and T is the along-track time. The range is thus

$$\frac{ct_0}{2} = -\delta + \frac{d_0^2 + V_{orb}^2(T - T_0)^2}{2H''} = -\delta + \frac{d_0^2}{2H''} + \frac{V_{orb}^2}{2H''}(T - T_0)^2 \quad (A4)$$

It is thus a parabola as a function of T . For a given altimeter, all parabolas have the same focal and thus the same shape.

The echo waveform of a point target can be computed using the radar equation [Roca *et al.*, 2003]. It is of the form

$$\sigma_{target}(t) = \frac{\sigma_1}{2\pi^2 H^4 (1 + \frac{d^2}{2H^2})} e^{-\frac{u_0}{u_0}} e^{-\frac{(x+\delta-u_0)^2}{2\sigma_t^2}} \quad (A5)$$

where σ_1 is the target radar cross section, and $u_0 = \frac{d^2}{2H''}$.

For an iceberg of area A and constant surface backscatter coefficient σ_1 , the waveform is obtained by summation of (A5) over A

$$\sigma_{ice}(t) = \frac{\sigma_1}{2\pi^2 H^4} \oint_A \frac{1}{1 + \frac{d^2}{2H^2}} e^{-\frac{u_0}{u_0}} e^{-\frac{(x+\delta-u_0)^2}{2\sigma_t^2}} dA \quad (A6)$$

An iceberg can be detected if its echo time, t_0 (or range) lies within the altimeter analysis window and a backscatter coefficient is large enough to come out of the thermal noise of the sensor.

The signatures of icebergs in the waveform space (range, along-track coordinate) are parabolas whose shape is defined by (A2). The automated detection is based on the analysis of the convolution product C between a filter F characteristic of an iceberg parabolic signature, and the thermal noise sections of the waveforms.

$$C(i, j) = \sum_{n=n_1}^{n_2} \sum_{m=1}^{M_2} \sigma_0(i, j) F(i-n, j-m) \quad (A7)$$

where i is the telemetry sample index, n_1 and n_2 the range of noise bins used, j , the along-track waveform index, and $\sigma_0(i, j)$, the j th waveform. The filter used has been computed by the waveform model of (A6) for a $100 \times 100 \text{ m}^2$ iceberg. For each waveform, the maximum correlation $C(j)$ and its range $i_{max}^C(j)$, the maximum backscatter $\sigma_{max}(j)$, and its range $i_{max}^\sigma(j)$ are determined. A waveform contains an iceberg signature if $C_{max}(j)$ and $\sigma_{max}(j)$ are larger than given thresholds C_1 and σ_1 . For each signature, a maximum of 40 waveforms can be involved [Tournadre *et al.*, 2008]. If n consecutive waveforms are detected as containing a signature, the range of the echo, t_{ech} , is estimated as

$$t_{ech} = (t_{track} - \min(i_{max}^\sigma(j), j=1..n)) \quad (A8)$$

and the iceberg backscatter, σ_{iceb} , is estimated as the maximum observed backscatter over the whole signature, i.e.,

$$\sigma_{iceb} = \max(\sigma_{max}(j), j=1..n) \quad (A9)$$

Appendix B: Iceberg Area

The range depends on the distance d from nadir of the iceberg center and on the iceberg's free-board elevation h while the iceberg's backscatter depends on the area, A , the distance from nadir d , the backscattering coefficient of the iceberg surface, σ_0^{ice} , which is conditioned by the ice characteristics, the shape and roughness of the iceberg surface, and the presence of snow or water on the iceberg surface. t_{ech} and σ_{iceb} are function of four main unknowns, d , A , h , and σ_0^{ice} . The iceberg area can be estimated if assumptions are made on the values of two of the remaining unknowns (d , h , σ_0^{ice}). σ_0^{ice} is assumed to be constant for all icebergs and set at 19 dB [Tournadre *et al.*, 2012]. Following Gladstone *et al.* [2001] and Romanov *et al.* [2012], the free-board elevation for icebergs larger than 200 m is set at 28 m corresponding to a

mean iceberg thickness of 250 m. Using these assumptions, the signature of square icebergs as a function of distance from nadir (0–12 km), and area (0.01–9 km²) for each altimeter is computed using the analytical model A6. The range $t_{ech} = f(d, A)$ and the mean backscatter $\sigma_{iceb} = g(d, A)$ are estimated from the modeled waveforms and used to compute an inverse model $A = I(t_{ech}, \sigma_{iceb})$ and $d = m(t_{ech}, \sigma_{iceb})$ for each altimeter.

Appendix C: Volume of Ice

The monthly probability of presence $P(i, j, t)$ (t being the month), over a regular polar stereographic or latitude-longitude grid (i, j) and the mean monthly iceberg area, is computed for each altimeter. $P(i, j, t)$ is simply the ratio of the number N of icebergs detected within a grid cell by the number N_s of valid altimeter samples within the same grid cell

$$P(i, j) = N(i, j) / N_s(i, j) \tag{C1}$$

and $A(i, j, t)$ is defined as [Tournadre et al., 2008]

$$A(i, j, t) = \frac{1}{N(i, j, t)} \sum_{k=1}^{N(i, j, t)} a_k$$

where a_k are the areas of the icebergs detected within the grid cell (i, j) during month t . The total area of the icebergs detected within a grid cell (i, j) is simply

$$S(i, j, t) = \sum_{k=1}^{N(i, j, t)} a_k$$

and as the iceberg thickness H_T is assumed constant, the detected volume of ice is $S(i, j, t)H_T$.

The detected volume of ice per unit area of grid cell is the ratio of the detected volume of ice to the total area sampled by the altimeter over month t , i.e., $S(i, j, t)H_T / (A_{SW}N_s(i, j, t))$ where A_{SW} is the area of an altimeter effective swath. Assuming that the monthly iceberg distribution within a grid cell is uniform, the total volume of ice within the grid cell is the product of the volume per unit area by the area of the grid cell, i.e.,

$$V(i, j, t) = \frac{S(i, j, t)H_T}{A_{SW}N_s(i, j, t)} \Delta x_i \Delta y_j \tag{C2}$$

The altimeter swath for 28 m free-board icebergs A_{SW} is the product of the altimeter along-track resolution by the range of distance from nadir over which an iceberg can be detected. Using A2, the range of detection of an iceberg is given by

$$\sqrt{(ct_0 + 2h)H''} + \frac{\bar{d}_0}{2} \geq d \geq \sqrt{(ct_1 + 2h)H''} - \frac{\bar{d}_0}{2} \tag{C3}$$

thus,

$$A_{SW} = 2(\sqrt{(ct_0 + 2h)H''} - \sqrt{(ct_1 + h)H''} + d_0) \tag{C4}$$

where d_0 is the mean iceberg length, and t_0 and t_1 are the time limits of the usable noise range part of the waveform. The factor 2 accounts for the left-right ambiguity of detection.

Appendix D: Distribution of Iceberg Size

Two models of distributions have been considered for the size distributions. The two-parameter lognormal distribution f_X is defined by

$$f_X(x; \mu, \sigma) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}}, \quad x > 0 \tag{D1}$$

where μ and σ are the location and scale parameters, respectively. The mean of the distribution is then defined by $e^{\mu + \frac{\sigma^2}{2}}$.

The power law distribution f_X is defined by

$$f_X(x; \alpha) = Cx^{-\alpha}, \quad x > x_{\min} \quad (D2)$$

with $C = \frac{\alpha-1}{x_{\min}} x_{\min}^{\alpha-1}$.

It should be noted that if the σ parameter is large enough the logarithm of the lognormal density function appears linear for a large range of value and can be approximated by a power law.

Acknowledgments

The ERS-1, ERS-2, Envisat, and Cryosat altimeter data were provided by the European Space Agency. The Jason-1, Jason-2, and SARAL/AltiKa data were made available by the AVISO center, while the Topex data were provided by NASA Jet Propulsion Laboratory. The HY2A data were provided by the Chinese National Satellite Ocean Application Service (NSOAS). The study was partially funded by the Centre National d'Etudes Spatiales under the TOSCA program. The authors would like to thank the anonymous reviewers whose comments greatly help to improve the article.

References

- Astrom, J. A. (2006), Statistical models of brittle fragmentation, *Adv. Phys.*, 55(3–4), 247–278, doi:10.1080/00018730600731907.
- Barrick, D., and B. Lipa (1985), Analysis and interpretation of altimeter sea echo, *Satell. Oceanic Remote Sens. Adv. Geophys.*, 27, 61–100.
- Brown, G. S. (1977), The average impulse response of a rough surface and its applications, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, AP-25, 67–74.
- Chelton, D. E., J. C. Ries, B. J. Haines, L.-L. Fu, and P. S. C. Callahan (2001), An Introduction to Satellite Altimetry, in *Satellite Altimetry and Earth Science: A Handbook of Techniques and Applications*, chap. 1, 463 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Depoorter, M. A., J. L. Bamber, J. A. Griggs, J. T. M. Lenaerts, S. R. M. Ligtenberg, M. R. van den Broeke, and G. Moholdt (2013), Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves, *Nature*, 502, 89–92, doi:10.1038/nature12567.
- Gladstone, R. M., G. R. Bigg, and K. W. Nicholls (2001), Iceberg trajectory modeling and meltwater injection in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, 106, 19,903–19,916, doi:10.1029/2000JC000347.
- Glasby, G. P. (Ed.) (1990), *Antarctic Sector of the Pacific*, 396 pp., Elsevier, Amsterdam.
- Grotov, A. S., D. A. Nechaev, G. G. Panteleev, and M. I. Yaremchuk (1998), Large scale circulation in the Bellingshausen and Amundsen Seas as a variational inverse of climatological data, *J. Geophys. Res.*, 103(C6), 13,011–13,022, doi:10.1029/98JC00449.
- Jacka, T. H., and A. B. Giles (2007), Antarctic iceberg distribution and dissolution from ship-based observations, *J. Glaciol.*, 53, 341–356.
- Jacobs, S. S., H. Hellmer, C. Doake, A. Jenkins, and R. Frolich (1992), Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica, *J. Glaciol.*, 38(130), 375–387.
- Jacobs, S. S., C. F. Giulivi, and P. A. Mele (2002), Freshening of the Ross Sea during the late 20th century, *Science*, 297(5580), 386–389, doi:10.1126/science.1069574.
- Joughin, I., and L. Padman (2003), Melting and freezing beneath Filchner-Ronne Ice Shelf, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, 30(9), 1477, doi:10.1029/2003GL016941.
- Keys, J., and D. Fowler (1989), Sources and movement of icebergs in the south-west Ross Sea, Antarctica, *Ann. Glaciol.*, 12, 85–88.
- Klatt, O., E. Fahrbach, M. Hoppema, and G. Rohardt (2005), The transport of the Weddell gyre across the prime meridian, *Deep Sea Res., Part II*, 52(3–4), 513–528, doi:10.1016/j.dsr2.2004.12.015.
- Lancelot, C., A. de Montety, H. Goosse, S. Becquevort, V. Schoemann, B. Pasquer, and M. Vancoppenolle (2009), Spatial distribution of the iron supply to phytoplankton in the Southern Ocean: A model study, *Biogeosciences*, 6, 2861–2878.
- Lellouche, J.-M., et al. (2013), Evaluation of global monitoring and forecasting systems at Mercator Océan, *Ocean Sci.*, 9(1), 57–81, doi:10.5194/os-9-57-2013.
- Long, D., J. Ballantyne, and C. Bertoia (2002), Is the number of icebergs really increasing?, *EOS Trans. AGU*, 83(42), 469–474.
- McCartney, M. S., and K. A. Donohue (2007), A deep cyclonic gyre in the Australian-Antarctic basin, *Prog. Oceanogr.*, 75(4), 675–750.
- Orsi, A. H., T. Whitworth III, and W. D. Nowlin Jr. (1995), On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current, *Deep Sea Res., Part I*, 42(5), 641–673, doi:10.1016/0967-0637(95)00021-W.
- Powell, R. J., A. R. Birks, W. J. Wrench, and C. L. Biddiscombe (1993), Using transponders with ERS-1 and Topex altimeters to measure orbit altitude to ± 3 cm, in *Proceedings of First ERS-Symposium (ESA SP-359)*, pp. 511–516. Cannes, 1992, ESA Publication Division, Noordwijk.
- Queffelec, P. (2013), Merged altimeter data base, an update, in *Proceedings of ESA Living Planet Symposium*, vol. ESA SP-722, edited by E. Communications, Eur. Space Res. and Technol. Cent., AG Noordwijk, Netherlands.
- Raiswell, R., L. G. Benning, M. Tranter, and S. Tulaczyk (2008), Bioavailable iron in the Southern Ocean: The significance of the iceberg conveyor belt, *Geochem. Trans.*, 9, doi:10.1186/1467-4866-9-7.
- Raynal, M. (2014), Hy-2a: Global statistical assessment and cross-calibration with Jason-2 over ocean, *Tech. Rep. SALP-NT-M-EA-22364-CLS, CLS-DOS-NT-14-148*, Collect. Localisation Satell., Ramonville Saint-Agne, France.
- Rémy, F., T. Flament, A. Michel, and D. Blumstein (2015), Envisat and SARAL/AltiKa observations of the Antarctic ice sheet: A comparison between the Ku-band and Ka-band, *Mar. Geod.*, 38, suppl. 1, 510–521, doi:10.1080/01490419.2014.985347.
- Riffenburgh, B. (Ed.) (2007), *Encyclopedia of the Antarctic*, 1272 pp., Routledge, N. Y.
- Rignot, E., and S. S. Jacobs (2002), Rapid bottom melting widespread near Antarctic ice sheet grounding lines, *Science*, 296(5575), 2020–2023, doi:10.1126/science.1070942.
- Rignot, E., S. Jacobs, J. Mouginot, and B. Scheuchl (2013), Ice-shelf melting around Antarctica, *Science*, 341, 266–270.
- Roca, M., H. Jackson, and C. Celani (2003), RA-2 sigma-0 absolute calibration, in *Proceedings of Envisat Validation Workshop (ESA SP-531)*, 16 pp. Frascati, Italy, 9–13 December 2002, ESA Publication Division Noordwijk.
- Romanov, Y., N. A. Romanova, and P. Romanov (2012), Shape and size of Antarctic icebergs derived from ship observation data, *Antarct. Sci.*, 24, 77–87, doi:10.1017/S0954102011000538.
- Romanov, Y. A., N. A. Romanova, and P. Romanov (2008), Distribution of icebergs in the Atlantic and Indian ocean sectors of the Antarctic region and its possible links with ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L02506, doi:10.1029/2007GL031685.
- Scharroo, R., W. Smith, J. Lillibridge, and E. Leuliette (2012), Cal/Val of combined conventional and reduced SAR over oceans and in the coastal regime, paper presented at 6th Coastal Altimetry Workshop - 2012. Riva del Garda, Italy, ESA. [Available at <http://www.coastalt.eu/files/gardaworkshop12/pres/>]
- Schodlok, M. P., H. H. Hellmer, G. Rohardt, and E. Fahrbach (2006), Weddell Sea iceberg drift: Five years of observations, *J. Geophys. Res.*, 111, C06018, doi:10.1029/2004JC002661.
- Silva, T., G. Bigg, and K. Nicholls (2006), The contribution of giant icebergs to the Southern Ocean freshwater flux, *J. Geophys. Res.*, 111, C03004, doi:10.1029/2004JC002843.
- Spahn, F., E. V. Neto, A. H. F. Guimarães, A. N. Gorban, and N. V. Brilliantov (2014), A statistical model of aggregate fragmentation, *New J. Phys.*, 16(1), 013031.

- Stammer, D. (2008), Response of the global ocean to Greenland and Antarctic ice melting, *J. Geophys. Res.*, *113*, C06022, doi:10.1029/2006JC004079.
- Stuart, K. M., and D. G. Long (2011), Tracking large tabular icebergs using the SeaWinds Ku-band microwave scatterometer, *Deep Sea Res., Part II*, *58*(11–12), 1285–1300, doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.004.
- Thibaut, P., and N. Steunou (2013), Sigma0 analysis comparison of MLE3 and MLE4 and with Jason-2 Ku band: Analysis of the attenuation algorithm, paper presented at SARAL/AltiKa NRT Verification Workshop, AVISO, Collect. Localisation Satell., Toulouse. [Available at www.avisio.altimetry.fr.]
- Tournadre, J. (2007), Signature of lighthouses, ships, and small islands in altimeter waveforms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *24*, 1143–1149.
- Tournadre, J., K. Whitmer, and F. Girard-Ardhuin (2008), Iceberg detection in open water by altimeter waveform analysis, *J. Geophys. Res.*, *113*, C08040, doi:10.1029/2007JC004587.
- Tournadre, J., F. Girard-Ardhuin, and B. Legresy (2012), Antarctic icebergs distributions, 2002–2010, *J. Geophys. Res.*, *117*, C05004, doi:10.1029/2011JC007441.
- Tournadre, J., N. Bouhier, F. Girard-Ardhuin, and F. Rémy (2015), Large icebergs characteristics from altimeter waveform analysis, *J. Geophys. Res.*, *120*, 1954–1974, doi:10.1002/2014JC010502.
- Wesche, C., and W. Dierking (2015), Near-coastal Circum-Antarctic iceberg size distributions determined from synthetic aperture radar images, *Remote Sens. Environ.*, *156*, 561–569, doi:10.1016/j.rse.2014.10.025.

Annexe C

Bouhier et al 2017

(Article en cours d'évaluation par les pairs par la revue The Cryosphere, la version finale peut différer de celle présentée ici)

Melting and fragmentation laws from the evolution of two large southern ocean icebergs

N. Bouhier¹, J. Tournadre¹, F. Rémy², and R. Gourves-Cousin¹

¹Laboratoire d'Océanographie Physique et Spatiale, IFREMER, Université Bretagne-Loire, Plouzané, France

²Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales, UMR 5566 | CNES - CNRS, Toulouse, France

Correspondence to: Jean Tournadre

(Jean.Tournadre@ifremer.fr)

Abstract. The evolution of the thickness and area of two large southern ocean icebergs, having drifted in open water for more than a year, is estimated through the combined analysis of altimeter data and visible satellite images. Most of the iceberg modelling studies uses two main melting formulations that are compared with the observed thickness evolution of our two icebergs, to test their validity in case of large icebergs. The first formulation, based on a fluid dynamics approach, would tend to underestimate basal melt rates, so that using the second one (using a thermodynamic budget consideration) may be more relevant. Fragmentation is, before melting, the major decay process of large icebergs, yet it is a complex and still poorly documented mechanism. A correlation analysis between the observed volume loss of our two icebergs and environmental parameters highlights those most likely to promote fragmentation. Consequently, a bulk model of fragmentation depending on ocean temperature and iceberg velocity is established and is shown to be able to reproduce well the observed volume variations. Finally, the size distribution of the calved pieces is estimated using both altimeter data and visible images and is found to be consistent with previous studies as typical of brittle fragmentation processes. These results are valuable to account for a more realistic representation of the freshwater flux constrained by large icebergs in models.

1 Introduction

According to recent studies (Silva et al., 2006; Tournadre et al., 2015, 2016), most of the total volume of ice (~60%) calved from the Antarctic continent is transported into the Southern Ocean by large icebergs (i.e. >18km in length). However, their melting accounts for less than 20% of their mass loss, mainly done (80%) through breaking into smaller icebergs (Tournadre et al., 2016). Large icebergs actually act as a buffer to transport ice away from the Antarctic Coastline into the ocean interior while fragmentation can be viewed as a diffuse process. It generates plumes of small icebergs that melt far more efficiently than larger ones and whose geographical distribution constrains the freshwater input into the ocean.

Global ocean models including iceberg components (Gladstone et al., 2001; Jongma et al., 2009; Martin and Adcroft, 2010; Marsh et al., 2015; Merino et al., 2016) show very different effects between basal ice-shelf and iceberg melting. Numerical model runs with and without icebergs show that the inclusion of icebergs in a fully coupled general circulation model (GCM) results in significant changes in the modelled ocean circulation and sea-ice conditions around Antarctica (Jongma et al., 2009; Martin and Adcroft, 2010; Merino et al., 2016). The transport of ice away from the coast by icebergs and the associated fresh-

water flux cause these changes (Jongma et al., 2009). Although the results of these modelling studies are not always in agreement in terms of ocean circulation or sea ice extent they all highlight the important role that icebergs play in the climate system, and they also show that models that do not include an iceberg component are effectively introducing systematic biases (Martin and Adcroft, 2010).

5 However, despite these modelling efforts, the current generation of iceberg models are not yet able to represent the full range of iceberg sizes observed in nature from growlers (≤ 10 m) to “giant” tabular icebergs (≥ 10 km).

The iceberg size distribution has also strong impact on both circulation and sea ice as shown by Stern et al. (2016). Furthermore, all current iceberg models fail in accounting for the size transfer of ice induced by fragmentation, as in these models small icebergs can’t stem from the breaking of bigger ones.

10 The two main decay processes of icebergs, melting and fragmentation, are still quite poorly documented and not fully represented in numerical models. Although iceberg melting has been widely studied (Huppert and Josberger, 1980; Neshyba, 1980; Hamley and Budd, 1986; Jansen et al., 2007; Jacka and Giles, 2007; Helly et al., 2011), very few validations of melting law have been published (Jansen et al., 2007), especially for large icebergs. Large uncertainties still remain on the melting laws to be used in numerical models.

15 The calving of icebergs from glaciers and ice shelves has been quite well studied (e.g (Holdsworth and Glynn, 1978; Fricker et al., 2002; Benn et al., 2007; MacAyeal et al., 2006; Amundson and Truffer, 2010)) and empirical calving laws have been proposed (Amundson and Truffer, 2010; Bassis, 2011). However, very few studies have been dedicated to the breaking of icebergs. (Savage, 2001) analysing Greenland icebergs decay proposed three distinct fragmentation mechanisms. Firstly, flexural breakups by swell induced vibrations in the frequency range of the iceberg bobbing on water that could cause fatigue and fracture at weak spots (Goodman et al., 1980; Schwerdtfeger, 1980; Wadhams et al., 1983). Secondly, two mechanisms resulting from wave erosion at the waterline, calving of ice overhangs and buoyant footloose mechanism (Wagner et al., 2014). (Scambos et al., 2008), using satellite images, ICESat altimeter and field measurements analysed the evolution of two Antarctic icebergs and identified three styles of calving during the drift : “rift calving” that corresponds to the calving of large daughter icebergs by fracturing along preexisting flaws, “edge wasting” is the calving of numerous small edge-parallel, sliver shape
20 small icebergs and “rapid disintegration” characterised by the rapid calving of numerous icebergs.

The pieces calved from icebergs drift away from their parent under the action of wind and ocean currents as a function of size, shape and draft (Savage, 2001). These dispersion can create large plumes of icebergs that can represent a significant contribution to the freshwater flux over vast oceanic regions where no large icebergs are observed (Tournadre et al., 2016). The size distribution of the calved pieces is essential to analyse and understand the transfer of ice between the different iceberg
30 scales and thus to estimate the freshwater flux. It is also important for modelling purposes. (Savage et al., 2000) using aerial images and in situ measurements estimated the size distribution of small bergy bits (<20m in length) calved from deteriorating Greenland icebergs. But at present no study has been published on the size distribution of icebergs calved from large Southern Ocean icebergs.

Recent progress in satellite altimeter data analysis allow to estimate the small (<3km in length) iceberg distribution and
35 volume as well as the free-board elevation profile and volume of large icebergs (Tournadre et al., 2016). A database of small

iceberg location, area and volume from 1992 to present is distributed by CERSAT as well as monthly fields of probability of presence, mean area and volume of ice (Tournadre et al., 2016). It is thus now possible to estimate the thickness variation and thus the melting of large icebergs. A crude estimate of the large iceberg area is also available from the National Ice Center but it is not precise enough to analyse the area loss by fragmentation. A more precise area analysis can be conducted by analysing satellite images such as the Moderate Resolution Imaging Spectro- radiometer (MODIS) ones on the Aqua and Terra satellites (Scambos et al., 2005).

Two large icebergs, B17a and C19a, that drifted for more than one year in open water (see figure 1) away from other large icebergs and that have been very well sampled by altimeters and MODIS have been selected to study the melting and fragmentation of large southern ocean tabular icebergs. Their free-board evolution, and thus thickness, is estimated from satellite altimeter data while their area/size/shape has been estimated from the analysis of MODIS images. Their area and thickness evolution is then used to test the validity of the melting models used in iceberg numerical modelling and to analyse the fragmentation process. The two icebergs were also chosen because they have very different characteristics. While C19a was one of the largest iceberg on record ($>1000\text{ km}^2$) that drifted for more than 2 years in the South Pacific, B17a was a relatively small 200 km^2 one drifting in the Weddell Sea. The large plumes of small icebergs generated by the decay of both icebergs can be detected by altimeters and MODIS images. The ALTIBERG database and selected MODIS images can be used to analyse the size distribution of fragments.

The present paper is organised as follows. The first section describes the data used in the study, including the environmental parameters (such as ocean temperature, current speed, ..) necessary to estimate melting and fragmentation. The second section presents the evolution of the two selected icebergs. In a third section, the two melting laws widely used in the literature, forced convection and thermal turbulence exchange are confronted to the observed melting of B17a and C19a. The following section analyses the fragmentation process and proposes a fragmentation law. It also investigates the size distribution of the pieces calved from the large ones.

2 Data

2.1 Iceberg Data

The National Ice Center (NIC) Southern Hemisphere Iceberg database contains the position and size (length and width) estimated by analysis of visible or SAR images of icebergs larger than 10 nautical miles (19 km) along at least one axis. It is updated weekly. Every iceberg is tracked, and when imagery is available, information is updated and posted. The Brigham Young University Center for Remote Sensing (BYU) Center for Remote Sensing maintains an Antarctic Iceberg Tracking Database for icebergs larger than 6 km in length (Stuart and Long, 2011). Using six different satellite scatterometer instruments, they produced an iceberg tracking database that includes icebergs identified in enhanced resolution scatterometer backscatter. The initial position for each iceberg is located based on a position reported by the NIC or by the sighting of a moving iceberg in a time series of scatterometer images.

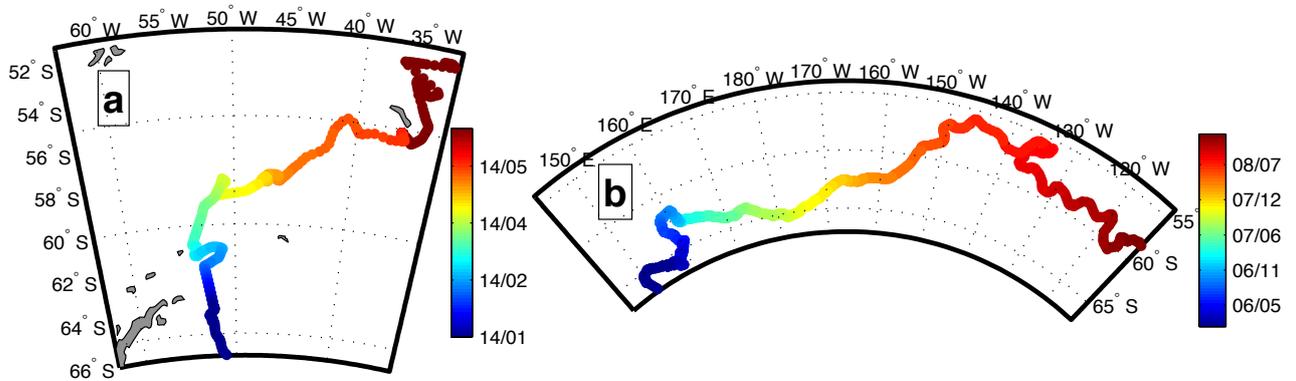


Figure 1. Trajectories of B17a (a) and C19a (b) icebergs. The colorscale represents the time along the trajectory.

In 2007, Tournadre (2007) demonstrated that any target emerging from the sea surface (such as iceberg) can produce a detectable signature in HR altimeter wave forms. Their method enables to detect icebergs in open ocean only, and to estimate their area. Due to constrains on the method, only icebergs between 0.1 km^2 and $\sim 9\text{ km}^2$ can be detected. Nine satellite altimetry missions have been processed to produce a 1992–present database of small icebergs location (latitude, longitude), area, volume and mean backscatter (Tournadre et al., 2016). The monthly mean probability of presence, area and volume of ice over a regular polar ($100\times 100\text{ km}^2$) or geographical ($1^\circ\times 2^\circ$) grid are also available and are distributed on the CERSAT website.

Altimeters can also be used to measure the free-board elevation profile of large icebergs (McIntyre and Cudlip, 1987; Tournadre et al., 2015). Combining iceberg tracks from NIC and the archives of three Ku band altimeters, Jason-1, Jason-2 and Envisat, Tournadre et al. (2015) created a database of daily position, free-board profile, length, width, area and volume of all the NIC/BYU large icebergs covering the 2002–2012 period. For example, B17a was sampled by 152 altimeter passes during its drift and C19a by 258 ones (see figure 2).

2.2 Visible Images

The weekly estimates of iceberg lengths and widths provided by NIC are manually estimated from satellite images and they are not accurate enough to precisely compute the iceberg area and its evolution. A careful re-analysis of the MODIS imagery from the Aqua and Terra satellites was thus conducted to precisely estimate the C19a and B17a area until their final collapse. The images have been systematically collocated with the two icebergs using the NIC/BYU track data. It should be noted that in some areas of high iceberg concentration, especially when B17a reaches the “iceberg alley”, NIC/BYU regularly mistakenly

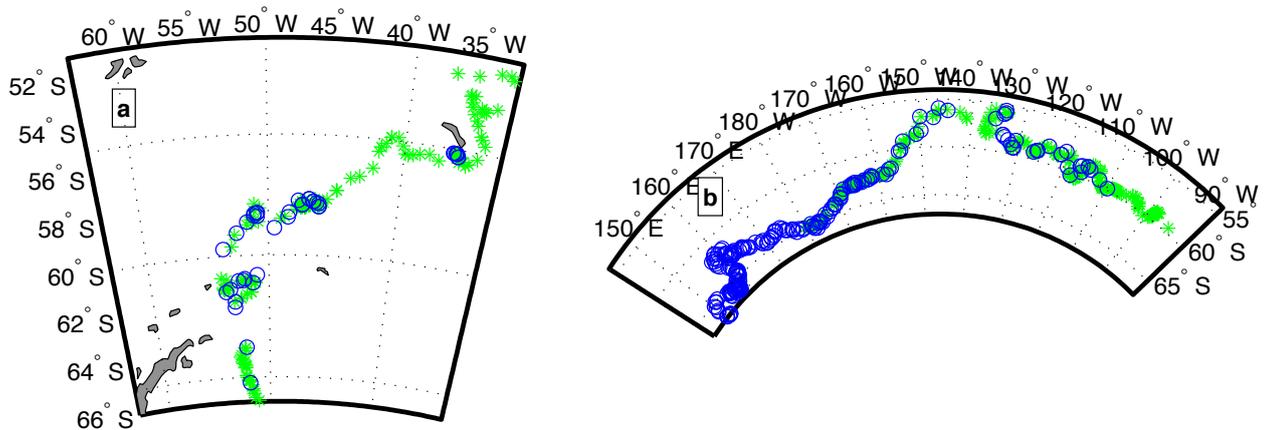


Figure 2. Sampling of B17a (a) and C19a (b) icebergs by MODIS (green stars) and altimeters (blue circles).

followed another iceberg, or lost its track when it became quite small. More than 1500 images were collocated and selected. The level 1B calibrated radiances from the two higher resolution (250 m) channels (visible channels 1 and 2 at 645 and 860 nm frequencies) were used to estimate the iceberg's characteristics. For each image whose cloud cover and light conditions were good, a supervised shape analysis was performed. Firstly, a threshold depending on the image light conditions is estimated and used to compute a binary image. The connected components of the binary image are then determined using standard Matlab© image processing tools and finally the iceberg's properties, centroid position, major and minor axis lengths and area are estimated. On a number of occasions the iceberg's surface was obscured by clouds but visual estimation was possible because the image contrast was sufficient to discern edges through clouds. For these instances the iceberg's edge and shape were manually estimated. The final analysis is based on 286 valid images for B17a, and 503 for C19a. The locations of the MODIS images for B17a and C19a are given in figure 2 while four examples of iceberg area estimates are given in figure 3. The comparison of area for consecutive images shows that the area precision is around 2-3%.

2.3 Ancillary data

Several environmental parameters along the icebergs trajectories are also used in this study. Due to the lack of a better alternative, the sea surface temperature (SST) is used as a proxy of the water temperature. The level-4 satellite analysis product ODYSSEA, distributed by the Group for High-Resolution Sea Surface Temperature (GHR SST) has been used. It is generated by merging infrared and microwave sensors and using optimal interpolation to produce daily cloud-free SST fields at a 10 km resolution over the globe. The sea ice concentration data are from the CERSAT level-3 daily concentration product, available on a 12.5 km polar stereographic grid from the SSM/I radiometer observations. The wave height and wave peak frequencies come from the global Wave Watch3 hindcast products from the IOWAGA project (<http://wwz.ifremer.fr/iowaga/>). The AVISO

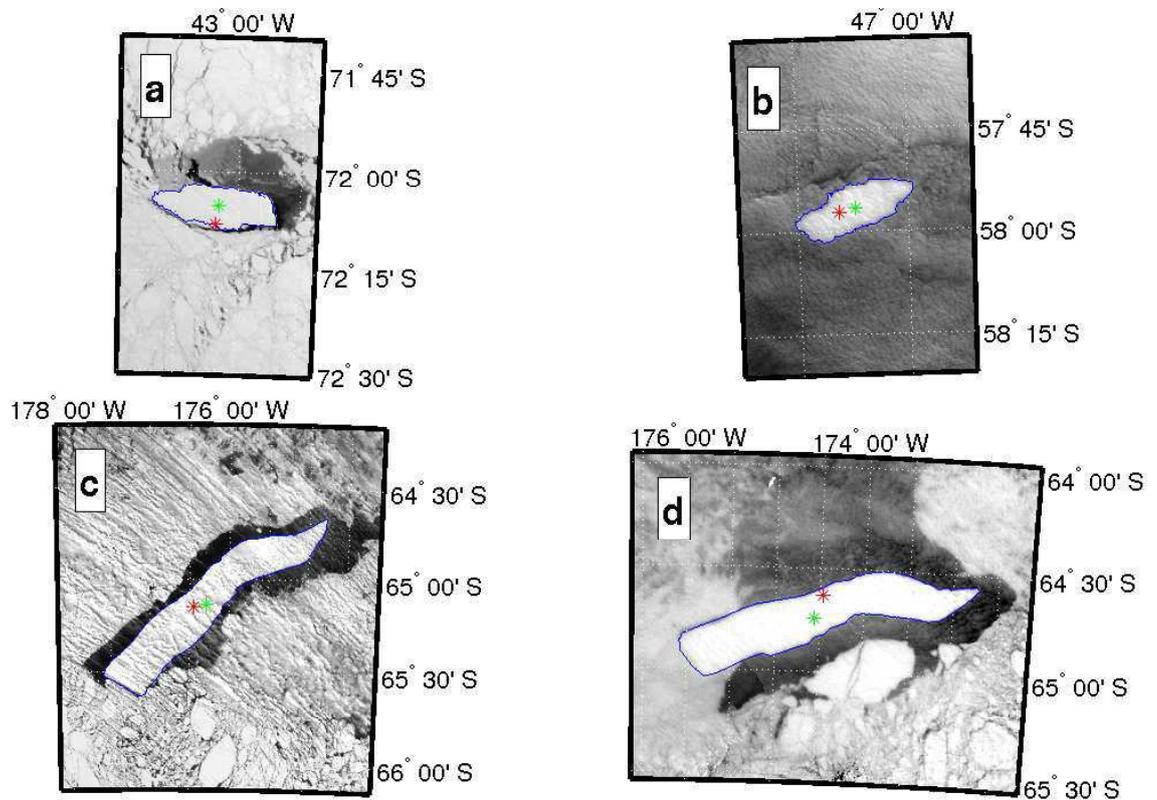


Figure 3. Example of B17a (a and b) and C19a (c and d) area estimate using Modis images. The blue lines represent the iceberg perimeter, the red and green crosses represent the NIC and MODIS iceberg's positions respectively.

Maps of Absolute Dynamic Topography & absolute geostrophic velocities (MADT) provides a daily multi-mission absolute geostrophic current on a 0.25° regular grid that is used to estimate the current velocities at the iceberg locations.

3 Melting and fragmentation of B17a and C19a

3.1 B17a

- Iceberg B17a originates from the breaking of giant tabular B17 near Cape Hudson in 2002. It then drifted for 10 years along the continental slope within the “coastal current”, until it reached the Weddell Sea in summer 2012 (see figure 1-a). It travelled within sea ice at a speed ranging from 2 to 12 cm.s^{-1} , coherent with previous observational studies (Schodlok et al., 2006). It crossed the Weddell Sea while drifting within sea ice and reached open water in April 2014. It was then caught in the western branch of the Weddell gyre and drifted north in the Scotia Sea until it grounded, in October 2014, near South Georgia, a common

grounding spot for icebergs. It remained there for almost 6 months until it finally left its trap in March 2015 and drifted back northward until its final demise in early June 2015. B17a was a “medium size” big iceberg, with primary dimensions of 35 x 14 km² and an estimated free-board of 52 m, resulting in an original volume of 113 km³ and a corresponding mass of ~103 Gt. Before 2014, B17a free-board and area remained almost constant while it drifted within sea ice. After March 2014, B17a started to drift in open water and to melt and break. During its drift in open water, from March 2014 to June 2015, B17a was sampled by 200 MODIS images and 41 altimeter passes. Figure 4-a presents the satellite free-board and area measurements as well as the daily interpolated values. During this drift in the Weddell Sea, it experienced different basal melting regimes : firstly, while it left the peninsula slope current, with negative SST's and low drift speeds (see figure 4-b and -d), it was subject to an average melt rate of 5.7m.month⁻¹; then it drifted more rapidly within the Scotia Sea and experienced a mean thickness decrease of 15 m.month⁻¹, and finally it melted at a rate close to 20m.month⁻¹ as it accelerated its drift before its grounding. As for fragmentation, the area loss is limited (40 km² in 250 days, i.e. less than 10%) but then accelerates as B17a got trapped (80 km² in 70 days). The area loss slows down for the second half of the grounding, only to increase dramatically as B17a is released and collapses a few days later. This could be related to an embrittlement of the iceberg structure, potentially under the action of unbalanced buoyancy forces while grounded (Venkatesh, 1986; Wagner et al., 2014).

The total volume loss, basal melting, breaking are presented in figure 4-e. These terms are computed from the mean thickness and area as follow: the basal melting volume loss M is the sum of the products of iceberg surface, S , by the daily variation of thickness, dT

$$M(i) = S(i)dT(i) \tag{1}$$

and the breaking loss B is the sum of the products of thickness, T , by the daily variation of surface, dS

$$B(i) = dS(i)T(i) \tag{2}$$

As B17a started to drift in open water its mass varied first slowly mainly through melting. Between January 2014 and March 2015, basal melting accounts for more than 60 % of the total volume loss, whereas fragmentation is responsible for 30% of the loss. However, after November 2014 breaking becomes preponderant as the icebergs started to break up more rapidly.

3.2 C19a

Our second iceberg of interest is the giant C19a which is one of the fragments resulting from the splitting of C19, the second largest tabular iceberg on record. C19a was born offshore Cap Adare (170°E) in 2003 and was originally oblong and narrow, around 165 km long and 32 km wide with an estimated free-board of ~40 m, i.e. a volume of about 1000 km³ and a mass of 900 Gt. It drifted mainly north eastward for almost 4 years, in sea ice for most of the time, until it first entered open ocean in summer 2005 (see figure 1). It was temporarily re-trapped by the floes in winter 2006 and eventually left the ice coverage permanently in late spring 2007. It drifted then within the Antarctic circumpolar current and eventually close to the polar front and its warm

waters until its final demise in April 2009 in the Bellingshausen Sea. Before November 2007, C19a experienced very little change except a very mild melting (not presented in the figure). Its volume was 880 km³ (~790 Gt) in December 2007 when it entered definitively the open sea. During its final drift, from December 2007 to March 2009, C19a was sampled by 317 MODIS images and 69 altimeter passes (see figure 2). The C19a area and free-board are presented in figure 5 as well as SST, sea state and volume loss. While the volume loss was mainly due to melting before this date, breaking dominated afterwards. Basal melting only explains 25% of the total volume decrease (see figure 5-e). It is to be noted that B17 thickness loss was almost 5 times faster than that of C19, the latter experiencing mean basal melt rates ranging from 1 m.month⁻¹ to 3 m.month⁻¹ in most of its drift (and as much as 13 m.month⁻¹ in its last month, characterised by very high water temperatures). As for fragmentation, its main volume loss mechanism (75%), its area loss was first mild while it progressed in colder waters (around 2.6 km².day⁻¹), and starts to increase as soon as it enters in positive temperature waters with an average loss of 9.5 km².day⁻¹ and with dramatic shrinkage of 340 km² and 370 km² lost in 10 days that corresponds to large fragmentation events.

4 Melting models

Apart from fragmentation, the basal melting of iceberg accounts for the largest part of the total mass loss Martin and Adcroft (2010), Tournadre et al. (2015). Although firn densification (see Appendix) and surface melting can also contribute, it is the main cause of thickness decrease. It can be mainly attributed to the turbulent heat transfer arising from the difference of speed between the iceberg and surrounding water. Two main approaches have been used to compute the melting rate and to model the evolution of iceberg and the freshwater flux (see for example Bigg et al. (1997); Gladstone et al. (2001); Silva et al. (2006); Jongma et al. (2009); Merino et al. (2016); Jansen et al. (2007)). The first one is based on the forced convection formulation proposed by (Weeks and Campbell, 1973), while the second one uses the thermodynamic formulation of (Hellmer and Olbers, 1989) and the turbulent exchange velocity at the ice-ocean boundary. The B17a and C19a data sets allow to confront these two formulations with melting measurements for two icebergs of different shapes and sizes and under different environmental conditions and to test their validity for large icebergs.

4.1 Forced convection of Weeks and Campbell

The forced convection approach of Weeks and Campbell (1973) is based on the fluid mechanics formulation of heat-transfer coefficient for a fully turbulent flow of fluid over a flat plate. The basal convective melt rate M_b is a function of both temperature and velocity differences between the iceberg and the ocean. It is expressed (in m.day⁻¹) as (Gladstone et al., 2001; Bigg et al., 1997):

$$M_b = 0.58 |\vec{V}_w - \vec{V}_i|^{0.8} \frac{T_w - T_i}{L^{0.2}} \quad (3)$$

with \vec{V}_w being the current speed (at the base of the iceberg), \vec{V}_i the iceberg speed, T_i and T_w the iceberg and water temperature and L the iceberg's length (longer axis). This expression has been widely used in numerical models (Bigg et al., 1997; Gladstone et al., 2001; Martin and Adcroft, 2010; Merino et al., 2016; Wagner et al., 2017). As water temperature at keel depth

is not available, the sea surface temperature (SST) is used as a proxy. The SST for each iceberg is presented in figures 4 and 5. The first unknown quantity in (3), the iceberg's temperature T_i can be at the time of calving as low as -20°C (Diemand, 2001). After a stay in water for sometimes several years, the iceberg's surface temperature will depend on the ablation rate. When ablation is limited, i.e. in cold waters, the ice can warm up theoretically up to 0°C , while in warmer waters the rapid disappearance of the outer layers tends to leave colder ice near the surface. The surface ice temperature could thus theoretically vary from -20°C to 0°C but is commonly taken at -4°C (Løset, 1993; Martin and Adcroft, 2010; Gladstone et al., 2001).

The mean daily iceberg speed can be easily estimated from the iceberg track. Numerical ocean circulation model are not precise enough to provide realistic current speed in this region. The comparison of iceberg velocities and AVISO geostrophic currents presented in Figures 4 and 5 shows that the iceberg velocity is sometimes significantly larger than the AVISO ones. They are thus not reliable enough to compute the melt rate. V_w is thus considered as unknown.

The basal melt is computed using Equation 3 for V_w from 0 to 3 m.s^{-1} by 0.01 steps and T_i from -20 to 2°C by 0.1°C steps. The positive temperatures are used to test the model's convergence.

The uncertainties on the different parameters and measurements are too large for a direct comparison of the modelled and measured daily melt rate. However, it is possible to test the model validity by comparing the bulk melting rate, i.e. the modelled and measured cumulative loss of thickness, $\sum_{i=1}^n M_b(t_i)$.

As current velocities and iceberg temperature are not constant during the iceberg's drift, the modelled thickness loss is fitted by linear regression to the measured one for each time step t_i over a ± 20 -day period to estimate $V_w(t_i)$ and $T_i(t_i)$.

When no SST is available, i.e. when the iceberg is within sea ice for a short period, T_w is fixed to the sea water freezing temperature.

The model allows to reproduce extremely well the thickness variations with correlation larger than 99.9% for both B17a and C19a (see figures 6-a and 7-a) and mean differences of thickness loss of 3.1 and 0.5 m respectively and maximum differences less than 8 and 1.5 m. However, the current velocity inferred from the model, presented in Figures 6-b and 7-b, reaches very high and unrealistic values ($> 2\text{ m.s}^{-1}$). Compared to the altimeter geostrophic currents from AVISO the current speed can be overestimated by more than a factor of 10.

The second model parameter T_i (see Figures 6-c and 7-c) varies between -20°C and -0.6°C with a $-10.9 \pm 7.1^{\circ}\text{C}$ mean for B17a and -9°C and 1°C with a $-10.6 \pm 5.8^{\circ}\text{C}$ mean for C19a. For C19a, the model sometimes fails to converge to realistic iceberg temperature, i.e. for $T_i < 0^{\circ}\text{C}$. It happens when the measured melting is weak and SST are positive (for example from January to May 2007, figures 7-c and 5-b). The model can reproduce this inhibition by taking down the water/ice temperature difference to zero resulting in an artificial increase of the iceberg temperature to positive values. For B17a, the model always converges and the lower temperatures (-20°C) are observed during extremely rapid melting period or during the grounding period. It could reflect the decrease of ice surface temperature during rapid ablation events or an underestimation of the melt rate.

The large overestimation of current speed indicates that the model tends to generally underestimate the melting rate and that unrealistically high speeds are necessary to reproduce the observed melting. It also fail to reproduce weak melting events that sometimes occurs in positive temperature water. Thus, although the model can reproduce the thickness variations with a high

precision, the fitting parameters take values that are too high. If realistic values of current speed and iceberg temperature were used, the melt rate would be largely underestimated.

4.2 Thermal turbulent exchange of Hellmer and Olbers

The second melt rate formulation is based on thermodynamic and on heat and mass conservation equations. It assumes heat balance at the iceberg-water interface and was originally formulated for estimating ice-shelves melting (Hellmer and Olbers, 1989; Holland and Jenkins, 1999). The turbulent heat exchange is thus consumed by melting and the conductive heat flow through the ice:

$$\rho_w C_{pw} \gamma_T (T_b - T_w) = \rho_i L M_b - \rho_i C_{pi} \Delta T M_b \quad (4)$$

Thus,

$$M_b = \frac{\rho_w C_w \gamma_T}{\rho_i} \frac{T_b - T_w}{L_H - C_{pi} \Delta T} \quad (5)$$

where M_b is the met rate (in m/s^{-1}), $L_H = 3.34 \cdot 10^5 \text{ J.kg}^{-1}$ is the fusion latent heat, $C_{pw} = 4180 \text{ J.kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ and $C_{pi} = 2000 \text{ J.kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ are the heat capacity of seawater and ice, respectively. $T_b = -0.0057 S_w + 0.0939 - 7.64 \cdot 10^{-4} P_w$ is the freezing temperature at the base of the iceberg, S_w and P_w are the salinity and pressure, $\Delta T = T_i - T_b$ represents the temperature gradient within the ice at the iceberg base (Jansen et al., 2007). γ_T is the thermal turbulent velocity that can be expressed as (Kader and Yaglom, 1972)

$$\gamma_T = \frac{u^*}{2.12 \log(u^* l \nu^{-1}) + 12.5 P_r^{2/3} - 9} \quad (6)$$

where $P_r = 13.1$ is the molecular Prandtl number of sea water, $l = 1 \text{ m}$ the mixing length scale, $\nu = 1.83 \cdot 10^{-6}$ is the water viscosity, and u^* the friction velocity. The latter, which is defined in terms of the shear stress at the ice-ocean boundary, depends on a dimensionless drag coefficient, or momentum exchange coefficient, $C_D = 0.0015$ and the current velocity in the boundary layer, $u \simeq V_w - V_i$, by $u^{*2} = C_D u^2$.

Jansen et al. (2007) modelled the evolution of a large iceberg (A38b) using this formulation for melting. They calibrated their model using IceSat elevation measurements and found γ_T ranging from $0.4 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ to $1.8 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ close to the $1 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ proposed by Holland and Jenkins (1999). Silva et al. (2006) who estimated the Southern Ocean freshwater flux by combining the NIC iceberg data base and a model of iceberg thermodynamics also based on this formulation considered a unique and much larger γ_T of $6 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$.

The basal melt is thus computed using Equation 5 for γ_T from $0.1 \cdot 10^{-5}$ to $10 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ by $0.1 \cdot 10^{-5}$ steps and T_i from -20 to 2°C by 0.1°C steps. As for forced convection, the model is fitted for each time step over a ± 20 day period to estimate $\gamma_T(t_i)$ and $T_i(t_i)$. The current speed is then estimated using Equation 6.

This model also reproduces extremely well the thickness variations with correlation better than 99.9% for both B17a and C19a (see Figures 6-b 7-a). The mean differences of thickness is 3.7 and 0.3 m for B17a and C19a respectively and the maximum difference is 14.1 and 0.8 m. The modelled current velocity (Figures 6-b and 7-b) is always smaller than the forced convection one except for B17a during the three months (September to November 2014) of very rapid drift and melting. Although it is still significantly larger than the AVISO one, especially for B17a, the values are more compatible with the ocean dynamics in the region (Jansen et al., 2007).

For B17a, γ_T varies from $0.41 \cdot 10^{-4}$ to $10 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ with a $(2.9 \pm 2.8) \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ mean. If the period of very rapid melting (September to November 2014), during which γ_T increases up to $10 \cdot 10^{-4}$, is not considered, γ_T varies only up to $2.5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ with a $(1.6 \pm 0.92) \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ mean. These values are comparable to those presented by (Jansen et al., 2007) for A38b whose size was similar to that of B17a. For C19a, γ_T has significantly lower values ranging from $0.3 \cdot 10^{-5}$ to $1.6 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ with $(0.34 \pm 0.37) \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ mean. These values, which correspond to the lower ones found by Jansen et al. (2007), might reflect a different turbulent behaviour for very large iceberg that can modify more significantly their environment especially the ocean circulation (Stern et al., 2016).

The mean iceberg's temperature is $-10.8 \pm 5.0^\circ\text{C}$ for B17a and $-10.6 \pm 5.8^\circ\text{C}$ for C19a. It oscillates quite rapidly and certainly more erratically than in reality. Although the current velocity can reach quite high values, this melt reate formulation appears better suited to reproduce the bulk melting of icebergs than forced convection.

5 Fragmentation

As said earlier, fragmentation is the least known and documented decay mechanism of icebergs. It has been suggested that swell induced vibrations in the frequency range of the iceberg bobbing on water could cause fatigue and fracture at weak spots (Wadhams et al., 1983; Goodman et al., 1980). Small initial cracks within the iceberg are likely to propagate in each oscillation until they become unstable resulting in the iceberg fracture (Goodman et al., 1980). Jansen et al. (2005) suggested from model simulations that increasing ocean temperatures along the iceberg drift and enhanced melting cause a rapid ablation of the warmer basal ice layers while the iceberg core cold temperature remains relatively constant and cold. The resulting large temperature gradients at the boundaries could be important for possible fracture mechanics during the final decay of iceberg.

5.1 fragmentation law

Like the calving of iceberg from glacier or ice shelves (Bassis, 2011), fragmentation is a stochastic process that makes individual events impossible to forecast. However, the probability an iceberg will calve during a given interval of time can be described by a probability distribution. This probability distribution depends on environmental conditions that can stimulate or inhibit the fracturing mechanism (MacAyeal et al., 2006). If the environmental parameters conditioning the probability of fracture can be determined, it would thus be possible to propose at least bulk fracturing laws that could be used in numerical models. The correlation between the relative volume loss (i.e. the a-dimensional loss), dV/V , filtered using a 20 day Gaussian window and different environmental parameters : SST, current speed, difference of iceberg and current velocities, wave height, wave peak

frequency, wave energy at the bobbing period; has thus been analysed in detail. The highest correlation is obtained for SST, with similar values for both icebergs, namely 63% for B17a and 64% for C19a. It is high enough to be statistically significant and to show that SST is certainly one of the main drivers of the fracturing process. SST is followed by the iceberg velocity which has a mild correlation of 30% for B17a and 28% for C19a showing a potential second order impact. The correlation for all the other parameters, in particular for the sea state parameters, is below 15%. Figure 8, which presents the 20 day-Gaussian filtered relative surface loss as function of SST, iceberg velocity and wave height confirms the strong impact of the temperature. The logarithm of the loss clearly increases almost linearly with temperature. The regression gives similar slopes of 1.06 ± 0.04 for B17a and 0.8 ± 0.04 for C19a. There also exist a slight increase of loss with iceberg velocity. The regression slopes are however very different for B17a (1.8 ± 0.8) and C19a (6.3 ± 0.8). The significant wave height has no impact on the loss.

The cumulative sum of the a-dimensional loss for the two icebergs presented in figure 9 exhibit very similar behaviour suggesting that a general fracturing law might exist.

We have decided to investigate this matter by step, by progressively including the dependence to environmental parameters in a simple model of bulk volume loss depending. Firstly, only on the temperature difference between the ocean and the iceberg is considered in the model

$$M_{fr} = \alpha \exp(\beta(T_w - T_i)) \quad (7)$$

where M_{fr} is the relative volume loss by fragmentation and α, β are model coefficients. In a first step the daily volume loss is computed for and compared to the observed ones. The model best fit presented in figure 9 (black line) gives similar results for B17a and C19a: $\alpha = 1.9 \cdot 10^{-5}$ and $2.7 \cdot 10^{-5}$, $\beta = 1.3$ and 0.91 , $T_i = -3.4$ and -3.7 °C respectively. Although the correlation between model and measurement is high (96% and 98% respectively), the model does not reproduce very well the final iceberg's decay.

A possible second order contribution of the iceberg velocity is thus taken into account by introducing a second term in the model in the form:

$$M_{fr} = \alpha \exp(\beta(T_w - T_i))(1 + \exp(\gamma V_i)) \quad (8)$$

The model is first fitted by setting the β coefficient to the value found using the simple model. The best fit of the model is presented as a blue line in figure 9. The fitting parameters have quite similar values for the two icebergs, $\alpha = 5 \cdot 10^{-6}$ for both, $\gamma = 5.3$ and 6.2 and $T_i = -3.3$ and -4 °C respectively. The inclusion of velocity clearly improves the modelling of the final decay and increases the correlation to more than 99.5%.

The possibility of a general law has been further investigated by testing the model with a common β of 1 for both icebergs. The best fit is presented as green lines. The best fit is only slightly degraded (correlation about 99.2%). The γ and T_i fitting parameters slightly vary and are of the same order of magnitude for the two icebergs. Only the α parameter strongly differs for B17a ($3 \cdot 10^{-5}$) and C19a ($5 \cdot 10^{-6}$). This can result from the fact that the variability of iceberg temperature is not taken into account. Indeed, a change of T_i of ΔT introduces a change of α of $\exp(-\beta \Delta T)$.

A final model is tested in the same way as the melting law. The α , β and γ parameters are fixed at $1 \cdot 10^{-6}$, 1 and 6.5 respectively and the model is fitted at each time step over a ± 20 day period to determine the best fit T_i . The model fit the data with correlation higher than 99.8%. The iceberg temperature varies by less than 2°C and has a mean of $-3.7 \pm 0.6^\circ\text{C}$ for B17a and $-2.9 \pm 0.6^\circ\text{C}$ for C19a (see figure 10).

5 Other model formulations including wave height, iceberg speed and wave energy at the bobbing period were tested but didn't bring any improvement.

5.2 Transfer of volume and distribution of sizes of fragments

The fragmentation of both icebergs generates large plumes of smaller icebergs that drift on their own path and disperse the ice over large regions of the ocean. The knowledge of the size distribution of the calved pieces is as important as the fragmentation law for modelling purposes as the fragments size will condition their drift and melting and ultimately the freshwater flux. The fragment size distribution is analysed using both the ALTIBERG small icebergs iceberg database and the analysis of three clear MODIS images that present large plumes of pieces calved from C19a and B17a. Figures 11-a and c present the small icebergs detected by altimeters in the vicinity (same day and 400 km in space) of B17a and C19a. To restrict as much as possible a potential influence of icebergs not calved from the one considered, the analysis of the iceberg size is restricted to the period when C19a drifted thousand of kilometres away from any large iceberg. During this period more than 2400 icebergs were detected. The corresponding size distribution is presented in figure 13.

The small iceberg detection algorithm used to analyse the MODIS images is similar to those used to estimate the large iceberg area. Firstly, the cloudy pixels are eliminated by using the difference between channel 1 and 2 radiances. The image is then binarised using a radiance threshold. A shape analysis is then applied to the binary images to detect and characterise the icebergs. The results are then manually validated. Figure 12 presents an example of such a detection for C19a. The full resolution images are available in the Supplementary Information (Figures S1 to S4). The analysis detected 1057, 817, 1228 and 337 icebergs for the four images respectively. The size distributions for the four images and for the overall mean are given also in figure 13. The six distributions are remarkably similar between 0.1 and 5 km^2 . The tail of the distributions (i.e. for area larger than 7 km^2) is not statistically significant because too few icebergs larger than $5\text{-}6 \text{ km}^2$ were detected.

25 The slopes of the distributions have thus been estimated by linear regression for areas between 0.1 and 5 km^2 . The values for the four images are -1.49 ± 0.13 , 1.63 ± 0.15 , -1.41 ± 0.15 , -1.44 ± 0.24 respectively and 1.53 ± 0.12 for the overall mean distribution. The slope of the ALTIBERG iceberg distribution is -1.52 ± 0.07 . These values are all close to the $-3/2$ slope already presented by (Tournadre et al., 2016) for icebergs from 0.1 to 10000 km^2 . A $-3/2$ slope has been shown both experimentally and theoretically to be representative of brittle fragmentation (Astrom, 2006; Spahn et al., 2014).

30 This size distribution represents a statistical view of the fragmentation process over a period of time that can correspond to several days or weeks. Indeed, it is impossible to determine from satellite image analysis or altimeter detection the exact calving time of each fragment and it is thus impossible to estimate the exact distribution of the calved pieces at their time of calving. In the same way as fragmentation is characterised by a probability distribution, the size of the fragment will also

be characterised by a probability distribution. The size distribution represents the integration over a period of time of this probability distribution. It can be used to model the transfer of volume calved from the large iceberg to small pieces.

The transfer of volume from the large icebergs to smaller pieces can also be estimated using the small iceberg area data from the ALTIBERG database. The sum of the detected pieces areas is presented in figure 11-b and d as well as the large iceberg surface loss by fragmentation. The difference between the two curves can result from, 1) an underestimation of the number of small icebergs, 2) the total area of pieces larger than $\sim 8 \text{ km}^2$ not detected by altimeters. While 1 is difficult to estimate 2 can be computed, assuming that the pieces distribution follows a power law. Annex B presents the detail of the computation. For both icebergs, as long as the surface loss is limited, the number of calved pieces is small and the probability for a fragment to be too large to be detected by altimeter is also small. The total surface of the detected small icebergs represents thus almost all the parent iceberg surface loss. As the degradation increases so does the surface loss. The number of calved pieces as well as the probability of larger pieces calving become significantly larger resulting in a larger proportion of the surface loss due to pieces larger than 8 km^2 (thus not detected). The overall proportion of the surface loss due to small icebergs is about 50 % in good agreement with the power law model of Annex B.

6 Summary and conclusions

The evolution of the dimensions and shape of two large Antarctic icebergs was estimated by analysing MODIS visible images and altimeter measurements. These two giant icebergs, named B17a and C19a, were worthy of interest because they have drifted in open ocean for more than a year, relatively remote from other big icebergs, and were frequently sampled by our sensors (altimeters and MODIS). Furthermore, the two of them exhibited very different features, whether in terms of size and shape but also in their drift characteristics. We thus expect their joint studies to be an opportunity to get a more comprehensive insight into the two main processes involved in the decay of icebergs, melting and fragmentation.

Basal melting is the main cause of an iceberg's thickness decrease. We first undertook to test/prove the validity of the two main melting laws used in most numerical modelling studies by monitoring the evolution of the iceberg's thickness. We have thus computed an estimated thickness evolution according to each modelling strategy and confronted it to our measurements. The two melting models differ in their formulation since the first one is more dynamic based and the other one results from a thermodynamic balance, but both depend primarily on the same two quantities : the iceberg/water differential velocity and their temperature difference. The two modelling strategies succeed in reproducing the thickness variations of both icebergs with a high accuracy, but where the first one requires very high and unrealistic current velocities or iceberg temperatures, the second formulation fitting parameters remain within reasonable limits. If realistic current speeds and ice temperatures were to be used as inputs of the first model, it would largely underestimate the icebergs' thickness decrease, so that the second model seems more appropriate to reproduce actual melting rates. Moreover, the appropriate turbulent exchange parameters fitting the second model are found to be much smaller than used in a previous global modelling study that consequently might have overestimated the yearly freshwater flux constrained by large icebergs.

Although the main decay process of icebergs, fragmentation involves complex mechanisms and is still poorly documented. Due to the stochastic nature of fragmentation, an individual calving event can't be forecast. Yet, fragmentation can still be studied in terms of a probability distribution of a calving. We chose to carry out a sensitivity study to find out which environmental parameters are more likely to favour fracturing. We thus analysed the correlation between the relative volume loss of an iceberg and some environmental parameters. The highest correlations are found firstly for the ocean temperature and secondly for the iceberg velocity, for both B17a and C19a. All other parameters (namely the waves-related quantities) show no significant link with the volume loss. We then formulated two bulk volume loss models : firstly one that depends only on ocean temperature, and secondly one that takes into account the influence of both identified key parameters. The two formulations are fitted to our relative volume loss measurements and the best fitting parameters are estimated. Using iceberg velocity along with ocean temperature clearly better reproduces the volume loss variations, especially the quicker ones seen near the final decays of both bergs. Moreover, if the variability of the iceberg temperature is taken into account, the model coefficients are in this case quite similar for the two icebergs.

Finally, we have estimated the size distribution of the fragments calved from B17a and C19a, using MODIS images and altimetry data. For both icebergs and both methods, the slope of the distribution is close to $-3/2$, consistent from our previous altimetry-based global study and typical of brittle fragmentation processes.

While giant icebergs are not included in the current generation of iceberg models, they transport most of the ice volume in the Southern Ocean. Furthermore, the impact of icebergs on the ocean in global circulation models strongly depends on their size distribution. As a consequence, it is believed that the current modelling strategies suffer from a "small icebergs bias". To include them in models, we need to make sure that our previous modelling strategies are still suited to large icebergs. We also ought to gain more knowledge on how these bigger bergs constrain a size transfer to produce medium to small pieces via fragmentation. Eventually, these smaller pieces are those that account for the effective fresh water flux in the ocean. On the one hand, our study has shown that a classical modelling strategy is able to reproduce the basal melting of large icebergs, provided that relevant parameters are chosen. On the other hand, it has demonstrated that a simple bulk model with appropriate environmental parameters can be used to account for the effect of the fragmentation of large icebergs, and highlighted the consequent size distribution of the pieces. These results could prove valuable to include a more realistic representation of large icebergs in models. Our analyses could be extended to the cases of more large icebergs, namely to validate our bulk modelling approaches on a more global scale.

Acknowledgements. The MODIS images were provided by NASA through the LAADS DAAC (<http://ladsweb.nascom.nasa.gov/>). The altimeter data were provided by the french Centre National d'Etude Spatiale (CNES), the European Space Agency (ESA), EUMETSAT, the US National Aeronautics and Space Administration (NASA), the US National Oceanic and Atmospheric Administration and the Chinese National Ocean Satellite Application Center (NSOAS). The geostrophic current were provided by the AVISAO center (<https://www.aviso.altimetry.fr>). The study was partially founded by CNES through the TOSCA program.

References

- Amundson, J. M. and Truffer, M.: A unifying framework for iceberg-calving models, *Journal of Glaciology*, 56, 822–830, doi:doi:10.3189/002214310794457173, <http://www.ingentaconnect.com/content/igsoc/jog/2010/00000056/00000199/art00008>, 2010.
- Arthern, R., Vaughan, D., Rankin, A., Mulvaney, R., and Thomas, E. R.: In situ measurements of Antarctic snow compaction compared with
5 predictions of models, *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2009JF001306, 2010.
- Astrom, J. A.: Statistical models of brittle fragmentation, *Advances in Physics*, 55, 247–278, doi:10.1080/00018730600731907, <http://dx.doi.org/10.1080/00018730600731907>, 2006.
- Bassis, J.: The statistical physics of iceberg calving and the emergence of universal calving laws, *Journal of Glaciology*, 57, 3–16, doi:doi:10.3189/002214311795306745, <http://www.ingentaconnect.com/content/igsoc/jog/2011/00000057/00000201/art00001>, 2011.
- 10 Benn, D., C.R., W., and R.H., M.: Calving processes and the dynamics of calving glaciers, *Earth Sci. Rev.*, 82, 143–179, 2007.
- Bigg, G., Wadley, M., Stevens, D., and Johnson, J.: Modelling the dynamics and thermodynamics of icebergs, *Cold Regions Scienc. Techn.*, 26(2), 113–135, doi:10.1016/S0165-232X(97)00012-8, 1997.
- Diemand, D.: Icebergs, in: *Encyclopedia of Ocean Sciences*, edited by Steele, J. H., pp. 1255–1264, Academic Press, Oxford, doi:10.1006/rwos.2001.0002, <http://www.sciencedirect.com/science/article/B77C6-4B0FVKG-2/2/93bf19ca1170a3102602c927c99bfb01>,
15 2001.
- Fricker, H. A., Young, N. W., Allison, I., and Coleman, R.: Iceberg calving from the Amery Ice Shelf, East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 34, 241–246, doi:10.3189/172756402781817581, 2002.
- Gladstone, R. M., Bigg, G. R., and Nicholls, K. W.: Iceberg trajectory modeling and meltwater injection in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, 106, 19 903–19 916, doi:10.1029/2000JC000347, 2001.
- 20 Goodman, D. J., Wadhams, P., and Squire, V. A.: The flexural response of a tabular ice island to ocean swell, *Annals of Glaciology*, 1, 23–27, 1980.
- Hamley, T. C. and Budd, W. F.: Antarctic iceberg distribution and dissolution, *J. Glaciol.*, 32, 242–251, 1986.
- Hellmer, H. H. and Olbers, D.: A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf., *Antarctic Science*, 3, 433–442, 1989.
- 25 Helly, J. J., Kaufmann, R. S., Stephenson Jr., G. R., and Vernet, M.: Cooling, dilution and mixing of ocean water by free-drifting icebergs in the Weddell Sea, *Deep Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 58, 1346–1363, doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.010, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0967064510003668>, 2011.
- Holdsworth, G. and Glynn, J.: Iceberg calving from floating glaciers by a vibrating mechanism., *Nature*, 274, 464–466., 1978.
- Holland, D. M. and Jenkins, A.: Modeling Thermodynamic Ice–Ocean Interactions at the Base of an Ice Shelf, *Journal of Physical Oceanography*, 29, 1787–1800, doi:10.1175/1520-0485(1999)029<1787:MTIOIA>2.0.CO;2, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<1787:MTIOIA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<1787:MTIOIA>2.0.CO;2), 1999.
- 30 Huppert, H. E. and Josberger, E. G.: The Melting of Ice in Cold Stratified Water, *Journal of Physical Oceanography*, 10, 953–960, doi:10.1175/1520-0485(1980)010<0953:TMOIIC>2.0.CO;2, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(1980\)010<0953:TMOIIC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(1980)010<0953:TMOIIC>2.0.CO;2), 1980.
- 35 Jacka, T. H. and Giles, A. B.: Antarctic iceberg distribution and dissolution from ship-based observations, *J. Glaciol.*, 53, 341–356, 2007.

- Jansen, D., Sandhäger, H., and Rack, W.: Model experiments on large tabular iceberg evolution: ablation and strain thinning, *Journal of Glaciology*, 51, 363–372, doi:doi:10.3189/172756505781829313, <http://www.ingentaconnect.com/content/igsoc/jog/2005/00000051/00000174/art00003>, 2005.
- Jansen, D., Schodlok, M., and Rack, W.: Basal melting of A-38B: A physical model constrained by satellite observations, *Rem. Sens. Environ.*, 111, 195–203, doi:10.1016/j.rse.2007.03.022, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425707002878>, Remote Sensing of the Cryosphere Special Issue, 2007.
- Jongma, J. I., Driesschaert, E., Fichefet, T., Goosse, H., and Renssen, H.: The effect of dynamic-thermodynamic icebergs on the Southern Ocean climate in a three-dimensional model, *Ocean Modelling*, 26, 104–113, doi:DOI: 10.1016/j.ocemod.2008.09.007, <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6VPS-4TN0M2H-1/2/9303a7a08d2263a3b37b3ec60e35dfe6>, 2009.
- 10 Kader, B. A. and Yaglom, A. M.: Heat and mass transfer laws for fully turbulent wall flows, *Int. J. Heat Mass Transfer*, 15, 2329–2351, 1972.
- Li, J. and Zwally, H.: Modeling of firn compaction for estimating ice-sheet mass change from observed ice-sheet elevation change, *Annal. Glacio.*, 52(59), 1–7, 2011.
- Ligtenberg, S. R. M., Helsen, M. M., and van den Broeke, M. R.: An improved semi-empirical model for the densification of Antarctic firn, *The Cryosphere*, 5, 809–819, doi:10.5194/tc-5-809-2011, <http://www.the-cryosphere.net/5/809/2011/>, 2011.
- 15 Løset, S.: Thermal energy conservation in icebergs and tracking by temperature, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98, 10001–10012, doi:10.1029/93JC00138, <http://dx.doi.org/10.1029/93JC00138>, 1993.
- MacAyeal, D. R., Okal, E. A., Aster, R. C., Bassis, J. N., Brunt, K. M., Cathles, L. M., Drucker, R., Fricker, H. A., Kim, Y.-J., Martin, S., Okal, M. H., Sergienko, O. V., Sponsler, M. P., and Thom, J. E.: Transoceanic wave propagation links iceberg calving margins of Antarctica with storms in tropics and Northern Hemisphere, *Geophysical Research Letters*, 33, n/a–n/a, doi:10.1029/2006GL027235, <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL027235>, 117502, 2006.
- 20 Marsh, R., Ivchenko, V. O., Skliris, N., Alderson, S., Bigg, G. R., Madec, G., Blaker, A. T., Aksenov, Y., Sinha, B., Coward, A. C., Le Sommer, J., Merino, N., and Zalesny, V. B.: NEMO-ICB (v1.0): interactive icebergs in the NEMO ocean model globally configured at eddy-permitting resolution, *Geoscientific Model Development*, 8, 1547–1562, doi:10.5194/gmd-8-1547-2015, <http://www.geosci-model-dev.net/8/1547/2015/>, 2015.
- 25 Martin, T. and Adcroft, A.: Parameterizing the fresh-water flux from land ice to ocean with interactive icebergs in a coupled climate model, *Ocean Modelling*, 34, 111–124, doi:10.1016/j.ocemod.2010.05.001, 2010.
- McIntyre, N. F. and Cudlip, W.: Observation of a giant Antarctic tabular iceberg by satellite radar altimetry, *Polar Rec.*, 145, 458–462, 1987.
- Merino, N., Sommer, J. L., Durand, G., Jourdain, N. C., Madec, G., Mathiot, P., and Tournadre, J.: Antarctic icebergs melt over the Southern Ocean : Climatology and impact on sea ice, *Ocean Modelling*, 104, 99–110, doi:10.1016/j.ocemod.2016.05.001, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1463500316300300>, 2016.
- 30 Neshyba, Steve, E. G. J.: On the estimation of Antarctic iceberg melt rate, *J. Phys. Oceanogr.*, 10, 1681–1685, 1980.
- Reeh, N.: A nonsteady-state firn-densification model for the percolation zone of a glacier, *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113, n/a–n/a, doi:10.1029/2007JF000746, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JF000746>, f03023, 2008.
- Savage, S.: Aspects of Iceberg Deterioration and Drift, pp. 279–318, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, doi:10.1007/3-540-45670-8_12, http://dx.doi.org/10.1007/3-540-45670-8_12, 2001.
- 35 Savage, S., Crocker, G., Sayed, M., and Carrieres, T.: Size distributions of small ice pieces calved from icebergs, *Cold Regions Science and Technology*, 31, 163 – 172, doi:https://doi.org/10.1016/S0165-232X(00)00010-0, <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0165232X00000100>, 2000.

- Scambos, T., Sergienko, O., Sargent, A., McAyeal, D., and Fastbook, J.: ICESat profiles of tabular iceberg margins and iceberg breakup at low latitudes, *Geophys. Res. Let.*, 32, doi:10.1029/2005GL023802, 2005.
- Scambos, T., Ross, R., Bauer, R., Yermolin, Y., Skvarca, P., Long, D., Bohlander, J., and Haran, T.: Calving and ice-shelf break-up processes investigated by proxy: Antarctic tabular iceberg evolution during northward drift, *J. Glaciol.*, 54, 579–591, doi:10.3189/002214308786570836, <http://www.ingentaconnect.com/content/igsoc/jog/2008/00000054/00000187/art00002>, 2008.
- 5 Schodlok, M. P., Hellmer, H. H., Rohardt, G., and Fahrbach, E.: Weddell Sea iceberg drift: Five years of observations, *J. Geophys. Res.*, 111, C06 018, doi:10.1029/2004JC002661., 2006.
- Schwerdtfeger, P.: Iceberg oscillations and ocean waves, *An. Glaciol.*, 1, 63–65, 1980.
- Silva, T., Bigg, G., and Nicholls, K.: The contribution of giant icebergs to the Southern Ocean freshwater flux, *J. Geophys. Res.*, 111, C03 004, doi:10.1029/2004JC002843, 2006.
- 10 Spahn, F., Neto, E. V., Guimarães, A. H. F., Gorban, A. N., and Brilliantov, N. V.: A statistical model of aggregate fragmentation, *New Journal of Physics*, 16, 013 031, <http://stacks.iop.org/1367-2630/16/i=1/a=013031>, 2014.
- Stern, A. A., Adcroft, A., and Sergienko, O.: The effects of Antarctic iceberg calving-size distribution in a global climate model, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121, 5773–5788, doi:10.1002/2016JC011835, 2016.
- 15 Stuart, K. M. and Long, D. G.: Tracking large tabular icebergs using the SeaWinds Ku-band microwave scatterometer, *Deep Sea Res. Part II-Topical studies in Oceanography.*, 58, 1285–1300, doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.004, 2011.
- Tournadre, J.: Signature of Lighthouses, Ships, and Small Islands in Altimeter Waveforms, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 24, 1143–1149, 2007.
- Tournadre, J., Bouhier, N., Girard-Ardhuin, F., and Rémy, F.: Large icebergs characteristics from altimeter waveforms analysis, *J. Geophys. Res.*, 120, 1954–1974, doi:10.1002/2014JC010502, 2015.
- 20 Tournadre, J., Bouhier, N., Girard-Ardhuin, F., and Remy, F.: Antarctic icebergs distributions 1992–2014, *J. Geophys. Res.*, 121, 327–349, doi:10.1002/2015JC011178, 2016.
- Venkatesh, S.: On the Deterioration of a Grounded Iceberg, *Journal of Glaciology*, 32, 161–167, doi:10.1017/S0022143000015471, 1986.
- Wadhams, P., Kristensen, M., and Orheim, O.: The response of Antarctic icebergs to ocean waves, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 88, 6053–6065, doi:10.1029/JC088iC10p06053, <http://dx.doi.org/10.1029/JC088iC10p06053>, 1983.
- 25 Wagner, T. J. W., Wadhams, P., Bates, R., Elosegui, P., Stern, A., Vella, D., Abrahamsen, E. P., Crawford, A., and Nicholls, K. W.: The “footloose” mechanism: Iceberg decay from hydrostatic stresses, *Geophys. Res. Let.*, 41, 5522–5529, doi:10.1002/2014GL060832, <http://dx.doi.org/10.1002/2014GL060832>, 2014.
- Wagner, T. J. W., Dell, R. W., and Eisenman, I.: An Analytical Model of Iceberg Drift, *Journal of Physical Oceanography*, 47, 1605–1616, doi:10.1175/JPO-D-16-0262.1, <https://doi.org/10.1175/JPO-D-16-0262.1>, 2017.
- 30 Weeks, W. F. and Campbell, W. J.: Icebergs as a Fresh-Water Source: An Appraisal, *Journal of Glaciology*, 12, 207–233, 1973.
- West, J. C. and Demarest, R.: The radiation characteristics of an arbitrary antenna positioned on a polar ice sheet, *Geophys.*, 12, 1689–1696, 1987.

Appendix A: Firn densification

The process of firn densification is complex and although several models have been developed for ice sheet (Reeh, 2008; Arthern et al., 2010; Li and Zwally, 2011; Ligtenberg et al., 2011), at present, no reliable model exists for icebergs who expe-

35

rienced more variable oceanic and atmospheric conditions. However, the change of free-board induced by firm densification can be estimated using a simple model. Icebergs density profile can be represented by an exponential profile in the form

$$\rho(z) = \rho_i - Ve^{Rz}$$

where z is the depth, ρ the density and ρ_i the density of pure ice (915 kg.m³) (West and Demarest, 1987). The V and R model parameters are tuned so that the depths of the 550 and 830 kg.m³ densities correspond to the mean values of the firm column on big ice shelves presented by Ligtenberg et al. (2011), i.e. 5 and 45 m respectively. The change of free-board induced by firm densification is estimated by simple integration of the density profile and by assuming that all the firm layer densifies in the same proportion. Figure A1 presents the change of thickness and free-board and thickness for a 450 m thick iceberg as a function of the proportion of densification. The decrease of thickness and free-board is below 4 m and 1 m for a 25% and 6.1 m and 2.1 m for a 50% one. These values exceed, although significant, are small compared to the change of thickness and free-board measured during the two icebergs drift that are of the order of 100-200 m and 20-30 m respectively. However, the firm densification will lead to an overestimation of the iceberg melt rate that could be of the order of 2-5%.

Appendix B: Power law and total area distribution

The fragment size probability follows a power law with a -3/2 slope for sizes between s_1 and s_2 thus

$$P(s) = \alpha_0 s^{-3/2} \quad (B1)$$

where $\alpha_0 = \sqrt{s_0 s_1} / (2(\sqrt{s_1} - \sqrt{s_0}))$.

If N_0 is the number of calved icebergs of sizes between s_3 and s_4 , then the distribution of the number N is $N(s) = N_0 \alpha_0 s^{-3/2}$. The maximum iceberg size s_{lim} , i.e. the class for which $N(s_{lim}) = 1$ is $s_{lim} = (N_0 \alpha_0)^{2/3}$. The proportion of the total surface represented by the icebergs of sizes between s_3 and s_4 is thus

$$R(N_0) = \frac{\int_{s_3}^{s_4} N_0 \alpha_0 s^{-3/2} ds}{\int_{s_1}^{s_{lim}} N_0 \alpha_0 s^{-3/2} ds} = \frac{\sqrt{s_4} - \sqrt{s_3}}{\sqrt{(N_0 \alpha_0)^{2/3} - \sqrt{s_1}}} \quad (B2)$$

Figure B1 presents R for s_4 from 4 to 9 km², $s_1 = 0.01$ km², i.e. the smallest iceberg detectable using MODIS, $s_3 = 0.1$ km², i.e. the detection limit of altimeter, s_2 has been set to 40 km², size of the largest piece detected on the MODIS images. If a thousand fragments have been created, icebergs smaller than 6 km² represents only 60% of the total surface, the ones smaller than 8 km² 70%. For 2000 fragments, the proportion drops to 50 and 55% respectively.

25 *Competing interests.* None

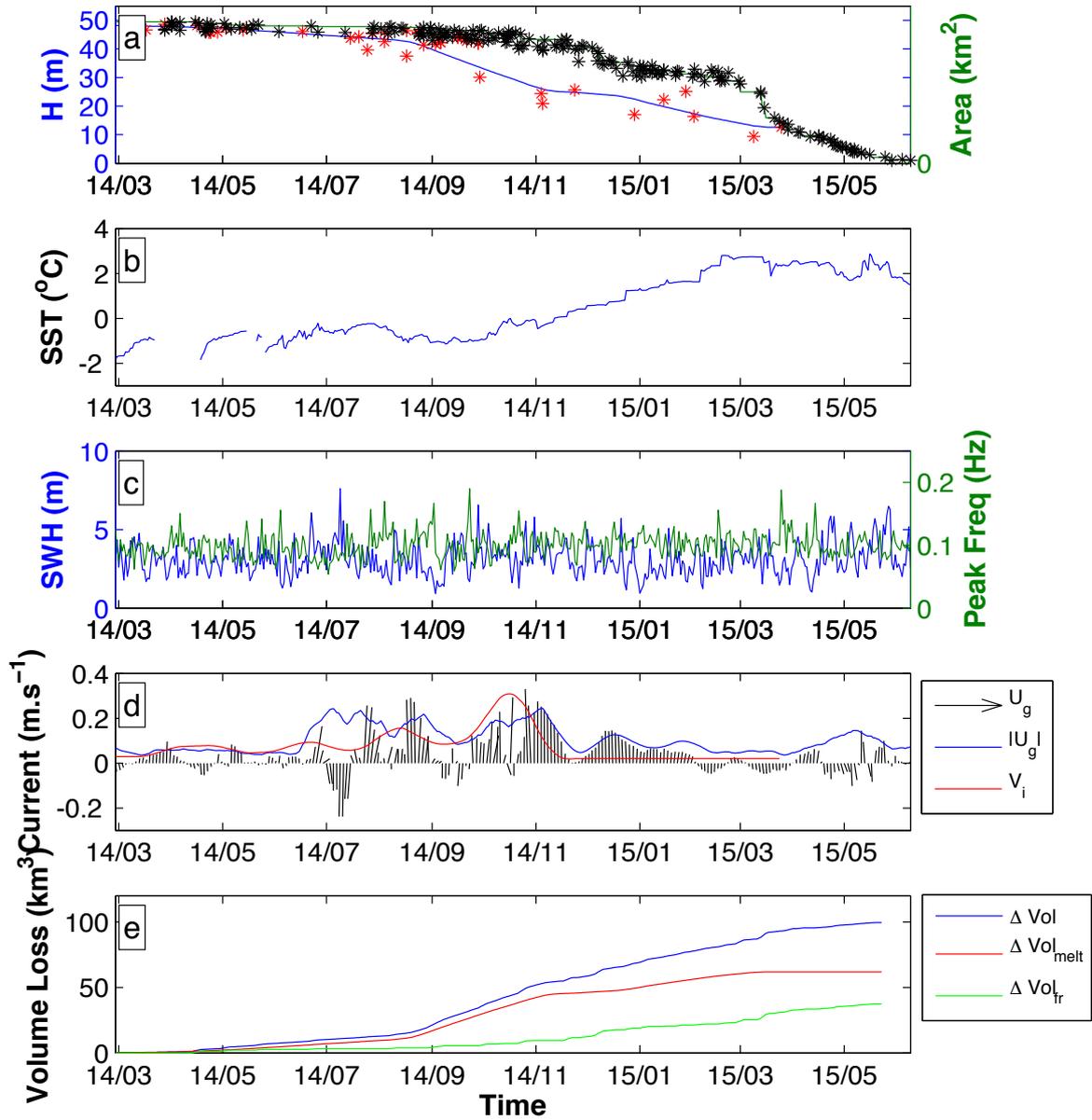


Figure 4. (a) B17a Area (in km^2) and free-board (in m). The green and blue line represent the interpolated daily area and free-board and the black and red crosses the MODIS area and altimeter free-board estimates. (b) ODYSSEA Sea surface temperature (in $^{\circ}\text{C}$). (c) Significant wave height in m (blue line) and peak frequency in Hz (green line). (d) AVISO geostrophic current (black arrows) and current velocity (blue line) and iceberg velocity (red line). (e) Total volume loss (blue line), volume loss by melting (red line) and by fragmentation (green line).

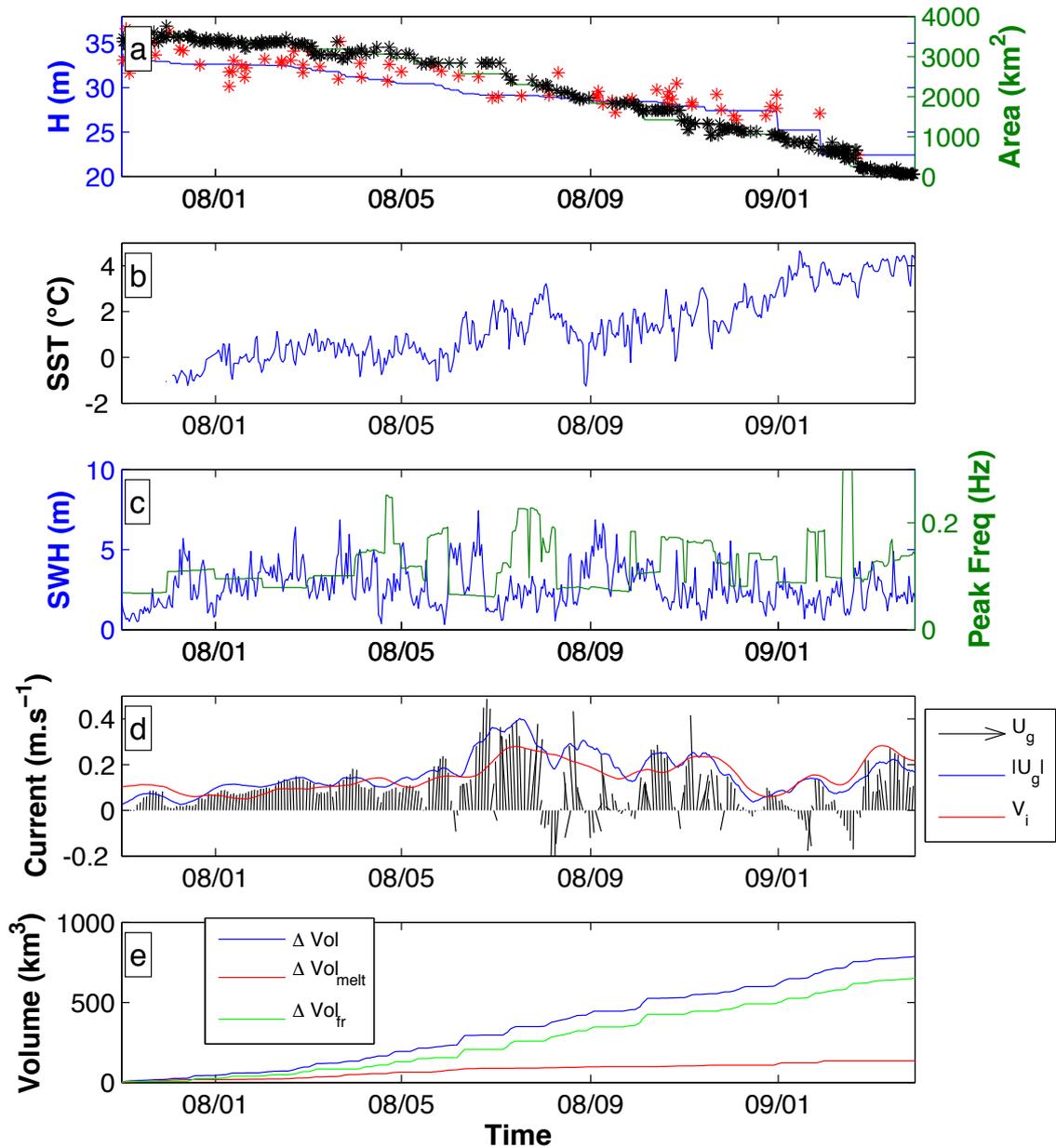


Figure 5. (a) C19a Area (in km^2) and free-board (in m). The green and blue line represent the interpolated daily area and free-board and the black and red crosses the MODIS area and altimeter free-board estimates. (b) ODYSSEA Sea surface temperature (in $^{\circ}\text{C}$). (c) Significant wave height in m (blue line) and peak frequency in Hz (green line). (d) AVISO geostrophic current (black arrows) and current velocity (blue line) and iceberg velocity (red line). (e) Total volume loss (blue line), volume loss by melting (red line) and by fragmentation (green line).

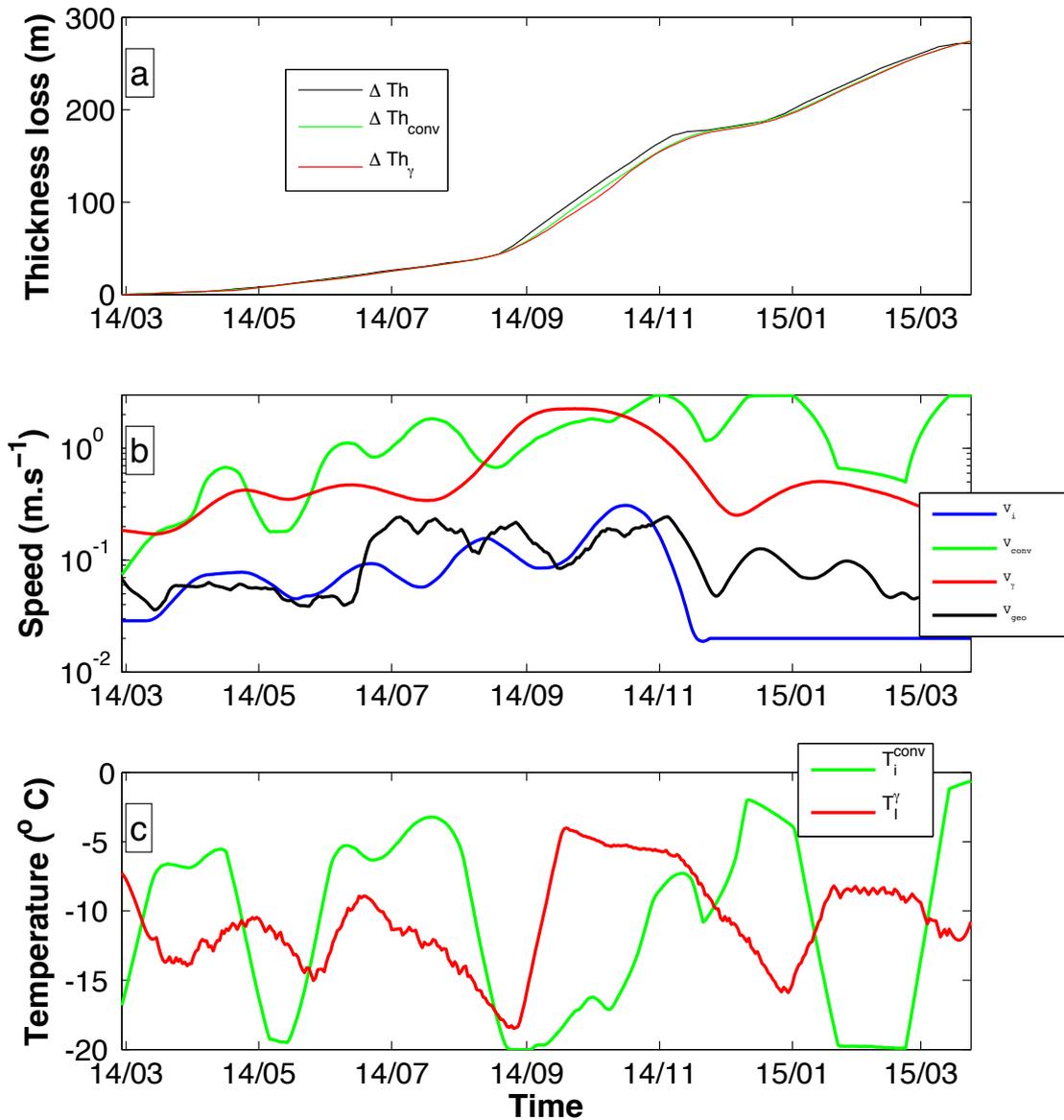


Figure 6. Thickness loss (in m) for B17a (a). Measured thickness loss (blue line); modelled loss using forced convection (green line) and turbulent exchange (red line). (b) Iceberg velocity (blue line). Modelled velocity using forced convection (red line) and using turbulent exchange (green line). AVISO Geostrophic current velocity (black) line. (c) Modelled iceberg temperature using forced convection (blue line) and using thermal exchange (green line).

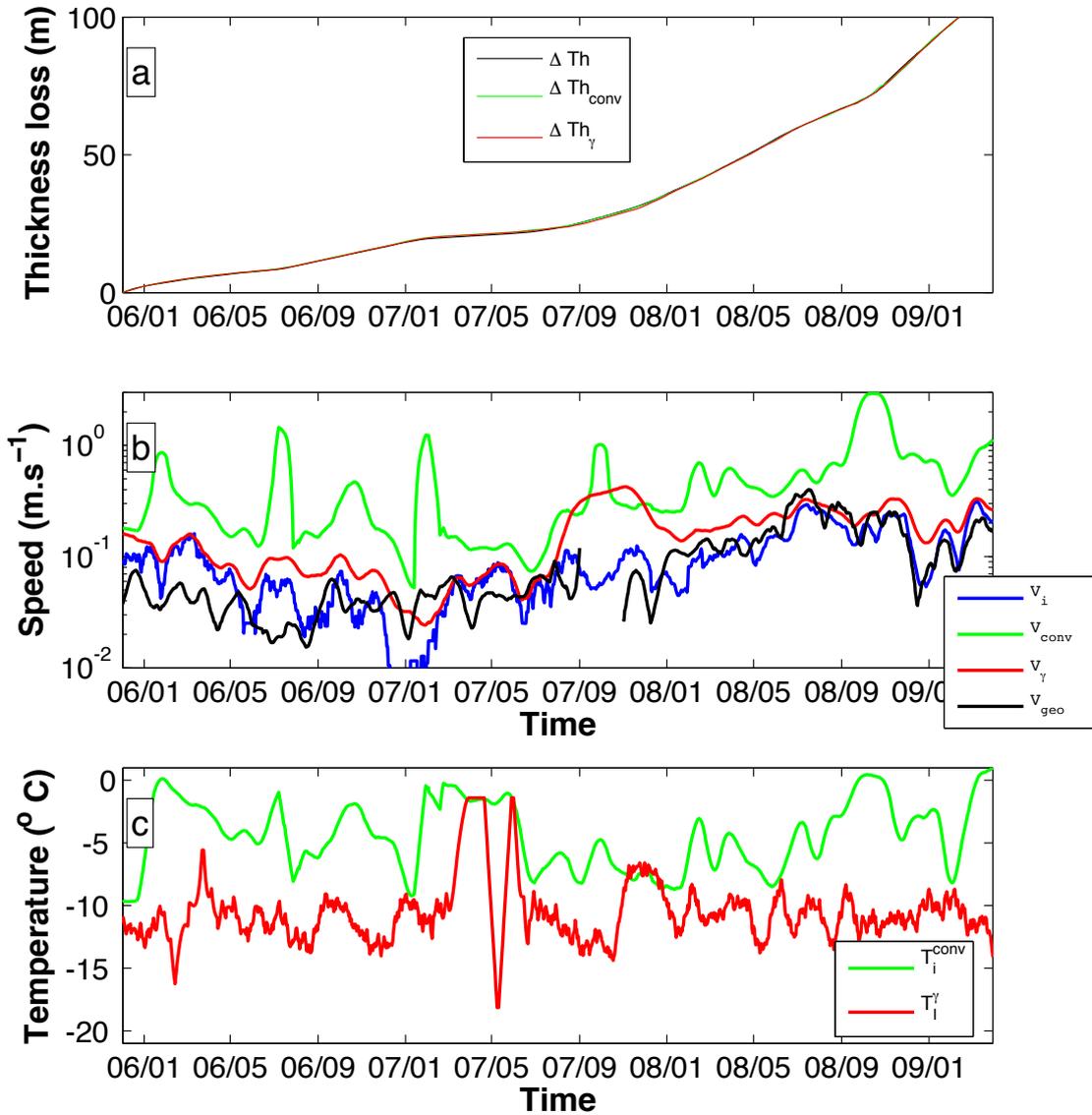


Figure 7. Thickness loss (in m) for C19a (a). Measured thickness loss (blue line); modelled loss using forced convection (green line) and turbulent exchange (red line). (b) Iceberg velocity (blue line). Modelled velocity using forced convection (red line) and using turbulent exchange (green line). AVISO Geostrophic current velocity (black) line. (c) Modelled iceberg temperature using forced convection (blue line) and using thermal exchange (green line).

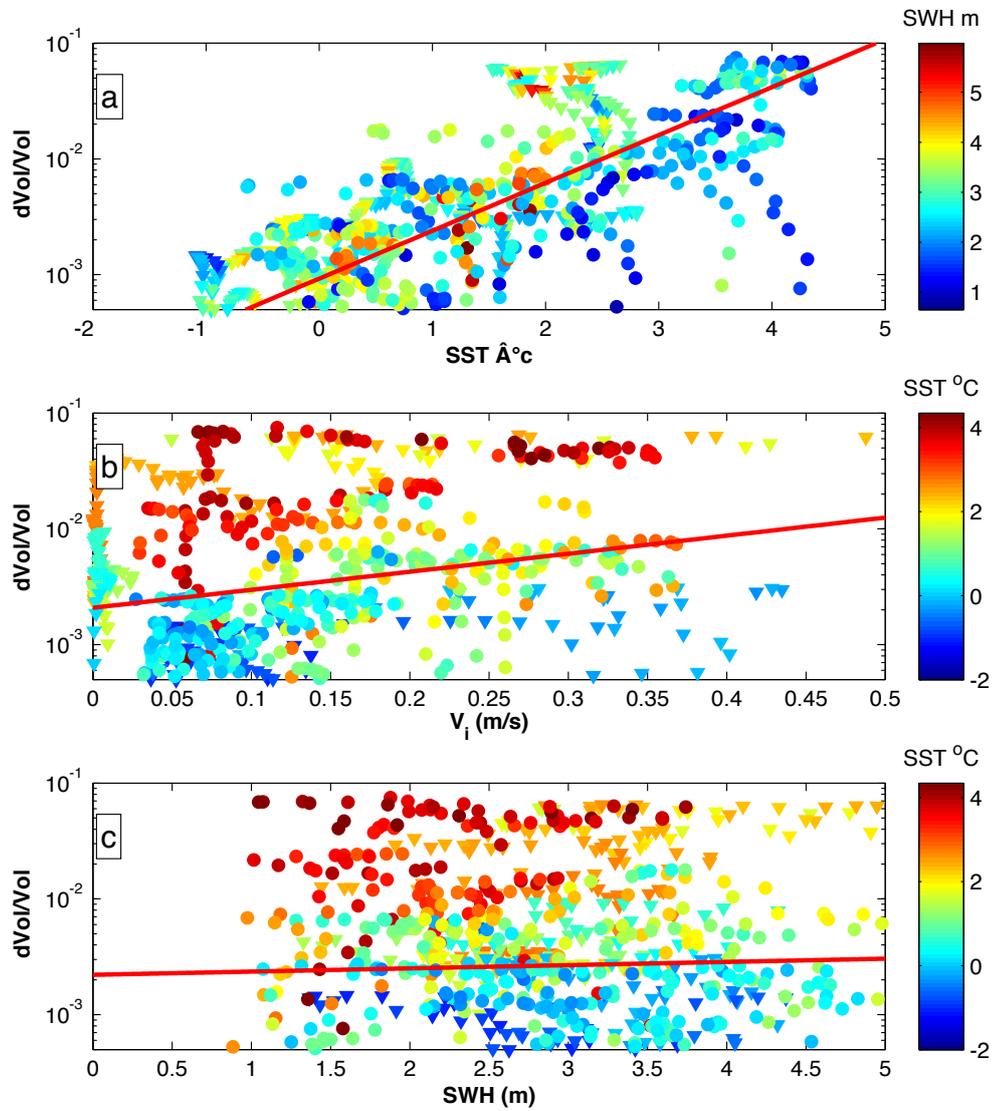


Figure 8. (a) Relative volume loss dV/V as a function of SST. The colour represents the significant wave height in m. (b) dV/V as a function of the iceberg velocity. The colour represents the SST in $^{\circ}C$. (c) dV/V as a function of significant wave height. The circles correspond to C19a and the triangle to B17a. The red lines represent the regression lines.. The ordinate scale is logarithmic.

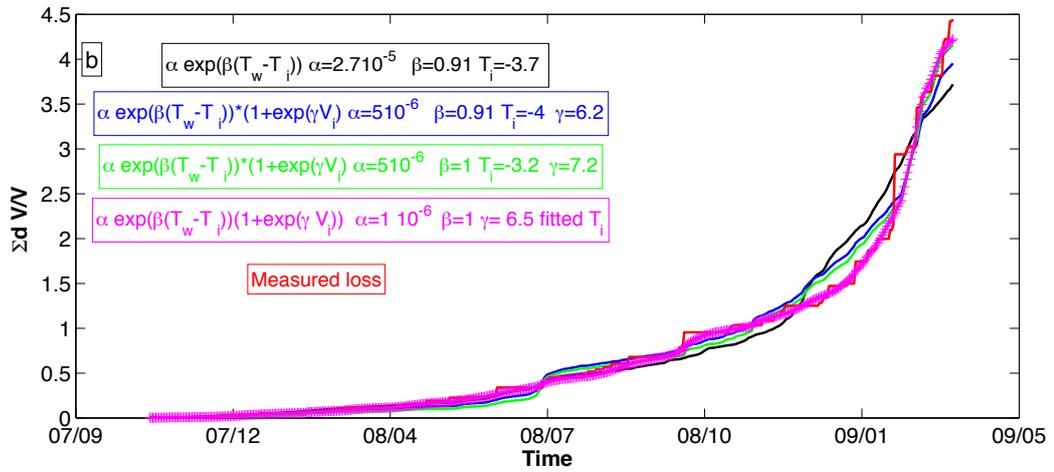
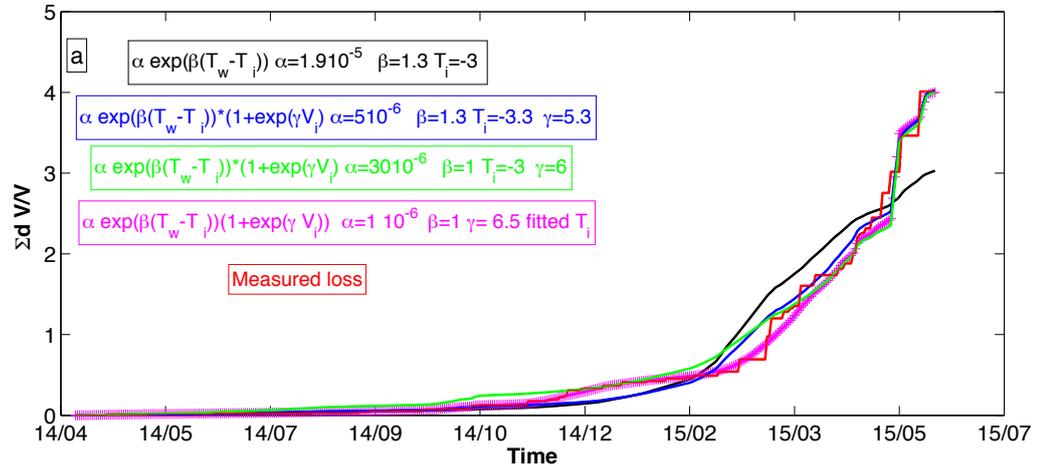


Figure 9. (a) Cumulative relative volume loss, $\sum dV/V$, measured (red line), model depending on temperature difference only (black line), on temperature difference and iceberg velocity (blue line), on temperature difference and iceberg velocity with $\beta = 1$ (green line), full model fitted piece-wise (magenta line). (a) B17a, (b) C19a.

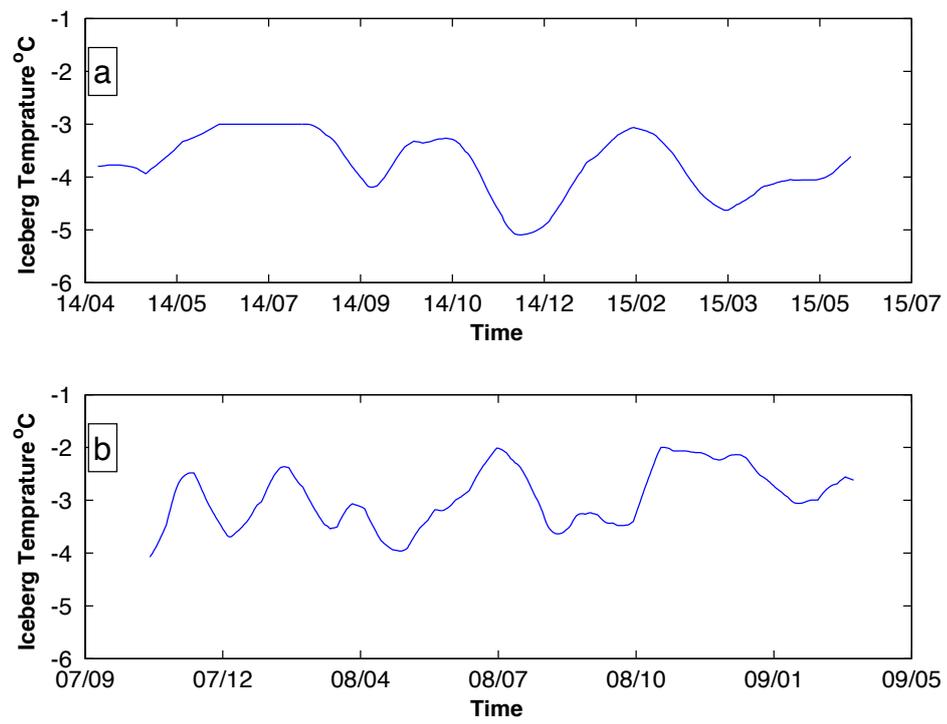


Figure 10. Fitted iceberg temperature for B17a (a) and C19a (b).

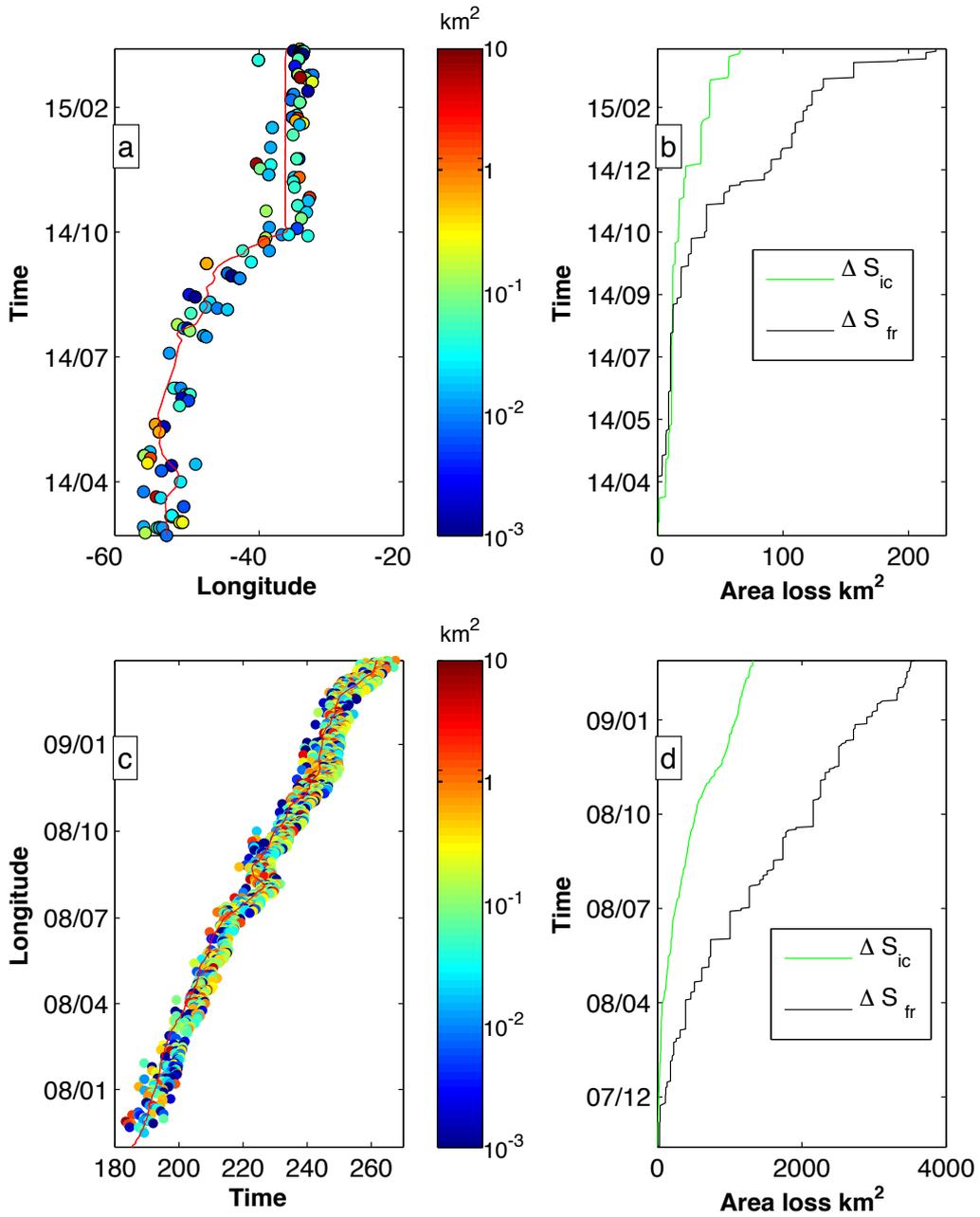


Figure 11. Time/longitude trajectory of B17a (a) and C19a (c) and coincident small icebergs detected in its vicinity. The colour represents the area of the iceberg in log scale. Surface loss by breaking (black lines) and surface of the detected small icebergs (green line) for B17a (b) and C19a (d).

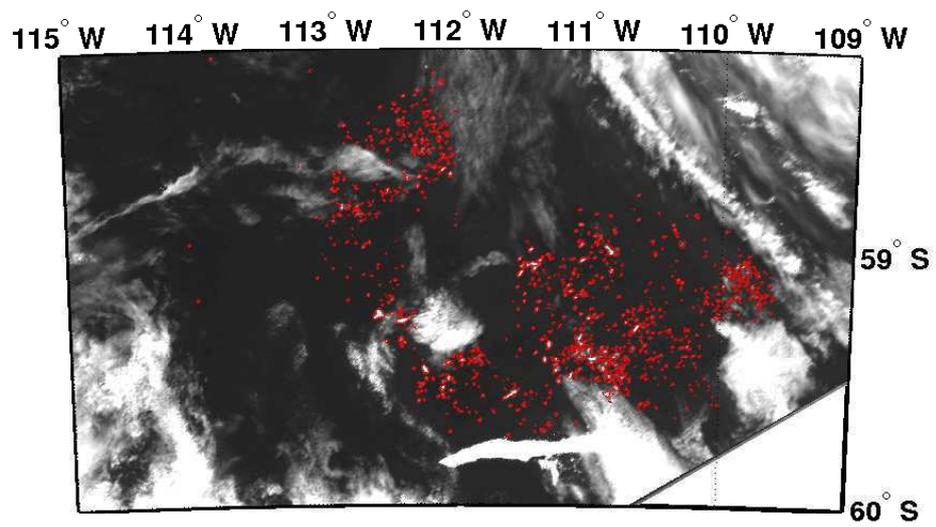


Figure 12. Example of fragment detection using a MODIS image (C19a 02/05/2009). The contour of the detected icebergs are represented in red lines.

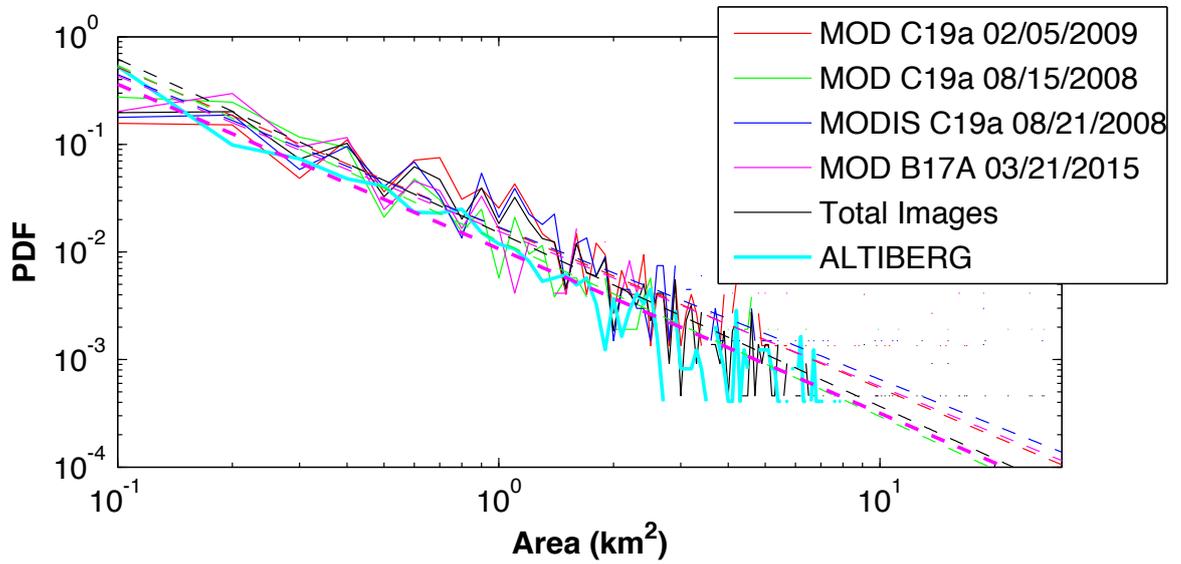


Figure 13. Probability density function of the fragment size detected on MODIS images (red line C19a 02/05/2009, green line C19a 08/15/2008, blue line 08/21/200, magenta line B17a 03/02/2015, black line all images), and detected by altimeter in the vicinity of C19a (cyan line).

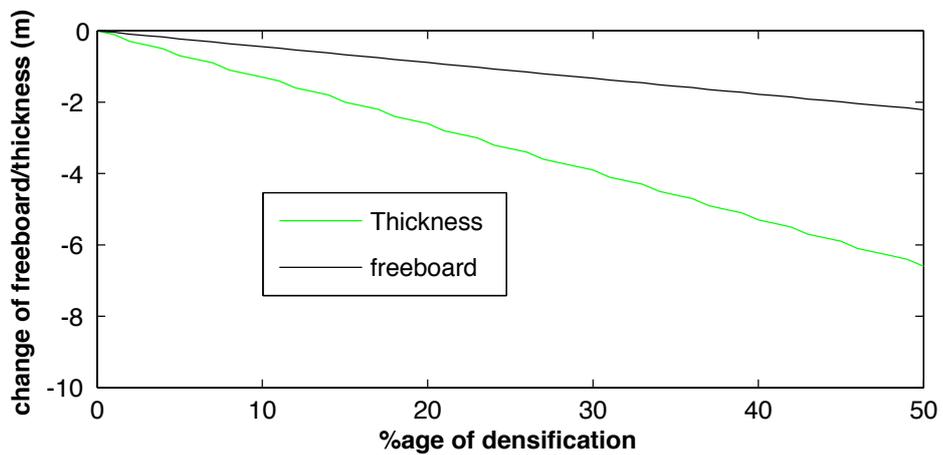


Figure A1. Variation of thickness (green line) and free-board (black line) as a function of the percentage of firn densification for a 450 m thick iceberg

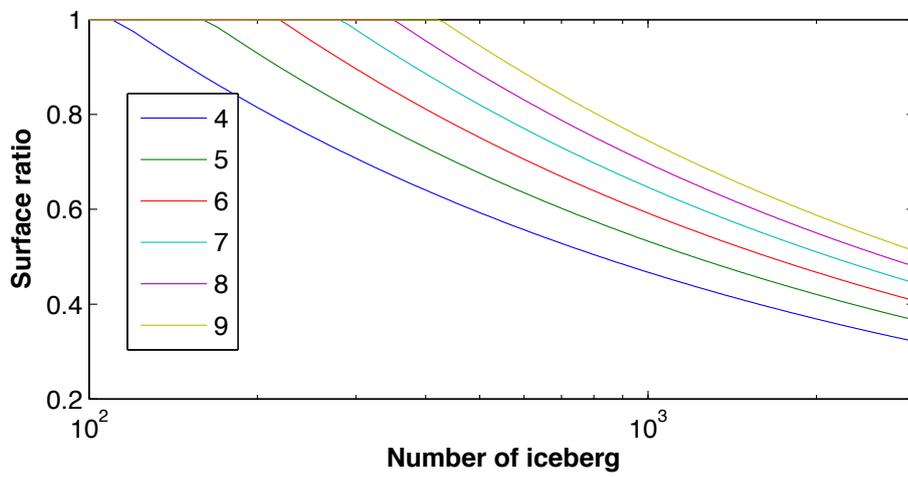


Figure B1. Proportion of the total surface represented by icebergs of area between 0.1 and 4 to 9 km² as a function of the total number of icebergs.

Bibliographie

- Amundson, J. M., and M. Truffer (2010), A unifying framework for iceberg-calving models, *Journal of Glaciology*, *56*(199), 822–830, doi:10.3189/002214310794457173.
- Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Weng, and T. Yamagata (2007), El Niño Modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res.*, *112*(C11), n/a–n/a, doi:10.1029/2006JC003798, c11007.
- Astrom, J. A. (2006), Statistical models of brittle fragmentation, *Adv. Phys.*, *55*(3-4), 247–278, doi:10.1080/00018730600731907.
- Biddle, L. C., J. Kaiser, K. J. Heywood, A. F. Thompson, and A. Jenkins (2015), Ocean glider observations of iceberg-enhanced biological production in the northwestern Weddell Sea, *Geophys. Res. Lett.*, *42*(2), 459–465, doi:10.1002/2014GL062850, 2014GL062850.
- Bigg, G., W. M.R., S. D. P, and J. J.A (1997), Modelling the dynamics and thermodynamics of icebergs, *Cold Reg. Sci. Technol.*, *26*(2), 113–135, doi:10.1016/S0165-232X(97)00012-8.
- Bigg, G. R. (2015), *Icebergs: Their Science and Links to Global Change*, Cambridge University Press, doi:10.1017/CBO9781107589278.
- Bintanja, R., G. J. van Oldenborgh, S. S. Drijfhout, B. Wouters, and C. A. Katsman (2013), Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion, *Nature Geosci.*, *6*(5), 376–379, letter.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lottibond, I. Hajdas, and G. Bonani (2001), Persistent solar influence on North Atlantic climate during the holocene, *Science*, *294*(5549), 2130–2136, doi:10.1126/science.1065680.
- Bouhier, N., J. Tournadre, F. Remy, and R. Gourves-Cousin (2017), Melting and fragmentation laws from the evolution of two large southern ocean icebergs, *The Cryosphere Discussions*, *2017*, 1–30, doi:10.5194/tc-2017-208.
- Ciasto, L. M., G. R. Simpkins, and M. H. England (2015), Teleconnections between tropical pacific SST anomalies and extratropical southern hemisphere climate, *J. Climate*, *28*(1), 56–65, doi:10.1175/JCLI-D-14-00438.1.
- Comiso, J. (2010), *Satellite Remote Sensing Techniques*, pp. 73–111, Springer New York, New York, NY, doi:10.1007/978-0-387-68300-3-3.

- Depoorter, M. A., J. L. Bamber, J. A. Griggs, J. T. M. Lenaerts, S. R. M. Ligtenberg, M. R. van den Broeke, and G. Moholdt (2013), Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves, *Nature*, *502*, doi:10.1038/nature12567.
- Diemand, D. (2001), Icebergs, in *Encyclopedia of Ocean Sciences*, edited by J. H. Steele, pp. 1255 – 1264, Academic Press, Oxford, doi:10.1006/rwos.2001.0002.
- Dommenget, D., and M. Latif (2002), A cautionary note on the interpretation of EOFs, *J. Climate*, *15*(2), 216–225.
- Dupont, T. K., and R. B. Alley (2005), Assessment of the importance of ice-shelf buttressing to ice-sheet flow, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(4), n/a–n/a, doi:10.1029/2004GL022024, 104503.
- Duprat, L. P. A. M., G. R. Bigg, and D. J. Wilton (2016), Enhanced Southern Ocean marine productivity due to fertilization by giant icebergs, *Nature Geosci.*, *9*(3), 219–221, letter.
- Fricker, H. A., N. W. Young, I. Allison, and R. Coleman (2002), Iceberg calving from the Amery Ice Shelf, East Antarctica, *Ann. Glaciol.*, *34*, 241–246, doi:10.3189/172756402781817581.
- Gade, H. G. (1993), When ice melts in sea water: A review, *Atmos. Ocean*, *31*(1), 139–165, doi:10.1080/07055900.1993.9649466.
- Gladstone, R., and G. Bigg (2002), Satellite tracking of icebergs in the Weddell Sea, *Antarct. Sci.*, *14*, 278–287, doi:10.1017/S0954102002000032.
- Gladstone, R. M., G. R. Bigg, and K. W. Nicholls (2001), Iceberg trajectory modeling and meltwater injection in the Southern Ocean, *J. Geophys. Res.*, *106*, 19,903–19,916, doi:10.1029/2000JC000347.
- Goodman, D. J., P. Wadhams, and V. A. Squire (1980), The flexural response of a tabular ice island to ocean swell, *Ann. Glaciol.*, *1*, 23–27.
- Hamley, T. C., and W. F. Budd (1986), Antarctic iceberg distribution and dissolution, *J. Glaciol.*, *32*, 242–251.
- Heinrich, H. (1988), Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quat. Res.*, *29*(2), 142 – 152, doi:https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9.
- Hellmer, H., and D. Olbers (1989), A two-dimensional model for the thermohaline circulation under an ice shelf, *Antarct. Sci.*, *1*(4), 325–336.
- Helly, J. J., R. S. Kaufmann, G. R. Stephenson Jr., and M. Vernet (2011), Cooling, dilution and mixing of ocean water by free-drifting icebergs in the Weddell Sea, *Deep Sea Res. Pt II*, *58*(11-12), 1346 – 1363, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.11.010.
- Helly, J. J., M. Vernet, A. E. Murray, and G. R. Stephenson (2015), Characteristics of the meltwater field from a large Antarctic iceberg using $\delta^{18}O$, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *120*(3), 2259 – 2269, doi : 10.1002/2015JC010772.

- Hobbs, W. R., R. Massom, S. Stammerjohn, P. Reid, G. Williams, and W. Meier (2016), A review of recent changes in Southern Ocean sea ice, their drivers and forcings, *Global Planet. Change*, *143*, 228 – 250, doi:<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.06.008>.
- Holland, D. M., and A. Jenkins (1999), Modeling thermodynamic ice-ocean interactions at the base of an ice shelf, *J. Phys. Ocean.*, *29*(8), 1787–1800, doi:10.1175/1520-0485(1999)029.
- Huppert, H. E., and J. S. Turner (1978), On melting icebergs, *Nature*, *271*(5640), 46–48, doi:10.1038/271046a0.
- Jacka, T. H., and A. B. Giles (2007), Antarctic iceberg distribution and dissolution from ship-based observations, *J. Glaciol.*, *53*, 341–356.
- Jacobs, S. S., H. Hellmer, C. Doake, A. Jenkins, and R. Frolich (1992), Melting of ice shelves and the mass balance of Antarctica, *J. Glaciol.*, *38* (130), 375–387.
- Jansen, D., M. Schodlok, and W. Rack (2007), Basal melting of A-38B: A physical model constrained by satellite observations, *Rem. Sens. Environ.*, *111*(2-3), 195 –203, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2007.03.022>, Remote Sensing of the Cryosphere Special Issue.
- Jenkins, A. (1993), *The Melting of Continental Ice in the Ocean and Its Impact on Surface and Bottom Waters*, pp. 217–235, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, doi:10.1007/978-3-642-85016-5-14.
- Jenkins, A. (1999), The impact of melting ice on ocean waters, *J. Phys. Oceanogr.*, *29*(9), 2370–2381, doi:10.1175/1520-0485(1999)029.
- Jin, D., and B. P. Kirtman (2009), Why the southern hemisphere enso responses lead enso, *J. Geophys. Res.-Atmos*, *114*(D23), doi:10.1029/2009JD012657, d23101.
- Jongma, J. I., E. Driesschaert, T. Fichefet, H. Goosse, and H. Renssen (2009), The effect of dynamic-thermodynamic icebergs on the Southern Ocean climate in a three-dimensional model, *Ocean Modell.*, *26*(1-2), 104 – 113, doi:DOI: 10.1016/j.ocemod.2008.09.007.
- Josberger, E. G., and S. Martin (1981), A laboratory and theoretical study of the boundary layer adjacent to a vertical melting ice wall in salt water, *J. Fluid Mech.*, *111*, 439–473, doi:10.1017/S0022112081002450.
- Joughin, I., and D. R. MacAyeal (2005), Calving of large tabular icebergs from ice shelf rift systems, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(2), n/a–n/a, doi:10.1029/2004GL020978, l02501.
- Kader, B., and A. Yaglom (1972), Heat and mass transfer laws for fully turbulent wall flows, *International Journal of Heat and Mass Transfer*, *15*(12), 2329 – 2351, doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0017-9310\(72\)90131-7](http://dx.doi.org/10.1016/0017-9310(72)90131-7).
- Karnauskas, K. B. (2013), Can we distinguish canonical El Niño from Modoki?, *Geophys. Res. Lett.*, *40*(19), 5246–5251, doi:10.1002/grl.51007.
- Keys, J., and D. Fowler (1989), Sources and movement of icebergs in the south-west Ross Sea, Antarctica, *Ann. Glaciolog.*, *12*, 85–88.

- Khazendar, A., C. P. Borstad, B. Scheuchl, E. Rignot, and H. Seroussi (2015), The evolving instability of the remnant Larsen B Ice Shelf and its tributary glaciers, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *419*(Supplement C), 199 – 210, doi:<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.014>.
- Lachlan-Cope, T., and W. Connolley (2006), Teleconnections between the tropical Pacific and the Amundsen-Bellinghausens Sea: Role of the El Niño/Southern Oscillation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, *111*(D23), n/a–n/a, doi:10.1029/2005JD006386, d23101.
- Legresy, B. (1995), Etude du retracking des formes d'ondes altimétriques au dessus des calottes polaires, *Tech. rep.*, CNES report CT/ED/TU/UD/96.188, CNES contract 856/2/95/CNES/0060,, CNES, 18 Av. E. Belin, Toulouse, France.
- Lichey, C., and H. Hellmer (2001), Modeling giant iceberg drift under the influence of sea ice in the Weddell Sea, *J. Glaciol.*, *158*, 452–460.
- Long, D., J. Ballantyne, and C. Bertoina (2002), Is the number of icebergs really increasing?, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, *83* (42), 469 & 474.
- Loset, S. (1993), Thermal energy conservation in icebergs and tracking by temperature, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *98*(C6), 10,001–10,012, doi:10.1029/93JC00138.
- Marsh, R., V. O. Ivchenko, N. Skliris, S. Alderson, G. R. Bigg, G. Madec, A. T. Blaker, Y. Aksenov, B. Sinha, A. C. Coward, J. Le Sommer, N. Merino, and V. B. Zalesny (2015), NEMO-ICB (v1.0): interactive icebergs in the NEMO ocean model globally configured at eddy-permitting resolution, *Geosci. Model Dev.*, *8*(5), 1547–1562, doi:10.5194/gmd-8-1547-2015.
- Marshall, G. J. (2003), Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses, *J. Climate*, *16*(24), 4134–4143, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<4134:TITSAM>2.0.CO;2.
- Marsland, S. J., and J.-O. Wolff (2001), On the sensitivity of Southern Ocean sea ice to the surface freshwater flux: A model study, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *106*(C2), 2723–2741, doi:10.1029/2000JC900086.
- Martin, T., and A. Adcroft (2010), Parameterizing the fresh-water flux from land ice to ocean with interactive icebergs in a coupled climate model, *Ocean Modell.*, *34*(3-4), 111–124, doi:10.1016/j.ocemod.2010.05.001.
- Mayewski, P. A., M. P. Meredith, C. P. Summerhayes, J. Turner, A. Worby, P. J. Barrett, G. Casassa, N. A. N. Bertler, T. Bracegirdle, A. C. Naveira Garabato, D. Bromwich, H. Campbell, G. S. Hamilton, W. B. Lyons, K. A. Maasch, S. Aoki, C. Xiao, and T. van Ommen (2009), State of the Antarctic and Southern Ocean climate system, *Rev. Geophys.*, *47*(1), n/a–n/a, doi:10.1029/2007RG000231, rG1003.
- Merino, N., J. L. Sommer, G. Durand, N. C. Jourdain, G. Madec, P. Mathiot, and J. Tournadre (2016), Antarctic icebergs melt over the Southern Ocean: Climatology and impact on sea ice, *Ocean Modell.*, *104*, 99 –110, doi:<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2016.05.001>.
- Neshyba, E. G. J., Steve (1980), On the estimation of Antarctic iceberg melt rate, *J. Phys. Oceanogr.*, *10*, 1681–1685.

- Neshyba, S. (1977), Upwelling by icebergs, *Nature*, 267(5611), 507–508, doi:10.1038/267507a0.
- Ohshima, K. I., T. Kawamura, T. Takizawa, and S. Ushio (1994), Step-like structure in temperature and salinity profiles, observed near icebergs trapped by fast ice, Antarctica, *J. Ocean.*, 50(3), 365–372, doi:10.1007/BF02239522.
- Philander, S. G. H. (1983), El Niño Southern Oscillation phenomena, *Nature*, 302(5906), 295–301, doi:10.1038/302295a0.
- Pisarevskaya, L., and I. Popov (1991), Free drifting icebergs and thermohaline structure, in *Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions (Proceedings of the International Symposium held at St Petersburg, September 1990)*, vol. IAHS Publ. no. 208, IAHS.
- Queffelec, P. (2013), Merged altimeter data base, an update, in *Proceedings of ESA Living Planet Symposium*, vol. ESA SP-722, edited by E. Communications, ESTEC PO Box 299 2200 AG Noordwijk, The Netherlands.
- Rackow, T., C. Wesche, R. Timmermann, H. H. Hellmer, S. Juricke, and T. Jung (2017), A simulation of small to giant Antarctic iceberg evolution: Differential impact on climatology estimates, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 122(4), 3170–3190, doi:10.1002/2016JC012513.
- Raphael, M. N., and W. Hobbs (2014), The influence of the large-scale atmospheric circulation on Antarctic sea ice during ice advance and retreat seasons, *Geophys. Res. Lett.*, 41(14), 5037–5045, doi:10.1002/2014GL060365, 2014GL060365.
- Reynolds, R. W., and T. M. Smith (1994), Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Climate*, 7(6), 929–948, doi:10.1175/1520-0442(1994)007<0929:IGSSTA>2.0.CO;2.
- Richman, M. B. (1986), Rotation of principal components, *J. Climatol.*, 6(3), 293–335, doi:10.1002/joc.3370060305.
- Rignot, E., G. Casassa, P. Gogineni, W. Krabill, A. Rivera, and R. Thomas (2004), Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 18,401, doi:10.1029/2004GL020697.
- Rignot, E., S. Jacobs, J. Mouginot, and B. Scheuchl (2013), Ice-shelf melting around Antarctica, *Science*, 341, 266–270.
- Rintoul, S. R., C. W. Hughes, and D. Olbers (2001), Chapter 4.6 the Antarctic circumpolar current system, in *Ocean Circulation and Climate, International Geophysics*, vol. 77, edited by G. Siedler, J. Church, and J. Gould, pp. 271 – XXXVI, Academic Press, doi:https://doi.org/10.1016/S0074-6142(01)80124-8.
- Romanov, Y. A., N. A. Romanova, and P. Romanov (2014), Changing effect of El Niño on Antarctic iceberg distribution: From canonical El Niño to El Niño modoki, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119(1), 595–614, doi:10.1002/2013JC009429.

- Romanov, Y. A., N. A. Romanova, and P. Romanov (2008), Distribution of icebergs in the Atlantic and Indian ocean sectors of the Antarctic region and its possible links with ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(2), doi:10.1029/2007GL031685.
- Savage, S. (2001), *Aspects of Iceberg Deterioration and Drift*, pp. 279–318, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, doi:10.1007/3-540-45670-8-12.
- Savage, S., G. Crocker, M. Sayed, and T. Carrieres (2000), Size distributions of small ice pieces calved from icebergs, *Cold Reg. Sci. Technol.*, *31*(2), 163–172.
- Scambos, T., O. Sergienko, A. Sargent, D. McAyeal, and J. Fastbook (2005), ICESat profiles of tabular iceberg margins and iceberg breakup at low latitudes, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, doi: 10.1029/2005GL023802.
- Scambos, T., R. Ross, R. Bauer, Y. Yermolin, P. Skvarca, D. Long, J. Bohlander, and T. Haran (2008), Calving and ice-shelf break-up processes investigated by proxy: Antarctic tabular iceberg evolution during northward drift, *J. Glaciol.*, *54*(187), 579–591, doi: 10.3189/002214308786570836.
- Scambos, T. A., J. A. Bohlander, C. A. Shuman, and P. Skvarca (2004), Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the Larsen B embayment, Antarctica, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(18), doi:10.1029/2004GL020670, 118402.
- Schodlok, M. P., H. H. Hellmer, G. Rohardt, and E. Fahrbach (2006), Weddell Sea iceberg drift: Five years of observations, *J. Geophys. Res.*, *111*, C06,018, doi:10.1029/2004JC002661.
- Schwarz, J., and M. Schodlok (2009), Impact of drifting icebergs on surface phytoplankton biomass in the Southern Ocean: Ocean colour remote sensing and in situ iceberg tracking, *Deep-Sea Res Pt I*, *56*, 1727–1741, doi:10.1016/j.dsr.2009.05.003.
- Silva, T., G. Bigg, and K. Nicholls (2006), The contribution of giant icebergs to the Southern Ocean freshwater flux, *J. Geophys. Res.*, *111*, C03,004, doi:10.1029/2004JC002843.
- Simpkins, G. R., L. M. Ciasto, D. W. J. Thompson, and M. H. England (2012), Seasonal relationships between large-scale climate variability and Antarctic sea ice concentration, *J. Climate*, *25*(16), 5451–5469, doi:10.1175/JCLI-D-11-00367.1.
- Smith, J. L., Jr, B. H. Robison, J. J. Helly, R. S. Kaufmann, H. A. Ruhl, T. J. Shaw, B. S. Twining, and M. Vernet (2007), Free-Drifting icebergs: Hot spots of chemical and biological enrichment in the Weddell Sea, *Science*, *27*, 478–482, doi:10.1126/science.1142834.
- Spahn, F., E. V. Neto, A. H. F. Guimarães, A. N. Gorban, and N. V. Brilliantov (2014), A statistical model of aggregate fragmentation, *New J. Phys.*, *16*(1), 013,031.
- Stammerjohn, S., and T. Maksym (2017), *Gaining (and losing) Antarctic sea ice: variability, trends and mechanisms*, pp. 261–289, John Wiley & Sons, Ltd, doi: 10.1002/9781118778371.ch10.

- Stammerjohn, S., R. Massom, D. Rind, and D. Martinson (2012), Regions of rapid sea ice change: An inter-hemispheric seasonal comparison, *Geophys. Res. Lett.*, *39*(6), doi:10.1029/2012GL050874.
- Stephenson, G. R., J. Sprintall, S. T. Gille, M. Vernet, J. J. Helly, and R. S. Kaufmann (2011), Subsurface melting of a free-floating Antarctic iceberg, *Deep Sea Res. Part II*, *58*(11), 1336 – 1345, doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.11.009, free-Drifting Icebergs in the Southern Ocean.
- Stern, A. A., E. Johnson, D. M. Holland, T. J. Wagner, P. Wadhams, R. Bates, E. P. Abrahamson, K. W. Nicholls, A. Crawford, J. Gagnon, and J.-E. Tremblay (2015), Wind-driven upwelling around grounded tabular icebergs, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *120*(8), 5820–5835, doi:10.1002/2015JC010805.
- Stern, A. A., A. Adcroft, and O. Sergienko (2016), The effects of Antarctic iceberg calving-size distribution in a global climate model, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *121*(8), 5773–5788, doi:10.1002/2016JC011835.
- Stuart, K. M., and D. G. Long (2011), Tracking large tabular icebergs using the SeaWinds Ku-band microwave scatterometer, *Deep Sea Res. Pt II*, *58*(11-12), 1285–1300, doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.004.
- Swart, N. C., and J. C. Fyfe (2013), The influence of recent Antarctic ice sheet retreat on simulated sea ice area trends, *Geophys. Res. Lett.*, *40*(16), 4328–4332, doi:10.1002/grl.50820.
- Talley, L. D., G. L. Pickard, W. J. Emery, and J. H. Swift (2011), *Descriptive Physical Oceanography, An Introduction, sixth edition*, Elsevier Ltd.
- Thomas, R. H. (1979), Ice shelves: A review, *J. Glaciol.*, *24*(90), 273–286, doi:10.1017/S0022143000014799.
- Tomczak, M., and J. S. Godfrey (1994), Chapter 6 - Antarctic oceanography, in *Regional Oceanography*, edited by M. Tomczak and J. S. Godfrey, daya ed., pp. 67–87, Pergamon, Amsterdam.
- Tournadre, J. (2007), Signature of lighthouses, ships, and small islands in altimeter waveforms, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, *24*, 1143–1149.
- Tournadre, J., K. Whitmer, and F. Girard-Ardhuin (2008), Iceberg detection in open water by altimeter waveform analysis, *J. Geophys. Res.*, *113*(C8), C08,040, doi:10.1029/2007JC004587.
- Tournadre, J., F. Girard-Ardhuin, and B. Legresy (2012), Antarctic icebergs distributions, 2002-2010, *J. Geophys. Res.*, *117*, C05,004, doi:10.1029/2011JC007441.
- Tournadre, J., N. Bouhier, F. Girard-Ardhuin, and F. Rémy (2015), Large icebergs characteristics from altimeter waveforms analysis, *J. Geophys. Res.*, *120*, 1954–1974, doi:10.1002/2014JC010502.
- Tournadre, J., N. Bouhier, F. Girard-Ardhuin, and F. Remy (2016), Antarctic icebergs distributions 1992-2014, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *121*(1), 327–349, doi:10.1002/2015JC011178.

- Trenberth, K. E. (1997), The definition of El Niño, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *78*(12), 2771–2777, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2771:TDOENO>2.0.CO;2.
- Trenberth, K. E., and D. J. Shea (1987), On the evolution of the Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, *115*(12), 3078–3096, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<3078:OTEOTS>2.0.CO;2.
- Turner, J. (2004), The El Niño southern oscillation and Antarctica, *Int. J. Climatol.*, *24*(1), 1–31, doi:10.1002/joc.965.
- van der Veen, C. J. (2002), Calving glaciers, *Prog. Phys. Geog.*, *26*(1), 96–122, doi:10.1191/0309133302pp327ra.
- Venegas, S. A., M. R. Drinkwater, and G. Shaffer (2001), Coupled oscillations in Antarctic sea ice and atmosphere in the South Pacific sector, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(17), 3301–3304, doi:10.1029/2001GL012991.
- Venkatesh, S. (1986), On the deterioration of a grounded iceberg, *J. Glaciol.*, *32*(111), 161–167, doi:10.3189/S0022143000015471.
- Venkatesh, S., M. El-Tahan, and P. T. Mitten (1985), An Arctic iceberg deterioration field study and model simulations, *Ann. Glaciol.*, *6*, 195–199, doi:10.3189/1985AoG6-1-195-199.
- Vernet, M., K. Sines, D. Chakos, A. O. Cefarelli, and L. Ekern (2011), Impacts on phytoplankton dynamics by free-drifting icebergs in the NW Weddell Sea, *Deep Sea Res. Pt II*, *58*, 1422–1435, doi:10.1016/j.dsr2.2010.11.022.
- Wadhams, P. (1988), Winter observations of iceberg frequencies and sizes in the South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, *93*, 3583–3590.
- Wadhams, P. (2000), *Ice in the Ocean*, 364 pp., Gordon and Breach Science Publishers.
- Wadhams, P., M. Kristensen, and O. Orheim (1983), The response of Antarctic icebergs to ocean waves, *J. Geophys. Res.*, *88*(C10), 6053–6065, doi:10.1029/JC088iC10p06053.
- Wagner, T. J. W., P. Wadhams, R. Bates, P. Elosegui, A. Stern, D. Vella, E. P. Abrahamsen, A. Crawford, and K. W. Nicholls (2014), The “footloose” mechanism: Iceberg decay from hydrostatic stresses, *J. Geophys. Res.-Oceans*, *41*(15), 5522–5529, doi:10.1002/2014GL060832.
- Weeks, W. F., and W. J. Campbell (1973), Icebergs as a fresh-water source: An appraisal, *J. Glaciol.*, *12*(65), 207–233, doi:10.1017/S0022143000032044.
- Weeks, W. F., and M. Mellor (1978), Some elements of iceberg technology, *Tech. rep.*
- Welhouse, L. J., M. A. Lazzara, L. M. Keller, G. J. Tripoli, and M. H. Hitchman (2016), Composite analysis of the effects of ENSO events on Antarctica, *J. Climate*, *29*(5), 1797–1808, doi:10.1175/JCLI-D-15-0108.1.

- Wesche, C., and W. Dierking (2015), Near-coastal circum-Antarctic iceberg size distributions determined from Synthetic Aperture Radar images, *Remote Sens. Environ.*, *156*(0), 561 – 569, doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.025>.
- Wilson, A. B., D. H. Bromwich, K. M. Hines, and S. hung Wang (2014), El Niño flavors and their simulated impacts on atmospheric circulation in the high southern latitudes, *J. Climate*, *27*(23), 8934–8955, doi:10.1175/JCLI-D-14-00296.1.
- Wu, S.-Y., and S. Hou (2017), Impact of icebergs on net primary productivity in the Southern Ocean, *The Cryosphere*, *11*(2), 707–722, doi:10.5194/tc-11-707-2017.
- Yeh, S.-W., J.-S. Kug, B. Dewitte, M.-H. Kwon, B. P. Kirtman, and F.-F. Jin (2009), El Nino in a changing climate, *Nature*, *461*(7263), 511–U70, doi:10.1038/nature08316.
- Young, N. W. (1998), Antarctic iceberg drift and ocean current derived from scatterometer image series, in *Proc. Joint ESA-Eumetsat Workshop Emerging Scatterometer Applications - From Research to Operations*, vol. ESA SP-424, ESTEC Noordwijk, The Netherlands.
- Yuan, X. (2004), ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms, *Antarct. Sci.*, *16*(4), 415–425, doi:10.1017/S0954102004002238.

Liste des Illustrations

1.1	Carte du continent Antarctique et de l’Océan Austral.	2
1.2	Représentation schématique d’une plateforme glaciaire antarctique	2
1.3	Contribution de la fonte basale (en noir plein) et du vèlage (hachuré) à la perte de masse, et taux de fonte (en m/an), des différentes plate-formes glaciaires Antarctiques (d’après <i>Rignot et al.</i> (2013)).	4
1.4	Image satellite visible de l’iceberg tabulaire B15-a au large de la langue de glace de Drygalsku (163°E, 75°S)	5
1.5	Pression moyenne au niveau de la mer en été au-dessus de l’Antarctique (<i>Tomczak and Godrey</i> (1994)).	6
1.6	Représentation schématique des principaux courants dans l’Océan austral (<i>Rintoul et al.</i> (2001)).	7
1.7	Champs moyens de concentration en glace de mer (en %), par saison australe : a) été, b) automne, c) hiver, d) printemps.	8
2.1	Trajectoires des icebergs suivis par le NIC/BYU au cours de la période 1992-2014 (les portions de trajectoires bleues indiquent une dérive dans la banquise, en rouge dans l’eau libre).	16
2.2	Principe de détection d’un ’réflecteur’ par altimétrie : on mesure la puissance rétro-diffusée par la surface en fonction du temps. Dans le cas b), le signal renvoyé par le détecteur (en gris dans la forme d’onde) est enregistré avant celui lié à la surface océanique moyenne (la portion rouge de la courbe).	18
2.3	Forme d’onde altimétrique idéalisée et paramètres correspondants (https://www.aviso.altimetry.fr). 19	
2.4	Illustration du principe de détection d’un iceberg (<i>Tournadre et al.</i> (2008)) : à gauche, détectabilité d’un iceberg en fonction de différents paramètres (surface A, franc-bord h, distance au nadir d, coefficient de rétro-diffusion σ_{0surf}); à droite, formes d’onde correspondant au passage du satellite au-dessus d’un réflecteur, la parabole indique la présence d’un iceberg.	20
2.5	Volume mensuel moyen de glace transporté par les petits icebergs détectés par AL-TIBERG (en Gt, l’échelle de couleurs étant logarithmique).	22

2.6	Illustration du principe de retracking des formes d'onde et de mesure du franc-bord (issue de <i>Tournadre et al. (2015)</i>) : a) image MODIS de l'iceberg A34 le 2 octobre 2003 (le passage d'Envisat considéré est modélisé par la ligne noire), b) formes d'onde issues du passage d'Envisat, la ligne rouge représente la position du tracker, c) les mêmes formes d'onde mais 'retrackées' grâce à ice T, la ligne rouge représente la position du franc-bord tel qu'estimé par iceT, d) Estimations du franc-bord par différents retrackers, le franc-bord estimé par iceT est présenté en rouge.	24
2.7	Volume mensuel moyen transporté par les gros icebergs suivis par le NIC/BYU (en Gt, l'échelle étant logarithmique)	25
2.8	Température de surface de l'océan (SST) mensuelle moyenne (en °C) issue des mesures AMSR-E, pour les mois de Février (gauche) et Août (droite) de la période 2002-2011	26
2.9	Champs moyens de concentration en glace de mer (en %), par saison australe : a) été, b) automne, c) hiver, d) printemps.	28
2.10	Variances moyennes de la concentration en glace de mer (en %), par saison australe : a) été, b) automne, c) hiver, d) printemps.	29
3.1	En haut : Séries temporelles du volume de glace mensuel (courbes noires) et d'extension de la banquise (courbes rouges) et coefficient de corrélation associé pour a) l'Océan Austral, b) le bassin Atlantique, c) le bassin Indien, d) le bassin Pacifique ; en bas : Coefficient de corrélation croisé entre les anomalies en fonction du décalage temporel (en mois).	34
3.2	Première EOF associée aux anomalies de concentration en glace de mer, comptant pour 10.6 % de sa variabilité.	36
3.3	Deuxième EOF associée aux anomalies de concentration en glace de mer, comptant pour 6.7 % de sa variabilité.	37
3.4	Troisième EOF associée aux anomalies de concentration en glace de mer, comptant pour 6.4 % de sa variabilité.	38
3.5	Quatrième EOF associée aux anomalies de concentration en glace de mer, comptant pour 6.4 % de sa variabilité.	39
3.6	Première EOF associée aux anomalies de volume de glace, comptant pour 20.4 % de sa variabilité.	40
3.7	Deuxième EOF associée aux anomalies de volume de glace, comptant pour 11,4 % de sa variabilité.	41
3.8	Troisième EOF associée aux anomalies de volume de glace, comptant pour 6 % de sa variabilité.	42
3.9	Première EOF associée aux anomalies de volume de glace, comptant pour 20.4 % de sa variabilité.	43
3.10	Analyse des télé-connexions entre volume d'icebergs et glace de mer, <i>seuls les cas pour lesquels le coefficient de corrélation croisée est supérieur à 0.4 sont retenus</i> : a) coefficient de corrélation maximal entre l'anomalie de glace de mer et le volume d'icebergs, b) distance (en km) entre l'anomalie de glace de mer et le volume d'iceberg pour lequel la corrélation est maximale, c) décalage temporel (en mois) correspondant au maximum de corrélation.	44

3.11	Télé-connexions entre volume d'icebergs (carrés rouges) et anomalies de concentration en glace de mer, vers lesquelles pointent les liens de couleurs, l'échelle de couleur étant liée au décalage temporel (en mois) entre les deux champs.	45
3.12	Diagrammes d'Hovmöller en latitude (en °N) et en temps (en mois) de : a) le volume de glace transportée par les icebergs (en Gt, l'échelle est logarithmique), b) la probabilité de présence d'icebergs (en puissance de dix, l'échelle est logarithmique) c) l'anomalie de SST (en °C), moyennés en longitude sur le bassin Atlantique Sud (60°W-40°E).	49
3.13	Diagrammes d'Hovmöller en latitude (en °N) et en temps (en mois) de : a) le volume de glace transportée par les icebergs (en Gt, l'échelle est logarithmique), b) la probabilité de présence d'icebergs (en puissance de dix, l'échelle est logarithmique) c) l'anomalie de SST (en °C), moyennés en longitude sur le bassin Indien Sud (50°E-150°E).	50
3.14	Diagrammes d'Hovmöller en latitude (en °N) et en temps (en mois) de : a) le volume de glace transportée par les icebergs (en Gt, l'échelle est logarithmique), b) la probabilité de présence d'icebergs (en puissance de dix, l'échelle est logarithmique) c) l'anomalie de SST (en °C), moyennés en longitude sur le bassin Pacifique Sud (150°E-60°W).	51
3.15	Diagrammes d'Hovmöller en longitude (en °E) et en temps (en mois) de : a) le volume de glace transportée par les icebergs (en Gt, l'échelle est logarithmique), b) la probabilité de présence d'icebergs (en puissance de dix, l'échelle est logarithmique) c) l'anomalie de SST (en °C), moyennés en latitude (entre -70 et -50 °N). La trajectoire de l'iceberg géant tabulaire C19a est figurée par les marqueurs noirs.	52
3.16	Diagrammes d'Hovmöller en longitude (en °E) et en temps (en mois) de l'anomalie de SST (en °C) autour de la trajectoire de l'iceberg C19a (marqueurs noirs).	52
3.17	Analyse des télé-connexions entre volume d'icebergs et SST : a) coefficient de corrélation maximal entre l'anomalie de SST et le volume d'icebergs. b) distance (en km) entre l'anomalie de SST et le volume d'iceberg pour lequel la corrélation est maximale. c) décalage temporel (en mois) correspondant au maximum de corrélation.	53
3.18	Télé-connexions entre volume d'icebergs (carrés rouges) et anomalies de SST, vers lesquelles pointent les liens de couleurs, l'échelle de couleur étant liée au décalage temporel (en mois) entre les deux champs.	53
3.19	Synthèse de l'impact d'ENSO sur l'Antarctique, d'après <i>Yuan</i> (2004). Composites des Anomalies de SST (en °C, en couleurs), positions des jets atmosphériques subtropical (STJ) et du front polaire (PFJ) (flèches bleues), polarité de l'anomalie de pression au-dessus du Pacifique Est (en noir), anomalies de flux de chaleur (flèches rouges), en conditions El Niño (en haut) et La Niña (en bas).	54
3.20	Corrélation entre l'indice SOI (gauche) et de l'indice SAM (droite) et la pression atmosphérique de surface (d'après <i>Mayewski et al.</i> (2009)).	56
3.21	Série temporelle de l'indice ONI mensuel, et années El Niño (en rouge), La Niña (en bleu), et neutres (pointillés) correspondantes. Les lignes horizontales correspondent aux limites -0.4°C et +0.4°C.	57

3.22	Différence de probabilité de présence (multipliée par 1000) d'icebergs entre les composites : a) El Niño-neutre, b) La Niña-neutre), c) El Niño-La Niña.	58
3.23	Différence de probabilité de présence d'iceberg entre une phase El Niño et une phase neutre pour les mois de : a) Décembre-Janvier-Février (Eté), b) Mars-Avril-Mai (Automne), c) Juin-Juillet-Août (Hiver), d) Septembre-Octobre-Novembre (Printemps).	59
3.24	Différence de probabilité de présence d'iceberg entre une phase La Niña et une phase neutre pour les mois de : a) Décembre-Janvier-Février (Eté), b) Mars-Avril-Mai (Automne), c) Juin-Juillet-Août (Hiver), d) Septembre-Octobre-Novembre (Printemps).	60
3.25	Différence de probabilité de présence d'iceberg entre une phase El Niño et une phase La Niña pour les mois de : a) Décembre-Janvier-Février (Eté), b) Mars-Avril-Mai (Automne), c) Juin-Juillet-Août (Hiver), d) Septembre-Octobre-Novembre (Printemps).	60
3.26	Probabilité de présence mensuelle moyenne des petits icebergs et trajectoires superposées (en noir) des grands icebergs pour la période 2002-2012	61
3.27	Proportion de petits icebergs ($100 \text{ m} < L < 2.8 \text{ km}$) distants de plus de 500 km d'un gros iceberg contemporain	62
3.28	Volume total (en km^3) (noir) de petits icebergs en eau libre, volume associé aux petits icebergs distants de moins de 500 km (rouge), plus de 500 km (bleu), d'un gros contemporain pour tout l'océan austral (a), l'Atlantique Austral (b), l'Indien Austral (c), le Pacifique Austral (d).	64
3.29	Volume normalisé de glace en eau libre associé aux petits icebergs (lignes continues) et aux gros icebergs (lignes pointillées) pour tout l'océan austral (a), l'Atlantique Austral (b), l'Indien Austral (c), le Pacifique Austral (d). Les coefficients de corrélation entre les deux champs sont indiqués dans la partie supérieure gauche de chaque graphique.	65
3.30	Coefficient de corrélation entre les volumes de glace en eau libre des petits icebergs et des gros icebergs, pour tous les petits icebergs (ligne continue), uniquement les petits icebergs 'liés' (cercles), uniquement les petits icebergs 'libres' (croix) et pour tout l'océan austral (a), l'Atlantique Austral (b), l'Indien Austral (c), le Pacifique Austral (d).	66
3.31	Analyse de corrélation croisée entre les anomalies de volume de gros icebergs et de petits icebergs distant de moins (a, b, c) et plus (d,e,f) de 500km d'un gros. Valeur maximale du coefficient de corrélation (a,d), distance correspondante (b,e) entre les gros icebergs et le point des petits icebergs, décalage temporel correspondant (c,f).	67
3.32	Analyse de corrélation croisée entre les volumes de petits et gros icebergs pour les petits distants de moins de 500km d'un gros (a) et plus de 500km d'un gros (b). Seuls les coefficients supérieurs à 0.55 sont considérés. Chaque ligne relie un gros icebergs (point noir) au point de grille pour lequel la corrélation avec les variations de volumes de petits icebergs est la plus grande, la couleur du lien indique le décalage temporel pour lequel la corrélation est maximale.	68
4.1	Trajectoires des icebergs tabulaires B17a (a) et C19a (b) en fonction du temps (année/mois).	72
4.2	Illustration de l'échantillonnage des icebergs B17a (a) et C19a (b) par mesures altimétriques (cercles bleus) et images Modis (étoiles vertes).	73

- 4.3 Exemples d'estimation de taille des icebergs B17a (a et b) et C19a (c et d) en utilisant des images MODIS. La position de l'iceberg estimée par le NIC est figurée par une croix rouge, le croix verte représentant la position de l'iceberg et la ligne bleue son périmètre, estimés par analyse de l'image Modis. 73
- 4.4 (a) : Franc-bord (en m) et Surface (en km^2) estimés de l'iceberg B17a, les croix noires et rouges représentent, respectivement, les estimations de franc-bord par altimétrie et de surface par analyse d'images Modis, tandis que les courbes bleue et verte sont issues de l'interpolation journalières de ces mesures. (b) : Température de surface (en $^{\circ}\text{C}$) (issue d'Odyssea) des eaux environnantes. (c) Hauteur significative des vagues (en m) (courbe bleue), et fréquence pic des vagues (en Hz) (courbe verte). (d) Vitesse (en m s^{-1}) des courants géostrophiques estimée par AVISO (vecteurs noirs) et leur norme (en bleu), vitesse de dérive de l'iceberg (en rouge). (e) Perte de volume cumulée (en km^3) de B17a : perte totale (en bleu), perte par fonte (en rouge), perte par fragmentation (en vert). 75
- 4.5 (a) : Franc-bord (en m) et Surface (en km^2) estimés de l'iceberg C19a, les croix noires et rouges représentent, respectivement, les estimations de franc-bord par altimétrie et de surface par analyse d'images Modis, tandis que les courbes bleue et verte sont issues de l'interpolation journalières de ces mesures. (b) : Température de surface (en $^{\circ}\text{C}$) (issue d'Odyssea) des eaux environnantes. (c) Hauteur significative des vagues (en m) (courbe bleue), et fréquence pic des vagues (en Hz) (courbe verte). (d) Vitesse (en m s^{-1}) des courants géostrophiques estimée par AVISO (vecteurs noirs) et leur norme (en bleu), vitesse de dérive de l'iceberg (en rouge). (e) Perte de volume cumulée (en km^3) de B17a : perte totale (en bleu), perte par fonte (en rouge), perte par fragmentation (en vert). 77
- 4.6 (a) : Variations d'épaisseur (en m) de l'iceberg B17a, mesurée (courbe noire), modélisée suivant la formulation 4.1 (courbe verte) et 4.2 (courbe rouge). (b) Vitesses (en m s^{-1}) de dérive de B17a (courbe bleue), vitesse estimée du courant géostrophique (courbe noire), vitesses du courant modélisées selon la première (courbe verte) et la seconde approche (courbe rouge). (c) Température interne de l'iceberg B17a (en $^{\circ}\text{C}$) modélisée selon la première (courbe verte) et la seconde approche (courbe rouge). 80
- 4.7 (a) : Variations d'épaisseur (en m) de l'iceberg C19a, mesurée (courbe noire), modélisée suivant la formulation 4.1 (courbe verte) et 4.2 (courbe rouge). (b) Vitesses (en m s^{-1}) de dérive de B17a (courbe bleue), vitesse estimée du courant géostrophique (courbe noire), vitesses du courant modélisées selon la première (courbe verte) et la seconde approche (courbe rouge). (c) Température interne de l'iceberg B17a (en $^{\circ}\text{C}$) modélisée selon la première (courbe verte) et la seconde approche (courbe rouge). 81

4.8	(a) Perte relative de volume (l'échelle est logarithmique) en fonction de la SST (en °C), la couleur des marqueurs rend compte de la hauteur significative des vagues (en m). (b) Perte relative de volume (l'échelle est logarithmique) en fonction de vitesse de dérive (en m/s), la couleur des marqueurs rend compte de la SST (en °C). (c) Perte relative de volume (l'échelle est logarithmique) en fonction de la hauteur significative des vagues (en m), la couleur des marqueurs rend compte de la SST (en °C). Les cercles se rapportent à l'iceberg C19a, les triangles à l'iceberg B17a.	85
4.9	Perte relative de volume des icebergs B17a (a) et C19a (b), mesurée (courbe rouge), modélisée en fonction de la différence de température seulement (courbe noire), modélisée en fonction de la différence de température et de la vitesse de dérive avec un coefficient β ajustable (courbe bleu) et fixé à 1 (courbe verte), modélisée avec les trois coefficients fixés et le paramètre T_i ajusté par morceaux (magenta).	87
4.10	Températures internes de l'iceberg B17a (a) et C19a (b), ajustées par le dernier modèle de fragmentation (en magenta sur la figure 4.9).	88
4.11	(a) : Trajectoire longitude (en °W)/temps (en année/mois) de l'iceberg B17a, et positions et surfaces (en km ² , l'échelle de couleurs est logarithmique) des petits icebergs détectés le long de cette trajectoire (cf texte pour plus de détails). (b) Perte de surface (en km ²) de l'iceberg B17a en fonction du temps (en mois) observée (courbe noire), surface cumulée des petits icebergs détectés (représentés figure (a)) (courbe verte). (c) : Trajectoire longitude (en °W)/temps (en mois) de l'iceberg C19a, et positions et surfaces (en km ² , l'échelle de couleurs est logarithmique) des petits icebergs détectés le long de cette trajectoire (cf texte pour plus de détails). (d) Perte de surface (en km ²) de l'iceberg C19a en fonction du temps (en mois) observée (courbe noire), surface cumulée des petits icebergs détectés (représentés figure (a)) (courbe verte). .	90
4.12	Exemple de détection de fragments visibles sur une images MODIS (fracture de l'iceberg C19a, visible en bas de l'image, le 02/05/2009). Les fragments détectés (au nombre de 1057) sont délimités par un contour rouge.	91
4.13	Densités de probabilité de la taille des fragments (les deux axes sont à l'échelle logarithmique) détectés par ALTIBERG le long de la trajectoire de C19a (courbe continue bleu turquoise), et par analyse individuelle des images MODIS (courbes continues rouge, verte, bleu roi et magenta) et analyse de l'ensemble des images (courbe continue noire). Les droites en pointillés figurent les régressions linéaires (pour des tailles entre 0.1 et 5 km ²) de chacune des distributions.	91
4.14	Proportion de la surface totale représentée par les icebergs dont la taille est comprise entre 0.1 km ² et 4 à 9 km ² (courbes de couleurs) en fonction du nombre total d'icebergs considérés (échelle logarithmique).	92

Etude de l'impact des icebergs Antarctiques sur l'Océan Austral

Résumé : La calotte polaire Antarctique conditionne un flux d'eau douce dans l'Océan Austral par deux voies d'égale importance : une injection immédiate et localisée par fonte des plate-formes glaciaires, et une injection « offshore » et différée par production (« vêlage ») puis fonte d'icebergs. On estime ainsi que les icebergs, en fondant, pourraient modifier les caractéristiques hydrologiques et biogéochimiques de la colonne d'eau. Les modèles numériques visant à estimer cet impact présentent des résultats contrastés. Ils sont limités dans leurs stratégies de représentations des icebergs, notamment parce que les connaissances sur la distribution spatiale et de taille des icebergs ou encore leurs mécanismes de perte de masse sont réduites. Une méthode récente exploitant des mesures par altimétrie satellitaire a permis la création d'une base de données cartographiant la distribution des icebergs Antarctiques avec une couverture spatiale et temporelle inédite. Notre analyse conjointe entre ces données et des champs de concentration en glace de mer met en lumière le transport d'eau douce injecté par les icebergs et son impact sur la banquise. On analyse également les liens entre icebergs de différentes tailles : les gros peuvent être vus comme des réservoirs de volume de glace, qu'ils diffusent dans tout l'Océan en se fragmentant en petits icebergs de différentes tailles. On étudie alors l'évolution de deux icebergs géants, on propose une première paramétrisation du phénomène de fracturation et analyse la distribution de taille résultante. Ces résultats peuvent permettre une représentation plus réaliste du flux d'eau douce conditionné par les icebergs dans les modèles.

Mots-clés : Antarctique, Calotte polaire, Plate-forme glaciaire, Océan austral, Iceberg, Flux d'eau douce, Télédétection, Banquise, Fonte, Fragmentation, Fracturation, Distribution de taille

Study of the impact of Antarctic icebergs on the Southern Ocean

Abstract : The Antarctic polar ice cap constrains a freshwater flux into the Austral Ocean through two equally important pathways : a localized and immediate injection through the melting of ice-shelves bases, and a delayed offshore injection through the calving and subsequent melt of icebergs. Some studies reckon that melting icebergs have the capacity to alter the hydrological and biogeo-chemical characteristics of the water column. The numerical models trying to evaluate this impact have shown contrasting results. Yet, they might suffer from a poor representation of the icebergs, namely due to our limited knowledge on both the spatial and size distributions of the icebergs, or even the processes involved in their mass loss. A new method using satellite altimetry measurements has led to the creation of a database mapping antarctic icebergs distribution with an unprecedented spatial and temporal coverage. Our joint analysis between these data and sea ice concentration fields highlights a possible transport of the freshwater injected by an iceberg and its impacts on sea ice.

We also analyze the links between icebergs of different sizes : the large ones can be seen as ice buffers that diffuse across the whole ocean when breaking into small fragments of various sizes. We finally study the evolution of two giant icebergs, suggest the first parametrization of the fragmentation process and analyze the subsequent size distribution of the fragments. These results can be valuable to account in a more realistic way the fresh water flux constrained by icebergs in models.

Keywords : Antarctica, Ice cap, Ice shelf, Southern Ocean, Iceberg, Freshwater flux, Remote sensing, Sea ice, Melting, Fragmentation, Fracturing, Size distribution