

UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LOUVAIN



Faculté des Sciences  
Département de Physique  
Institut d'Astronomie et de Géophysique Georges Lemaître

# Modélisation de la dérive des icebergs en vue d'applications climatiques

Promoteur : Pr. Th. Fichefet

Lecteurs : Pr. A. Berger

Dr. H. Goosse

Driesschaert Emmanuelle  
Mémoire présenté en vue de  
l'obtention du grade de  
licenciée en sciences physiques

Année académique 2000-2001

*Au terme de ce travail, je tiens à remercier mon promoteur, Mr Fichet pour sa disponibilité tout au long de cette année. Je voudrais aussi adresser un merci particulier à Jean-Michel Campin qui m'a apporté une aide précieuse durant les premiers mois, lorsqu'il était encore présent à l'Institut ainsi qu'à Hugues Goosse qui a pris la relève ensuite. Je remercie les membres de l'Institut qui m'ont conseillé et aidé dans la réalisation de ce mémoire. Et enfin, un grand merci à tous les étudiants de la filière Terre-espace-Climat pour leur aide à tous les points de vue.*

# Table des matières

<b>1</b>	<b>Introduction</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Généralités sur les icebergs</b>	<b>8</b>
2.1	Formation des icebergs . . . . .	8
2.2	Caractéristiques générales des icebergs . . . . .	10
2.3	La dérive des icebergs . . . . .	16
2.3.1	L'Arctique . . . . .	17
2.3.2	L'Antarctique . . . . .	17
<b>3</b>	<b>Description du modèle</b>	<b>21</b>
3.1	CLIO . . . . .	21
3.1.1	La composante océanique . . . . .	21
3.1.2	La composante cryosphérique . . . . .	23
3.1.3	Le maillage . . . . .	24
3.2	Le modèle d'iceberg . . . . .	25
3.2.1	La dynamique . . . . .	26
3.2.2	La thermodynamique . . . . .	28

---

3.2.3	La génération . . . . .	29
3.2.4	Les forçages . . . . .	31
3.2.5	La maille . . . . .	36
3.2.6	Structure du modèle . . . . .	38
3.2.7	Les sorties du modèle . . . . .	39
3.3	Le couplage CLIO-modèle d'iceberg . . . . .	39
<b>4</b>	<b>Résultats</b>	<b>41</b>
4.1	Validation du modèle . . . . .	41
4.1.1	La fonte . . . . .	45
4.1.2	L'extension maximale des icebergs . . . . .	46
4.1.3	Les trajectoires . . . . .	51
4.2	Expérience de sensibilité . . . . .	61
4.2.1	L'extension maximale des icebergs . . . . .	62
4.2.2	Les trajectoires . . . . .	65
<b>5</b>	<b>Conclusion</b>	<b>68</b>
<b>A</b>	<b>Discrétisation de l'équation du mouvement des icebergs</b>	<b>70</b>

# Chapitre 1

## Introduction

Les icebergs, ces montagnes de glace flottantes, sont constitués d'eau douce et non d'eau de mer salée. Dans les régions polaires, les conditions climatiques induisent des précipitations neigeuses sur les continents. Au cours du temps, la neige se tasse et se transforme en glace. Sous l'action de la gravité, la glace s'écoule vers les rivages du continent formant ainsi des glaciers. En Antarctique, il existe beaucoup d'endroits où la glace s'avance sur l'eau par delà les limites du continent. Ces plates-formes de glace flottante sont appelées en anglais *ice shelves*, nom qu'on leur donne aussi généralement en français (mais orthographié *ice-shelfs*). La tension dans la glace en bordure cause des cassures et de gros blocs de glace sont largués dans l'eau. La masse volumique de la glace étant inférieure à celle de l'eau de mer, l'iceberg flotte. Il se retrouve alors soumis à différentes forces d'origine océanique et atmosphérique qui vont déterminer sa trajectoire. Au sud, les icebergs sont tous vèlés par le continent antarctique. Au nord, le Groenland génère la majeure partie des icebergs mais les côtes soviétiques et canadiennes ainsi que quelques îles en sont aussi productrices.

Les icebergs, mêmes ceux de taille modeste, représentent un réservoir d'eau douce impressionnant. Formés dans les régions polaires, ils sont loin de toute pollution, d'une part, et contiennent très peu de bactéries, d'autre part. Leur eau est d'une grande pureté. L'idée de les remorquer vers des pays chauds et secs est venue à l'esprit des scientifiques. Mais bien vite des difficultés sont apparues : comment remorquer de telles masses de glace ?

Comment empêcher leur fonte ?

Malgré le danger qu'ils peuvent représenter pour les bateaux, les icebergs peuvent parfois leur être utiles. Dans la baie de Baffin, les baleiniers naviguent parfois juste derrière un iceberg, se servant ainsi de lui comme d'un bouclier contre le vent et la glace de mer. Mais les risques qu'ils font courir aux bateaux s'aventurant trop au nord, dépassent largement les avantages qu'ils leur procurent. On se rappellera notamment que c'est un iceberg qui fut la cause du naufrage du Titanic en 1912. Ils sont un danger pour tous les bateaux qui entrent dans les régions polaires mais également pour les plates-formes pétrolières au large ainsi que pour les canalisations sous-marines près des côtes canadiennes. Dans le but de prévenir les accidents, des surveillances journalières ont lieu durant le printemps et l'été, les informations sont ensuite transmises aux marins (Robe,1980).

Par le passé, la Terre a connu plusieurs périodes glaciaires suivies de réchauffements. L'analyse de sédiments marins dans l'Atlantique Nord nous donne de précieuses informations sur la manière dont a réagi la circulation océanique. En étudiant les variations du rapport  $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$  enregistrées dans les coquilles des foraminifères benthiques (qui vivent dans la vase au fond des océans) ainsi que le rapport  $\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}$  dans celles des foraminifères planctoniques (qui vivent en surface), on peut affirmer qu'au dernier maximum glaciaire, il y a 21.000 ans, le "conveyor belt"<sup>1</sup> circulait plus lentement et moins profondément. On peut même tirer de cette analyse que la cause était un flux d'eau douce accru en surface. Le "conveyor belt" étant ralenti, la dérive nord-atlantique, courant qui remonte des eaux chaudes des zones tropicales jusqu'aux côtes européennes, est affaiblie également. La dérive nord-atlantique est responsable du climat modéré qui règne sur l'Europe contrairement au climat de pays comme le Canada. En conséquence, lorsque le "conveyor belt" est affaibli, l'apport de chaleur diminue et il fait plus froid dans nos régions. Des reconstitutions paléo-climatiques ont montré qu'à chaque fois qu'une augmentation importante du flux d'eau douce en surface survint, le "conveyor

---

<sup>1</sup>Le "conveyor belt"- "tapis roulant"-en français est le nom donné à la circulation thermohaline à cause de son comportement similaire à celui d'un tapis roulant : l'eau qui plonge au pôle nord est transportée par les courants de fond vers le sud puis remonte progressivement pour être ensuite prise par les courants de surface qui l'emmènent vers le nord.

belt" s'est ralenti (Duplessy,1997).

En 1988, Hartmunt Heinrich découvre, dans plusieurs couches de sédiments de l'Atlantique, des débris de roches continentales qui ne pouvaient, en raison de leur poids, être arrivés jusque là que par le transport des icebergs. En 1992, on s'est aperçu que ces débris se retrouvaient dans tous les fonds de l'Atlantique Nord jusqu'aux Açores. Ces apports correspondent à des décharges importantes d'icebergs dans l'océan nord-atlantique dues à des instabilités des calottes glaciaires de l'Hémisphère Nord lors de la dernière glaciation. Ces événements, que l'on a appelés *événements de Heinrich*, se produisaient tous les 7000 à 10.000 ans. Le dernier d'entre eux date d'il y a 15.000 ans. Toujours par analyses des coquilles fossiles, Heinrich a montré que ces décharges correspondaient à des refroidissements sur l'ensemble de la planète entraînant même, par endroit, des changements de végétation (Duplessy,1997).

Ces événements montrent que les icebergs peuvent avoir une influence sur le climat. Dans ce mémoire, je vais travailler avec un modèle d'iceberg partiellement couplé avec un modèle d'océan. Ma contribution consiste à améliorer le code et à faire des expériences. D'abord, j'ai réorganisé tout le système de génération des icebergs. Certaines améliorations ont été apportées afin de réduire la taille du programme et des fichiers de sorties. Des simulations plus longues peuvent alors être réalisées. Ensuite, la sensibilité du modèle à la fonte des icebergs sera mise à l'épreuve. Le flux d'eau douce dû à la fonte des icebergs a été introduit dans le modèle océanique mais les expériences n'ont pas été faites en tenant compte de ce dernier couplage.

Ce rapport se compose principalement de trois parties. Tout d'abord, nous parlerons des icebergs de manière générale : leur formation, leurs caractéristiques et leur dérive. Ensuite, viendra un chapitre consacré à la description du modèle d'iceberg utilisé ainsi que de CLIO, le modèle océanique auquel il est couplé. La dernière partie sera consacrée à la présentation et à l'analyse des résultats fournis par le modèle. Ce rapport sera clôturé en tirant des conclusions quant au fonctionnement du modèle et en présentant les perspectives en vue de développements futurs.

## Chapitre 2

# Généralités sur les icebergs

### 2.1 Formation des icebergs

Les caractéristiques générales d'un iceberg au début de sa vie dépendent fortement de la source qui le produit. Les glaciers qui ne débordent pas des rives du continent vèlent de petits icebergs dont la longueur est souvent inférieure à l'épaisseur. Ceux qui se prolongent en une partie flottante de longueur égale à plusieurs fois la largeur vont produire des icebergs de hauteur et largeur identiques mais qui sont beaucoup plus longs. Les icebergs provenant d'ice-shelfs sont généralement très étendus. Leur longueur peut aller de quelques centaines de mètres à plus de cent kilomètres.

Le vèlage, pour des glaciers qui reposent entièrement sur le continent, est entraîné par l'écoulement du glacier. Le cisaillement dans la glace engendre des fractures qui peuvent aller de la surface jusqu'à la base du glacier et permettent à des blocs de glace de se détacher. Bien sûr, plus on s'approche de la face du glacier qui n'est pas soutenue, plus la tension augmente. Si la température est suffisamment élevée, la base du glacier peut se trouver au-dessus du point de fusion. Une couche d'eau de quelques millimètres se forme alors diminuant les frottements à l'interface glace-roche. Cet écoulement sous-glaciaire accroît la vitesse du glacier de 40% (Souchez,1988). Dans ce cas, la production d'icebergs semble en subir l'influence. Elle est plus importante en fin d'été et décroît en automne en même temps que l'écoulement sous-

glaciaire. Une *baie de vèlage* finit par se creuser et lorsque le vèlage diminue, l'avancée du glacier sert surtout à combler la baie (Robe,1980).

Venons-en maintenant aux ice-shelfs et aux glaciers qui ont une terminaison flottante. Les fractures peuvent survenir de deux façons. En premier lieu, il y a les marées, les vagues et autres variations du niveau de l'eau. En effet, les mouvements à grande longueur d'onde induisent une tension dans la glace. Et parfois la plate-forme entre en résonance et se met à vibrer. Le second facteur a pour origine un déséquilibre dans le bilan de force de l'ice-shelf. La surface normale à l'eau est en grande partie submergée, mais une fraction est au-dessus de la surface. Le bilan est nul à la base mais, en surface, il reste une force normale dirigée vers l'extérieur de l'ice-shelf. Cette situation conduit à une flexion de la plate-forme. La fracture ne dépend pas uniquement de cette flexion mais également des inhomogénéités à certains endroits (de petites crevasses, par exemple). Ce sont les ice-shelfs se brisant à l'endroit où ils quittent le continent qui engendrent les icebergs de plus grande taille.

Comme il a déjà été signalé, dans l'Hémisphère Nord, les icebergs sont en majorité relâchés par la calotte glaciaire du Groenland. Les autres sources arctiques sont, en général, des glaciers peu étendus et qui génèrent de petits icebergs ne s'éloignant guère de leur lieu d'origine. Ces petits icebergs n'ont qu'une importance locale et jouent un rôle minime à l'échelle globale. Ces sources sont mal connues et il n'est pas nécessaire de les introduire précisément dans les modèles à vocation climatique.

Les chiffres qui vont être donnés ci-dessous, tant pour le nord que pour le sud, ont été choisis parmi beaucoup d'autres. Les estimations faites par les différents auteurs varient énormément ce qui reflète la difficulté de telles prises de mesures.

La calotte glaciaire du Groenland recouvre une surface de  $1.73 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  ce qui représente 80% de l'île ; son épaisseur maximale est de 3300 m. Chaque année, le Groenland vèle environ  $2.15 \cdot 10^{14} \text{ kg}$  de glace. Il y a cependant une autre source qui produit des icebergs de taille non négligeable. Il s'agit de l'île Ellesmere du Nord qui contient cinq ice-shelfs (Robe,1980).

La calotte glaciaire de l'Antarctique est la seule zone capable de vèler des icebergs au sud. Les ice-shelfs y occupent une place très importante :

la calotte glaciaire couvre une surface de  $14 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ ,  $1.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  étant des plates-formes de glace flottante. L'Antarctique compte 20.000 km de côte de glace dont 11.000 km sont des ice-shelfs. Les deux plus importants sont *l'ice-shelf de Ross* et celui de *Filchner*. Une quantité d'icebergs équivalente à  $19.8 \cdot 10^{14} \text{ kg}$  de glace est perdue chaque année par la calotte glaciaire. Le volume de glace vélé au sud semble donc notablement plus important qu'au nord. Les icebergs formés en Antarctique peuvent être énormes contrairement à ceux du Nord qui ne dépassent pas quelques centaines de mètres de long (Robe,1980).

## 2.2 Caractéristiques générales des icebergs

La glace qui constitue les icebergs est formée sur les continents par les précipitations neigeuses. Au cours des années, la neige se transforme en glace, soit par tassement, soit par fonte et regel de la neige. La glace formée de la sorte, à la différence de la glace formée par congélation de l'eau, piège des petites bulles d'air comprimé lors de sa formation. Pour donner un ordre de grandeur, ces bulles ont des dimensions de l'ordre du millimètre. Elle vont évidemment jouer un rôle sur la densité. Plus la glace est vieille, moins elle renferme de bulles d'air. Ainsi, les icebergs provenant des ice-shelfs seront un peu moins denses que ceux provenant des glaciers. En effet, la neige continue à tomber sur les plates-formes tandis que les glaciers, de par leur écoulement, amènent de la glace plus vieille, et donc plus tassée, jusqu'à leur terminaison. En moyenne, on peut dire que les icebergs issus d'ice-shelfs ont une densité de  $850 \text{ kg/m}^3$  alors qu'elle s'élève à  $900 \text{ kg/m}^3$  pour ceux des glaciers (Robe,1980).

A partir de là, nous sommes capables de déterminer quelle va être la fraction de l'iceberg qui sera submergée. Cette fraction joue un rôle important. En effet, les forces de traînée du vent et des courants océaniques dépendront de la surface sur laquelle elles s'appliquent, surface déterminée par la largeur de l'iceberg et la fraction de l'iceberg submergée ou immergée selon le cas. La fraction,  $d_i$ , est donnée par :

$$d_i = \frac{\rho_i}{\rho_w} \quad (2.1)$$

$\rho_i$  et  $\rho_w$  étant respectivement la densité de l'iceberg et celle de l'eau de mer.

D'après les densités adoptées,  $d_i$  est comprise entre 0.83 et 0.88.

Les petites bulles d'air emprisonnées dans la glace ont également une influence sur la couleur de celle-ci. Les icebergs sont en général blancs à cause de ces bulles d'air qui réfléchissent une lumière blanche. Certains peuvent être bleus (Fig. 2.1)<sup>1</sup>, qui contiennent très peu de bulles d'air. Les propriétés de la glace dans cet état font qu'elle diffuse la couleur bleue de la lumière. Ce phénomène est le même que celui qui donne la couleur bleue au ciel.



FIG. 2.1 – ICEBERG BLEU

---

<sup>1</sup>Vient du site : <http://oceanworld.tamu.edu>

Les formes particulières des icebergs ont conduit à les classer selon cinq catégories :

- *Tabulaires* : icebergs plans ayant un rapport longueur sur épaisseur très grand ( $> 5/1$ ). Ce sont des icebergs typiques de l'Antarctique (Fig. 2.2).

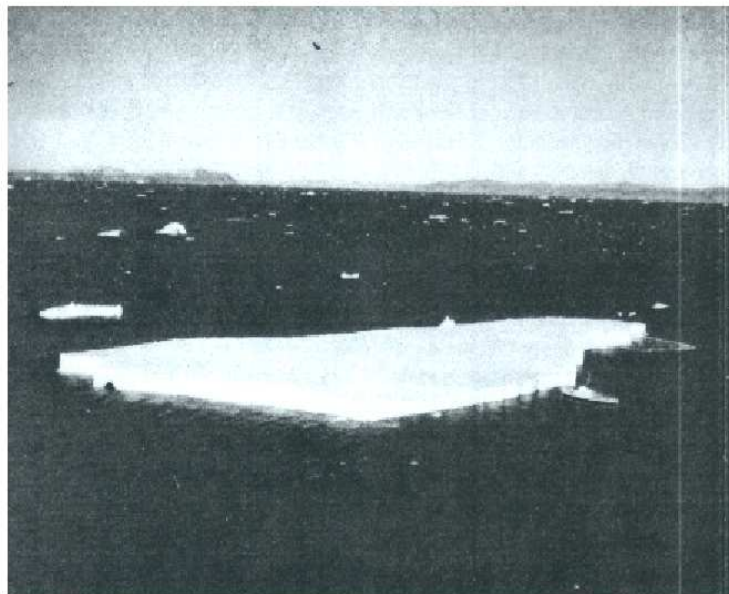


FIG. 2.2 – ICEBERG TABULAIRE (ROBE,1980)

- "*Blocky*" : icebergs dont la surface supérieure est plane et les côtés abrupts, le rapport longueur sur épaisseur étant de 2.5/1 ( Fig. 2.3).

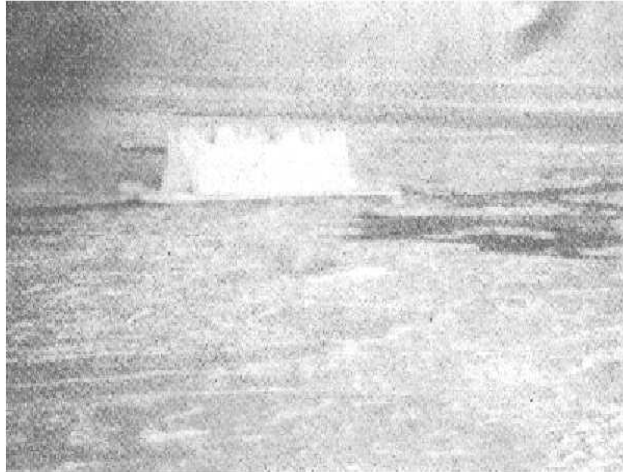


FIG. 2.3 – ICEBERG "BLOCKY"(ROBE,1980)

- à *cimes* : icebergs comportant un ou plusieurs sommets. Ces icebergs sont très répandus au Nord (Fig. 2.4).

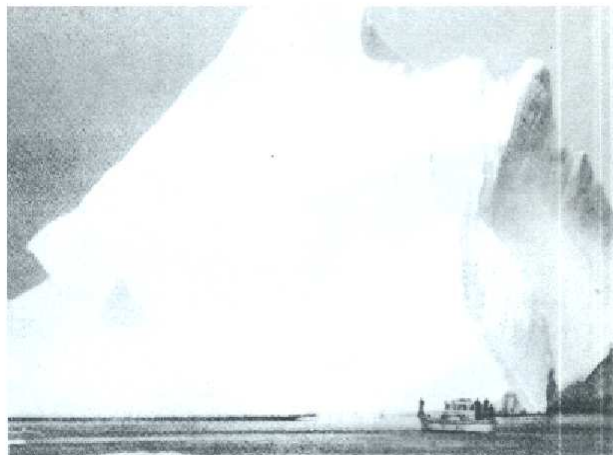


FIG. 2.4 – ICEBERG À CIMES (ROBE,1980)

- "*Drydock*" : icebergs fortement érodés, ayant une forme en U et présentant des colonnes (Fig. 2.5).



FIG. 2.5 – ICEBERG "DRYDOCK"(ROBE,1980)

- *Galbés* : icebergs arrondis avec des pentes faibles (Fig. 2.6).



FIG. 2.6 – ICEBERG GALBÉ (À GAUCHE)(ROBE,1980)

Bien souvent, ils appartiennent à une des trois premières catégories au début de leur vie et, au fil des retournements ou des érosions, il migrent respectivement vers la catégorie "*Galbé*" ou "*Drydock*".

D'après Bigg (1997), les icebergs de l'Arctique comme ceux de l'Antarctique vont suivre une distribution de taille log-normale<sup>2</sup>. Ici, lorsqu'on parle de taille, c'est de diamètre équivalent qu'il s'agit. Rappelons que le diamètre équivalent est le diamètre d'un cercle fictif dont la surface est égale à la surface supérieure de l'iceberg. La fonction de probabilité s'exprime de la manière suivante :

$$f(x) = \frac{1}{x\sigma(2\pi)^{1/2}} \exp[-(\ln x - \mu)^2/2\sigma^2] \quad (2.2)$$

où  $\mu$  est la moyenne et  $\sigma$  la variance. Wadhams (1988) donne des estimations pour les deux paramètres :

$$\mu = 6.04 \quad \sigma = 0.413$$

Ces valeurs sont déduites d'observations faites en Antarctique et qui justifient l'utilisation d'une loi de probabilité log-normale (Fig. 2.7).

---

<sup>2</sup>  $X$  est une distribution log-normale si  $Z = \ln X$  est une distribution normale.

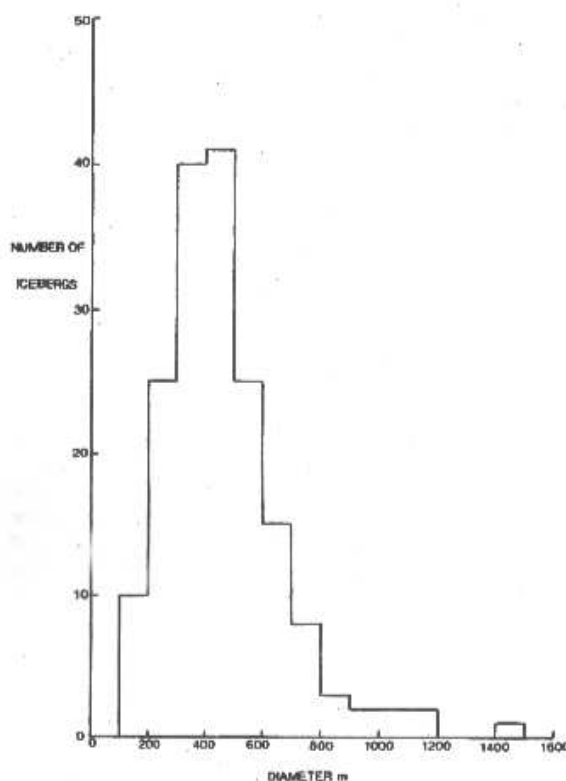


FIG. 2.7 – DISTRIBUTION DE TAILLES INITIALES DES ICEBERGS (WADHAMS,1980)

### 2.3 La dérive des icebergs

Il existe plusieurs forces qui influencent la trajectoire d'un iceberg. Nous en reparlerons dans le chapitre suivant. Cependant des expériences ont montré qu'une des composantes dominantes était celle due aux courants marins. La dérive des icebergs, et par là leur durée de vie, vont donc beaucoup dépendre du courant dans lequel ils sont largués à l'origine.

### 2.3.1 L'Arctique

Les quelques icebergs voyageant dans l'océan Arctique sont originaires de l'île d'Ellesmere. En général, ils sont pris dans la gyre de la mer de Beaufort. C'est ainsi que ces icebergs dérivent vers l'est jusqu'au détroit de Bering avant de retourner tout près de leur lieu d'origine une dizaine d'années plus tard, refermant ainsi la boucle. Cependant, certains sont pris dans le courant est groenlandais qui les emmène vers le sud (Figure 2.8).

Ce courant, très froid, descend, comme son nom l'indique, le long de la côte est du Groenland. Il entraîne avec lui de la glace de mer de l'océan Arctique. Les icebergs produits au nord-est du Groenland seront transportés au milieu de la glace de mer. Celle-ci limite leur détérioration de deux manières. D'une part, elle maintient la température de l'eau en dessous de 0°C, réduisant la fonte; d'autre part, elle les protège de l'érosion des vagues. Arrivés au cap Farewell, à l'extrême sud du Groenland, la détérioration est intense et la glace de mer fond. Les icebergs restant sont alors pris dans le courant ouest groenlandais. C'est un courant chaud qui remonte en direction du nord le long des côtes du continent. A hauteur du détroit de Davis, le courant se scinde en deux branches. L'une tourne vers l'ouest pour rejoindre le courant descendant le long de l'île de Baffin, et emporte avec elle une partie des icebergs. La seconde amène les autres icebergs jusqu'au bout de la baie de Baffin avant qu'ils ne soient repris par ce même courant descendant. Ils dérivent ainsi jusqu'au détroit d'Hudson où ils sont entraînés vers Terre Neuve par le *courant du Labrador*. Là, ils sont soit un peu déviés vers l'est, soit ils continuent directement vers le sud.

La limite de la dérive des icebergs de l'Hémisphère Nord est la dérive nord-atlantique, trop chaude pour eux puisque l'eau qu'elle charie est à une température plus élevée que 12°C. Cette limite varie avec les années mais elle tourne toujours autour de 40°N, bien qu'en 1966, aucun iceberg n'a été détecté au-delà de 48°N (Robe,1980).

### 2.3.2 L'Antarctique

Si la trajectoire des icebergs du nord est une véritable préoccupation vu le danger qu'ils représentent, il n'en est pas de même pour ceux de l'Antarctique.

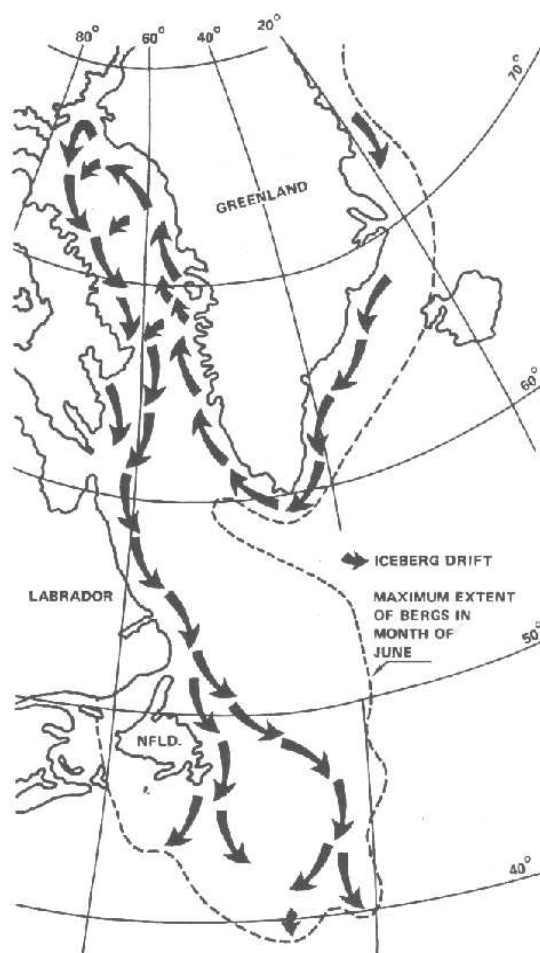


FIG. 2.8 – DÉRIVE DES ICEBERGS DANS L'HÉMISPHERE NORD (ROBE,1980)

La dérive des icebergs de l'Hémisphère Sud est donc moins bien connue que celle du nord.

Le parcours des icebergs dans l'océan Antarctique est plutôt zonal que méridional, ce qui augmente leur durée de vie puisqu'ils restent plus longtemps dans des eaux plus froides. C'est un déplacement d'est vers l'ouest

près du continent et d'ouest vers l'est au large. Il y a cependant des endroits où la dérive se fait vers le nord notamment dans la branche ouest de la gyre de Weddell (Fig. 2.9).

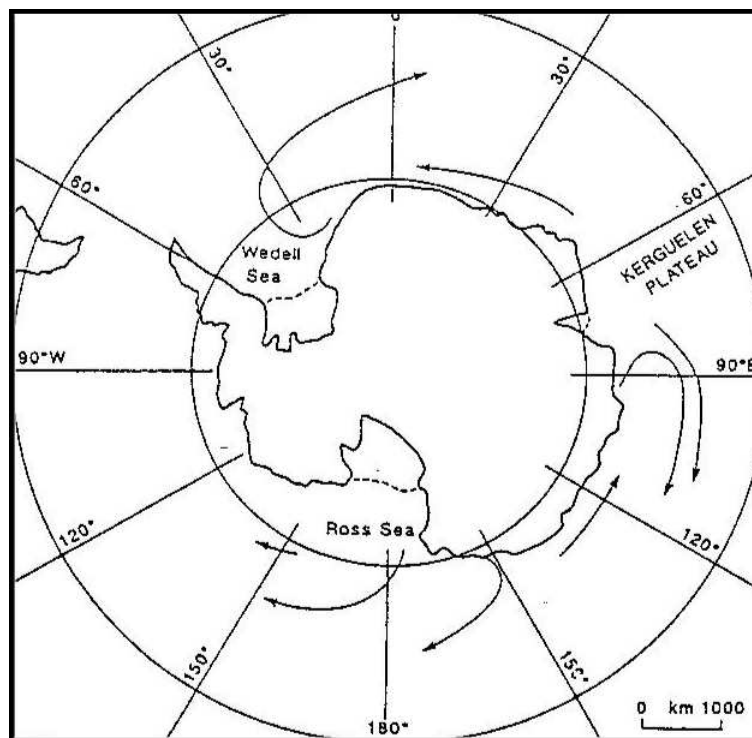


FIG. 2.9 – DÉRIVE DES ICEBERGS DANS L'HÉMISSPHÈRE SUD (TCHERNIA ET JEANIN, 1983)

Tout autour du continent, même si le déplacement est en majorité zonal, il existe une légère composante méridionale. Cette déviation vers le nord se chiffre à 6° pour les icebergs aux alentours de 65°S de latitude; elle n'est plus que de 3° vers 58°S et proche de 0° à 45°S. On doit cette déviation à la divergence des vents très puissants qui soufflent sur le continent antarctique.

La zone de convergence Antarctique forme l'extrême limite nord des icebergs. Elle sépare les eaux antarctiques, qui sont à une température de -1°C à 4°C, des eaux subantarctiques, qui, elles, sont à une température de 6°C à

## *Chapitre 2- Généralités sur les icebergs*

---

14°C (Robe,1980).

# Chapitre 3

## Description du modèle

Nous allons travailler avec un modèle d'iceberg en partie couplé avec un modèle d'océan-glace de mer appelé CLIO (Coupled Large-scale Ice Ocean). La première section est destinée à expliquer dans les grandes lignes comment fonctionne CLIO. Le modèle d'iceberg, lui, est décrit en détail dans la seconde section.

### 3.1 CLIO

CLIO est lui-même composé de deux modèles couplés : un modèle océanique et un modèle thermodynamique-dynamique de glace de mer.

#### 3.1.1 La composante océanique

Les grandeurs calculées par le modèle océanique sont :

- les trois composantes de la vitesse des courants océaniques  $u, v, w$ ,
- la pression réduite  $q$  :

$$q = \int_z^0 \frac{\rho - \rho_0}{\rho_0} g dz \quad (3.1)$$

où  $\rho_0$  est la densité de référence.

- la salinité  $S$ ,
- la température potentielle  $\theta$ .

Les équations d'évolution de ces variables sont soumises à trois hypothèses principales :

1. La profondeur de l'océan<sup>1</sup> est négligée par rapport au rayon de la Terre :

$$11.10^3 m \ll 6370.10^3 m. \quad (3.2)$$

2. On applique l'approximation de Boussinesq. L'approximation consiste à prendre la densité égale à une constante  $\rho_0$  sauf dans le terme de gravité car elle est multipliée par  $g$  :

$$\frac{\Delta \rho_w}{\rho_0} \cong \frac{2}{1028} kg/m^3 \ll 1. \quad (3.3)$$

3. On suppose que l'équilibre hydrostatique est vérifié dans l'océan. Cette approximation est justifiée car les vitesses verticales sont très faibles par rapport aux vitesses horizontales.

Les équations sont alors les suivantes :

- L'équation de quantité de mouvement horizontale :

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla_h \mathbf{u} + w \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} + f \mathbf{e}_z \wedge \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + \mathbf{F}_{du}, \quad (3.4)$$

où  $\mathbf{F}_{du}$  représente les forces visqueuses.

- L'équation de quantité de mouvement verticale :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho_w g. \quad (3.5)$$

- L'équation de continuité :

$$\frac{\partial w}{\partial z} + \nabla_h \cdot \mathbf{u} = 0. \quad (3.6)$$

---

<sup>1</sup>La valeur reprise ci-dessous est la profondeur maximale, c'est la profondeur de la fosse de Mariana dans le Pacifique.

- L'équation d'évolution de la salinité :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla_h S + w \frac{\partial S}{\partial z} = \mathbf{F}_{ds} . \quad (3.7)$$

- L'équation d'évolution de la température potentielle :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla_h \theta + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \mathbf{F}_{d\theta} + \mathbf{F}_{v\theta} . \quad (3.8)$$

où  $\mathbf{F}_{ds}$ ,  $\mathbf{F}_{d\theta}$  et  $\mathbf{F}_{v\theta}$  sont les termes sources et puits de la variable en question.

- Pour fermer le système, on a recourt à une équation d'état :

$$\rho_w = \rho_w(S, \theta, p) . \quad (3.9)$$

### 3.1.2 La composante cryosphérique

La composante cryosphérique réunit elle aussi deux parties ; l'une calcule la dynamique de la glace de mer et l'autre la thermodynamique.

Le mouvement bidimensionnel de la glace de mer est calculé par l'équation de quantité de mouvement horizontale. Pour ce qui est de la partie thermodynamique, la glace de mer est constituée de trois couches : une de neige et deux de glace. Le modèle calcule alors les épaisseurs de neige, de glace ainsi que la concentration de glace sur base des différents flux de chaleur. Le couplage entre les composantes dynamique et thermodynamique se fait par une équation de conservation. Elle énonce la conservation de certaines variables comme le volume de glace, la concentration de glace, etc. L'équation est la suivante :

$$\frac{\partial \Psi}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{v}_s \Psi) + \mathbf{S}_\Psi \quad (3.10)$$

- ↪  $\Psi$  est la variable conservée,
- ↪  $\mathbf{v}_s$  est la vitesse de la glace de mer,
- ↪  $\mathbf{S}_\Psi$  est le taux de production\destruction de  $\Psi$  dû aux processus thermodynamiques.

### 3.1.3 Le maillage

CLIO est un modèle tridimensionnel global. L'ensemble des océans est divisé en une série de boîtes à trois dimensions.

En ce qui concerne la grille, nous ne pouvons pas utiliser partout une grille latitude-longitude car la singularité au Pôle Nord<sup>2</sup> engendrerait des problèmes au niveau du numérique. Pour éviter cela, dans l'Atlantique Nord et l'Arctique, une grille latitude-longitude pivotée de 90° est utilisée (Cf Fig. 3.1). De cette manière, les pôles de celle-ci se situent sur l'équateur, dans l'océan Pacifique et dans l'océan Indien. Le raccord des deux grilles se fait dans l'Atlantique, sur l'équateur géographique.

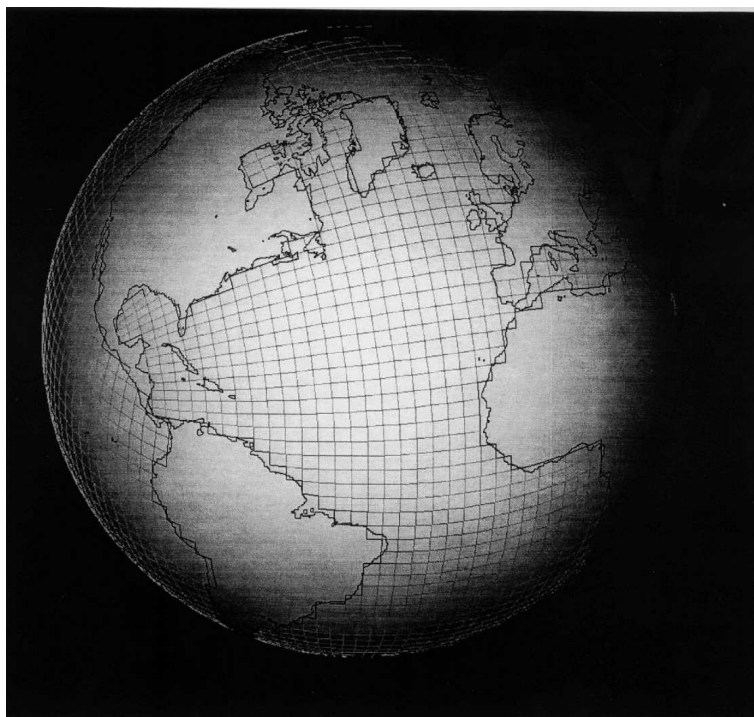


FIG. 3.1 – GRILLE DE CLIO

---

<sup>2</sup>Le problème ne se pose pas au sud puisque le pôle se situe dans le continent ant arctique.

La discrétisation verticale comporte 20 niveaux d'épaisseur variable : les couches sont de plus en plus fines selon que l'on se rapproche de la surface (Tableau 3.1). Cette configuration est nécessaire afin d'obtenir une bonne résolution des gradients qui sont plus importants dans ces zones.

Niveau(k)	Profondeur du centre (m)	Épaisseur du niveau (m)	Profondeur de l'interface inférieure (m)
20	5.00	10.00	10.00
19	15.98	11.96	21.96
18	29.17	14.42	36.38
17	45.20	17.64	54.02
16	64.96	21.88	75.90
15	89.75	27.70	103.60
14	121.52	35.84	139.44
13	163.28	47.68	187.12
12	219.86	65.48	252.60
11	299.26	93.38	345.98
10	415.07	138.18	484.16
9	588.88	209.44	693.60
8	850.19	313.18	1006.78
7	1225.11	436.66	1443.44
6	1717.90	548.92	1992.36
5	2307.36	630.00	2622.36
4	2963.25	581.78	3304.14
3	3661.11	713.94	4018.08
2	4385.22	734.28	4752.36
1	5126.18	747.64	5500.00

TABLEAU 3.1 - DISCRÉTISATION VERTICALE DE L'OCÉAN

## 3.2 Le modèle d'iceberg

Les icebergs seront modélisés comme des parallélépipèdes rectangles de glace de hauteur  $H$ , de largeur  $W$  et de longueur  $L = 1.5W$ . Le rapport

longueur/largeur = 1.5 est celui choisi par Bigg et Wadley(1997). Cependant, dans les équations de la dynamique, ils seront simplement associés à un point de l'espace. Un iceberg appartiendra alors toujours à une et une seule maille du modèle.

Les trois premiers points présenteront les aspects physiques du modèle, c'est-à-dire les équations de la dynamique, de la thermodynamique ainsi que les forçages. Les quatre derniers traiteront du numérique.

### 3.2.1 La dynamique

L'équation qui régit le mouvement des icebergs dans le modèle est la suivante :

$$M \frac{d\mathbf{v}_i}{dt} = -Mf\mathbf{k} \wedge \mathbf{v}_i + \mathbf{F}_a + \mathbf{F}_w + \mathbf{F}_s + \mathbf{F}_p + \mathbf{F}_r \quad (3.11)$$

- ↪  $M$  est la masse de l'iceberg,
- ↪  $\mathbf{v}_i$  est la vitesse de l'iceberg,
- ↪  $-Mf\mathbf{k} \wedge \mathbf{v}_i$  est la force de Coriolis,
- ↪  $\mathbf{F}_a$  est la force de traînée du vent,
- ↪  $\mathbf{F}_w$  est la force de traînée due aux courants océaniques,
- ↪  $\mathbf{F}_s$  est la force de traînée due à la glace de mer,
- ↪  $\mathbf{F}_p$  est la force due au gradient de pression horizontal dans l'océan,
- ↪  $\mathbf{F}_r$  est la force induite par les vagues.

- Smith (1993) donne une paramétrisation pour ces trois forces de traînée :

$$\mathbf{F}_x = \frac{1}{2} \rho_x C_x A_x |\mathbf{v}_x - \mathbf{v}_i| (\mathbf{v}_x - \mathbf{v}_i) \quad (3.12)$$

avec

- $x = w$  (water) pour la force de traînée due aux courants océaniques,
- $= a$  (air) pour la force de traînée due aux vents,
- $= s$  (sea ice) pour la force de traînée due à la glace de mer.

- ↪  $\rho_x$  est la densité du milieu x,
- ↪  $A_x$  est la section transversale à la direction de la tension exercée par le milieu x,
- ↪  $C_x$  est le coefficient de traînée. Nous reprendrons les valeurs de Smith (1993) :  $C_w = C_s = 0.9$  et  $C_a = 1.3$ . Il faut savoir que les forçages de vents<sup>3</sup> sont un peu sous estimés par rapport à la réalité ; de plus, il y a une certaine incertitude liée à la valeur du coefficient de traînée. Pour palier à ce problème, nous allons quadrupler le coefficient  $C_a$ , ce qui revient à doubler les vents dans la force de traînée. Nous prendrons donc  $C_a = 5.2$ .

- La pression dans l'océan résulte de la somme de trois composantes : la pression atmosphérique, la pression barotrope due à l'élévation de la surface de l'océan par rapport au géoïde et enfin la pression barocline qui dépend des variations de densité. Le terme de pression à la profondeur  $z'$  s'écrit donc :

$$p = p_{atm} + \eta \rho_w g + \int_{z'}^0 \rho_w g z dz \quad (3.13)$$

Et le gradient,

$$\nabla p = \rho_w g \nabla \eta + \rho_w g \nabla \int_{z'}^0 z dz \quad (3.14)$$

- La paramétrisation de la force induite par les vagues est (Smith, 1993) :

$$\mathbf{F}_r = \frac{1}{4} \rho_w g a^2 L \frac{\mathbf{v}_a}{|\mathbf{v}_a|} \quad (3.15)$$

- ↪  $\mathbf{v}_a$  est la vitesse du vent,
- ↪  $a$  est l'amplitude des vagues  $a = 0.010125 |\mathbf{v}_a|^2$ ,
- ↪  $L$  est la longueur de la face normale aux vagues incidentes.

Cette équation nous donne l'évolution des vitesses. Nous pouvons alors calculer les positions de chaque iceberg :

$$\frac{d\mathbf{x}_i}{dt} = \mathbf{v}_i \quad (3.16)$$

La discrétisation de ces équations est donnée dans l'annexe A.

---

<sup>3</sup>Pour plus d'explications, sur les forçages de vents, cf section 3.2.4 de ce chapitre.

### 3.2.2 La thermodynamique

Tout au long de son déplacement, l'iceberg va se dégrader, ce qui va diminuer sa masse et par conséquent affecter sa trajectoire. Pour cette raison, mais aussi pour savoir jusqu'à quelles latitudes les icebergs peuvent s'aventurer, il est intéressant de modéliser leur détérioration. Afin de calculer la perte de glace de chaque iceberg, trois processus seront paramétrisés : d'abord, la fonte basale ainsi que la fonte latérale, dues à la température de l'eau, et ensuite, l'érosion latérale par les vagues.

- a. Le taux (m/s) de fonte basale est obtenu à partir d'une paramétrisation utilisée pour les ice-shelfs (Weeks and Campbell,1973) :

$$R_b = 0.58 |\mathbf{v}_w - \mathbf{v}_i|^{0.8} \frac{T_w - T_i}{L^{0.2}} \quad (3.17)$$

- ↪  $T_w$  est la température de l'eau en °C,  
 ↪  $T_i$  est la température de l'iceberg en °C.  $T_i = -4$ °C.

- b. El-Tahan et al. (1987) proposent une relation pour le taux de fonte latérale. Attention, ce taux est exprimé en m/jour :

$$R_{latt} = 7.62 \times 10^{-3} T_w + 1.29 \times 10^{-3} T_w^2 \quad (3.18)$$

Comme c'est un terme qui agit sur toute la profondeur de l'iceberg, on intègre la fonte sur tous les niveaux, puis on divise par la hauteur de l'iceberg immergée.

- c. L'érosion due aux vagues est fonction de l'état de la mer et de sa température de surface. C'est un taux en m/jour :

$$R_{vag} = 0.5 S_s \quad (3.19)$$

- ↪  $S_s$  est l'état de la mer.

$$S_s = -5 + (32 + 2 |\mathbf{v}_a|)^{0.5}$$

Une fois les taux de fonte estimés, il faut réactualiser les hauteur et largeur :

$$\begin{aligned} H_{new} &= H - R_b \Delta t \\ W_{new} &= W - R_{latt} - R_{vag} \end{aligned}$$

L'érosion latérale des icebergs a tendance à prendre le dessus sur l'érosion basale. Si l'iceberg est trop haut et trop étroit, il peut devenir instable et se retourner. Il existe un critère de stabilité :

$$\frac{L}{H} > \sqrt{0.92 + \frac{58.32}{H}} \quad (3.20)$$

↪  $H$  est la hauteur totale de l'iceberg.

Si ce critère n'est pas satisfait, l'iceberg va se renverser, sa hauteur deviendra sa longueur et inversement.

### 3.2.3 La génération

A la base, pour chaque source, on donne :

- la longitude (**refnx**),
- la latitude (**refny**),
- l'épaisseur maximale des icebergs produits (**reftailleh**),
- la largeur maximale des icebergs produits (**reftaille**),
- le débit en kg/jour (**refdebit**),
- la pondération (**refpond**)

J'ai introduit la pondération afin de diminuer le nombre d'icebergs que le programme doit modéliser. En effet, en regroupant plusieurs sources identiques et proches, on génère moins d'icebergs mais ces icebergs ont une certaine pondération, un iceberg pouvant compter pour d'autres. Au moment où l'on calcule la fonte ou le nombre d'icebergs en circulation, il suffit de faire intervenir cette pondération pour avoir la situation réelle.

Afin de respecter la distribution de tailles log-normale, on va répartir la production de chaque source en 14 catégories de tailles<sup>4</sup>. La catégorie  $k$  contient des icebergs de  $k \times 100 m$  de diamètre. A partir du diamètre, on calcule la largeur et la longueur :

$$\pi \frac{d^2}{4} = 1.5 L^2$$

et la hauteur vaut

$$H = \begin{cases} W & \text{si } W \leq \text{reftailleh} \\ \text{reftailleh} & \text{sinon} \end{cases}$$

---

<sup>4</sup>14 est un maximum puisqu'il y a une largeur maximale

En pratique, chaque catégorie de source sera traitée comme une source à part entière. Le débit total de la source est réparti parmi les catégories avec un poids spécifique pour chacune d'elles, poids calculé par la fonction de distribution (2.2). Si les 14 catégories n'existent pas, le débit des catégories absentes est redistribué parmi les autres. Chacune des nouvelles sources comportera après ce traitement les informations suivantes :

- la longitude (**nx**),
- la latitude (**ny**),
- l'épaisseur des icebergs (**nh**),
- leur largeur (**nw**),
- le débit (**debk**),
- la masse d'un iceberg (**Mk**),
- l'itération du premier lâché (**t\_lach**),
- la pondération (**pond**).

J'ai aussi totalement modifié le système de génération. Le nouveau système est le suivant : à chaque fois qu'un iceberg est lâché, on calcule l'itération du prochain lâché de cette source de la manière suivante :

$$\int_{t_1}^{t_2} f(t) debk dt = Mk \quad (3.21)$$

- $t_2$  est l'inconnue ; c'est l'itération du prochain lâché,
- $t_1$  est l'itération du lâché (l'itération en cours),
- $debk$  est le débit dans la catégorie  $k$ ,
- $Mk$  est la masse d'un iceberg dans la catégorie  $k$ ,
- $f(t)$  est une fonction qui module le débit en fonction du temps. Elle sert à représenter le cycle saisonnier (Fig. 3.2).

$$f(t) = \begin{cases} \alpha t + \beta & \text{si } 0 \leq t < \tau_1 \\ \alpha' t + \beta' & \text{si } \tau_1 \leq t < \tau_2 \\ \alpha(t-1) + \beta & \text{si } \tau_2 \leq t < 1 \end{cases}$$

$\tau_1$  et  $\tau_2$  sont respectivement les maximum et minimum de production d'iceberg. Faute de données sur le vèlage des icebergs au cours du temps,  $f(t)$  sera prise, pour le moment, comme une fonction constante :

$$f(t) = 1$$

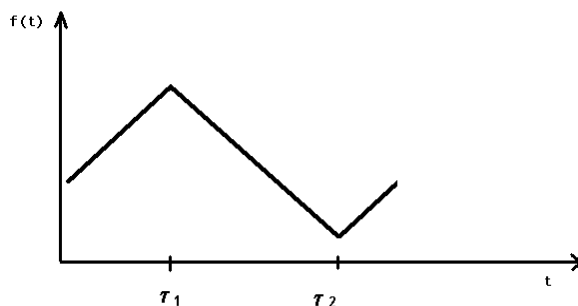


FIG. 3.2 – LA FONCTION  $F(T)$

### 3.2.4 Les forçages

#### La production

Nous avons dit que chaque source devait comporter une longitude, une latitude, l'épaisseur et la largeur maximale des icebergs ainsi que le débit journalier en kilos.

- a. L'Arctique. On considère que les icebergs ont une épaisseur maximale de 300 m. Les caractéristiques des sources sont inspirées de Bigg et Wadley (1997) mais ont subi quelques adaptations. En ce qui concerne la localisation, par exemple, le maillage étant différent, les longitudes et latitudes sont un peu différentes. Voici les données qui sont utilisées dans le code pour la production en Arctique :

---

Coordonnées	Débit ( $km^3/an$ )	Largeur max. (m)	Localisation
(330, 88.5)	0.8	1000	Groenland N.
(332.5, 88.5)	2.0	800	Groenland N.
(336, 86)	0.8	600	Groenland N.
(328, 85)	4.9	800	Groenland O.
(327, 77)	15.0	1000	Groenland O.

---

Coordonnées	Débit ( $km^3/an$ )	Largeur max. (m)	Localisation
(327, 76)	35.0	1000	Jacobshavn
(326, 70)	2.8	800	Jacobshavn
(326, 66)	2.1	800	Jacobshavn
(325, 64)	1.0	700	Jacobshavn
(328, 62)	0.4	500	Groenland E.
(331, 62)	0.9	500	Groenland E.
(331.5, 65)	5.0	800	Groenland E.
(332.5, 65.2)	0.8	600	Groenland E.
(337.5, 68)	3.0	800	Groenland E.
(341, 70)	3.0	800	Groenland E.
(341, 74)	3.0	800	Groenland E.
(341, 77)	2.0	700	Groenland E.
(341, 82)	3.0	800	Groenland E.
(341, 81)	2.3	800	Groenland E.
(341, 87)	3.0	800	Groenland E.
(326, 91)	3.4	800	Îles Ellesmere N.
(326, 89)	15.1	1000	Îles Ellesmere N.
(326, 88)	5.4	1000	Îles Ellesmere N.
(326, 83)	48.3	1000	Nares Strait
(325.5, 82)	14.0	800	Île de Devon et Bylot
(327,78)	0.1	500	Île de Baffin S.
(351, 82)	3.2	800	Nordautlandet and Kuitaya
(344, 82)	2.2	700	Spitzbergen O.
(347, 77.5)	0.9	600	Edgeya
(348, 87.5)	15.0	1000	Franz Josef Land O.
(348.5, 88.5)	7.3	1000	Franz Josef Land E.
(356, 86)	1.0	700	Novaya Zemlya
(354, 87)	1.0	700	Novaya Zemlya
(350, 92.5)	1.2	700	Svernaya Zemlya
(347, 92.5)	6.8	1000	Svernaya Zemlya
(346, 66)	6.9	1000	Svernaya Zemlya

TABLEAU 3.2 - LES PRODUCTIONS ARCTIQUES

- b.** En Antarctique, l'épaisseur maximale pour les glaciers est également de 300 m mais pour les ice-shelfs, cela dépend de son épaisseur. Les données étant rares, on prendra les données locales que l'on trouve et la différence entre les données locales et le bilan total pour l'Antarctique sera redistribué sur toutes les longitudes. Nous adopterons la production totale d'icebergs mentionnée par Robe (1980). Elle s'élève à  $19.8 \times 10^{17} g/an$ . Cette mesure a été effectuée par Zotikov(1974). Dans les longues simulations, c'est surtout ce bilan total qui importe. Pour calculer les débits de chaque source, on multiplie leur épaisseur, leur vitesse d'avancement (en m/an) et la longueur de côte qu'elles occupent. Les vitesses de la plupart des glaciers se situant entre 1 et 2 m/jour, nous avons donc choisi de prendre la valeur de 1.5 m/jour pour tous les glaciers.

Glacier	Épaisseur (m)	Vitesse (m/an)	Lgr Côte (m)	Débit kg/an
Halley Bay	300	540	60	$8.91 \cdot 10^{12}$
Côte d'Oate	300	540	20	$2.23 \cdot 10^{12}$
Georges	300	540	20	$2.97 \cdot 10^{12}$
Adélie	300	540	20	$0.743 \cdot 10^{12}$
Sabrina	300	540	20	$2.23 \cdot 10^{12}$
Olaf	300	540	20	$1.49 \cdot 10^{12}$
Walgreen	300	540	20	$8.91 \cdot 10^{12}$
Marie Byrd	300	540	20	$22.3 \cdot 10^{12}$

TABLEAU 3.3 - PRODUCTION DES GLACIERS ANTARCTIQUES

Le débit total pour tous les glaciers est de  $49.8 \cdot 10^{12} kg/an$ . Et on fait la même chose pour les ice-shelfs (Tableau 3.4)

Ice shelf	Épaisseur (m)	Vitesse (m/an)	Lgr Côte (m)	Débit kg/an
Ross	300	1600	618	$272 \cdot 10^{12}$
Ronne-Filchner	350	280	618	$55.5 \cdot 10^{12}$
Larsen	300	500	750	$103 \cdot 10^{12}$
Astrid et Leopold	300	500	400	$55 \cdot 10^{12}$
Oazia	300	500	400	$55 \cdot 10^{12}$
Getz	300	500	1000	$138 \cdot 10^{12}$
Eightz	300	500	400	$55 \cdot 10^{12}$
Amery				$27 \cdot 10^{12}$

TABLEAU 3.4 - PRODUCTION DES ICE-SHELFS ANTARCTIQUES

La contribution totale pour les ice shelves est de  $760 \cdot 10^{12} \text{ kg/an}$ . Il reste donc une différence de

$$1980 \cdot 10^{12} - 760 \cdot 10^{12} - 49.8 \cdot 10^{12} = 1170.2 \cdot 10^{12} \text{ kg/an}$$

à redistribuer tout autour de l'Antarctique.

## Vents

Les données de vents sont, à la base, des moyennes mensuelles d'observations (source=ncep77-93). CLIO les interpole sur la grille du modèle. Ensuite, chaque mois, une nouvelle interpolation temporelle est calculée afin d'avoir des vitesses de vent pour chaque jour. Les interpolations sont des splines cubiques. Un spline cubique doit avoir les trois propriétés suivantes :

- ce doit être un polynôme d'ordre 3 ;
- ce doit être une fonction continue ;
- la dérivée doit être continue.

Et enfin, le modèle d'iceberg les calcule à l'endroit précis où se trouve l'iceberg par interpolation bilinéaire.

## Les courants marins

Les courants marins ne sont pas des forçages puisque CLIO les modélise entièrement. Il en est de même pour la pression dans l’océan.

## Quelques valeurs

Voici une liste des valeurs choisies pour les différents paramètres du modèle :

$\rho_w = 1030 \text{ g/dm}^3$	(rhoO)
$\rho_i = 916.7 \text{ g/dm}^3$	(roiceb)
$(1 - d_i) = 0.1494$	(remsim)
$\rho_a = 1.275 \text{ g/dm}^3$	(rhoair)
$\rho_s = 900 \text{ g/cm}^3$	(rhog)
$C_w = 0.9$	(cdragw)
$C_s = 0.9$	(cdragi)
$C_a = 5.6$	(cdraga)
$\Delta t = 86400 \text{ s} = 1\text{jour}$	(deltat)

### 3.2.5 La maille

Commençons par décrire la maille à la surface de l’eau. Les différentes variables ne sont pas toutes calculées aux mêmes points de la maille. En voici une représentation avec les variables du modèle d’icebergs (Fig. 3.3). Ces variables sont :

- les deux composantes de la vitesse océanique  $u$  et  $v$ ,
- les coordonnées  $i, j$ ,
- la pression réduite  $q$ ,
- l’élévation  $\eta$ ,
- la température  $T$ .

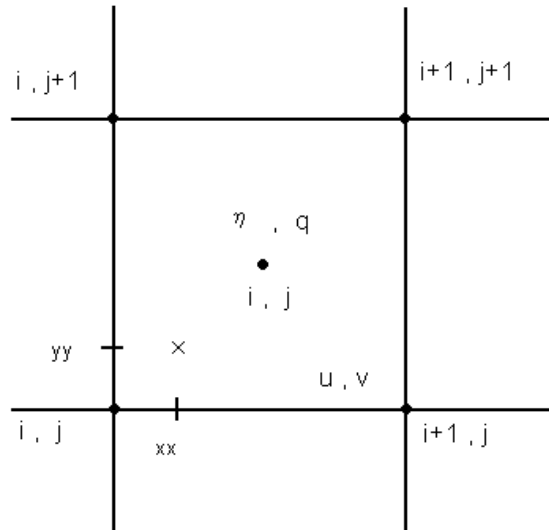


FIG. 3.3 – LA MAILLE

Si l'iceberg se situe sur la croix, ses coordonnées dans la maille sont données par le couple  $(xx, yy)$ , avec :

$$\begin{aligned} xx &\in [0, 1] \\ yy &\in [0, 1] \end{aligned}$$

Pour calculer la valeur d'une variable au point exact où se trouve l'iceberg, on fait une interpolation bilinéaire, c'est-à-dire que l'on fait intervenir les quatre coins de la maille en leur accordant une importance d'autant plus grande qu'il sont près du point. C'est là qu'interviennent les coefficients  $xx$  et  $yy$ . Par exemple, pour la composante  $u$  de la vitesse, on a :

$$\begin{aligned} u_x = (1 - yy)[xx u_{i+1,j} + (1 - xx) u_{i,j}] + \\ yy[xx u_{i+1,j+1} + (1 - xx) u_{i,j+1}] \quad (3.22) \end{aligned}$$

Il faudra aussi calculer des gradients de pression. Comme la pression est connue au centre de la maille, il faudra d'abord calculer le gradient à chaque

coin, puis faire une interpolation bilinéaire comme pour les vitesses. On calcule le gradient au point (i,j) de la sorte :

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial q}{\partial x}\right)_{i,j} &= \frac{1}{\Delta x} \left( \frac{q_{i-1,j} + q_{i-1,j-1}}{2} - \frac{q_{i,j} + q_{i,j-1}}{2} \right) \\ &= \frac{1}{2\Delta x} [(q_{i-1,j} - q_{i,j-1}) + (q_{i-1,j-1} - q_{i,j})] \end{aligned} \quad (3.23)$$

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial q}{\partial y}\right)_{i,j} &= \frac{1}{\Delta y} \left( \frac{q_{i-1,j} + q_{i,j}}{2} - \frac{q_{i-1,j-1} + q_{i,j-1}}{2} \right) \\ &= \frac{1}{2\Delta y} [(q_{i-1,j} - q_{i,j-1}) + (q_{i,j} - q_{i-1,j-1})] \end{aligned} \quad (3.24)$$

### 3.2.6 Structure du modèle

1. **Génération des sources** : Caractéristiques des sources + division en catégories de tailles. C'est un programme à part qui génère un fichier relu par le modèle d'iceberg. (*sourc\_iceb.f*)
2. **Initialisation** : initialisations des différentes variables, lecture du fichier de paramètres<sup>5</sup> (*positb.init*) et lecture éventuelle du fichier de redémarrage. (*deficeb.f*)
3. **Début de la boucle temporelle** : (*iceberg.f*)
  - ▷ Génération des icebergs et calcul des temps de lâcher. (*gener\_iceb.f*)
  - ▷ Calcul des trajectoires : (*icebtraj.f*)
    - Calcul des forces puis des vitesses et des positions (*icebdyn.f*)
    - Calcul de la fonte (*icebtraj.f*)
4.  $\mathbf{t} = \mathbf{t} + \Delta \mathbf{t}$ , puis retour au point 3.

---

<sup>5</sup>Ce fichier contient également des icebergs que l'on peut générer soi-même.

### 3.2.7 Les sorties du modèle

Les principales sorties du modèle sont :

1. Un fichier contenant les positions successives des icebergs. L'écriture dans ce fichier se fait à fréquence déterminée.
2. Un tableau de fonte cumulée par mois, tableau dont chaque élément se rapporte à une maille du modèle ; même tableau pour le volume à la fin de chaque mois.
3. Un fichier de termes diagnostiques relevés tous les mois. Il y a le nombre d'icebergs en circulation, générés et fondus. Il y a également le volume total de fonte que l'on cumule sur tout le mois et enfin, il y a le volume total de glace qui, lui, est pris à la fin de chaque mois. Tous ces termes sont calculés pour les deux hémisphères séparément.
4. Un fichier contenant le volume et la fonte cumulée en moyenne zonale pour le dernier mois.

## 3.3 Le couplage CLIO-modèle d'iceberg

Comme nous l'avons dit précédemment, les deux modèles étaient déjà partiellement couplés. En effet, les courants océaniques, la pression et la température nécessaires pour déterminer la trajectoire et la fonte des icebergs sont calculés dans CLIO.

Une fois que le modèle d'iceberg donne des résultats satisfaisants, nous pouvons ajouter la fonte de ceux-ci au flux d'eau douce de CLIO. Jusqu'ici, CLIO prenait une fonte constante dans le temps et la répartissait sur les premières mailles autour de l'Antarctique ; il n'y avait aucune contribution des icebergs au nord.

Le tableau de fonte des icebergs est calculé de la manière suivante :

$$\mathbf{fonte\_icb(i,j)} = [\mathbf{V_{old}(i)} - \mathbf{V_{new}(i)}] * \frac{\mathbf{rho\_iceb}}{\mathbf{rho0}} * \frac{1}{\mathbf{surface\ maille}} * 1000 \quad (3.25)$$

- ↪  $\mathbf{i}$  est le numéro de l'iceberg,
- ↪  $\mathbf{ij}$  sont les coordonnées de l'iceberg,
- ↪  $\mathbf{V_{old}}$  est le volume de l'iceberg avant de calculer sa fonte,
- ↪  $\mathbf{V_{new}}$  est le volume de l'iceberg après avoir calculé sa fonte.

# Chapitre 4

## Résultats

### 4.1 Validation du modèle

Avant d'entamer ce chapitre, il est important de rappeler que toutes les expériences présentées ici ne tiennent pas compte de l'effet des icebergs sur l'océan. Elles ont été réalisées avant que le couplage par le flux d'eau douce ne soit fait.

Il faut s'assurer que le modèle est arrivé à l'équilibre pour que les résultats soient significatifs. Après une intégration de 50 ans, l'équilibre est atteint (Fig. 4.1, 4.2, 4.3). Un cycle saisonnier apparaît clairement, cycle un peu faussé puisque, rappelons-le, le vêlage des icebergs reste constant tout au long de l'année. Il ressort également que la quantité d'icebergs au sud est beaucoup plus importante qu'au nord. Le volume et la fonte zonaux (Fig. 4.3), sont les volume et fonte des icebergs exprimés en  $m^3$  de glace et cumulés sur toutes les longitudes. Au sud, il apparaît un minimum en  $j = 3$  et  $4$  (c'est-à-dire pour les latitudes entre  $70.5^\circ\text{S}$  et  $67.5^\circ\text{S}$ ). Ce pourrait être dû aux trajectoires particulières que suivent les icebergs dans l'Hémisphère Sud : d'abord ils longent la côte d'est en ouest, puis ils virent à  $180^\circ$  et repartent dans le sens opposé plus au large (Cf Fig. 2.9). On peut donc penser que les icebergs passent moins de temps aux latitudes auxquelles se produisent les virages et par conséquent qu'il y aura un moins grand volume de glace sous forme d'iceberg et par là, moins de fonte.

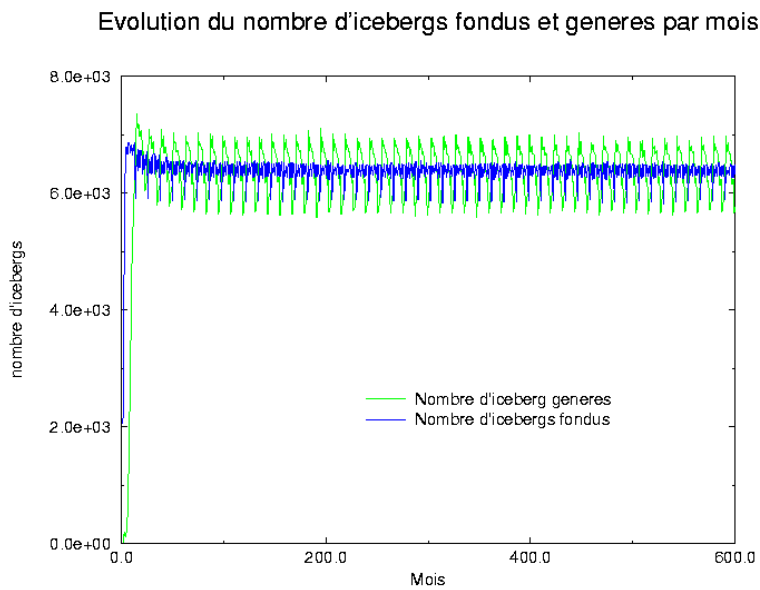
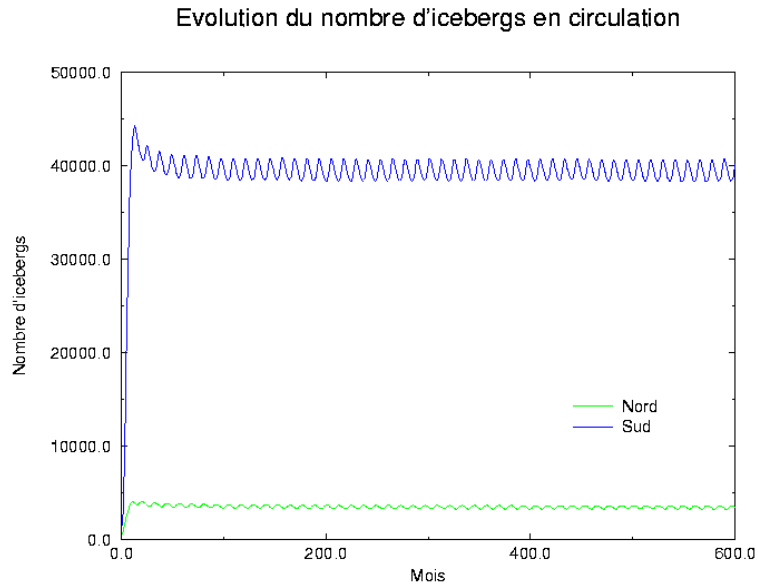


FIG. 4.1 – Ci-dessus, l'évolution du nombre d'icebergs. Ci-dessous, l'évolution du nombre d'icebergs fondus et générés par mois.

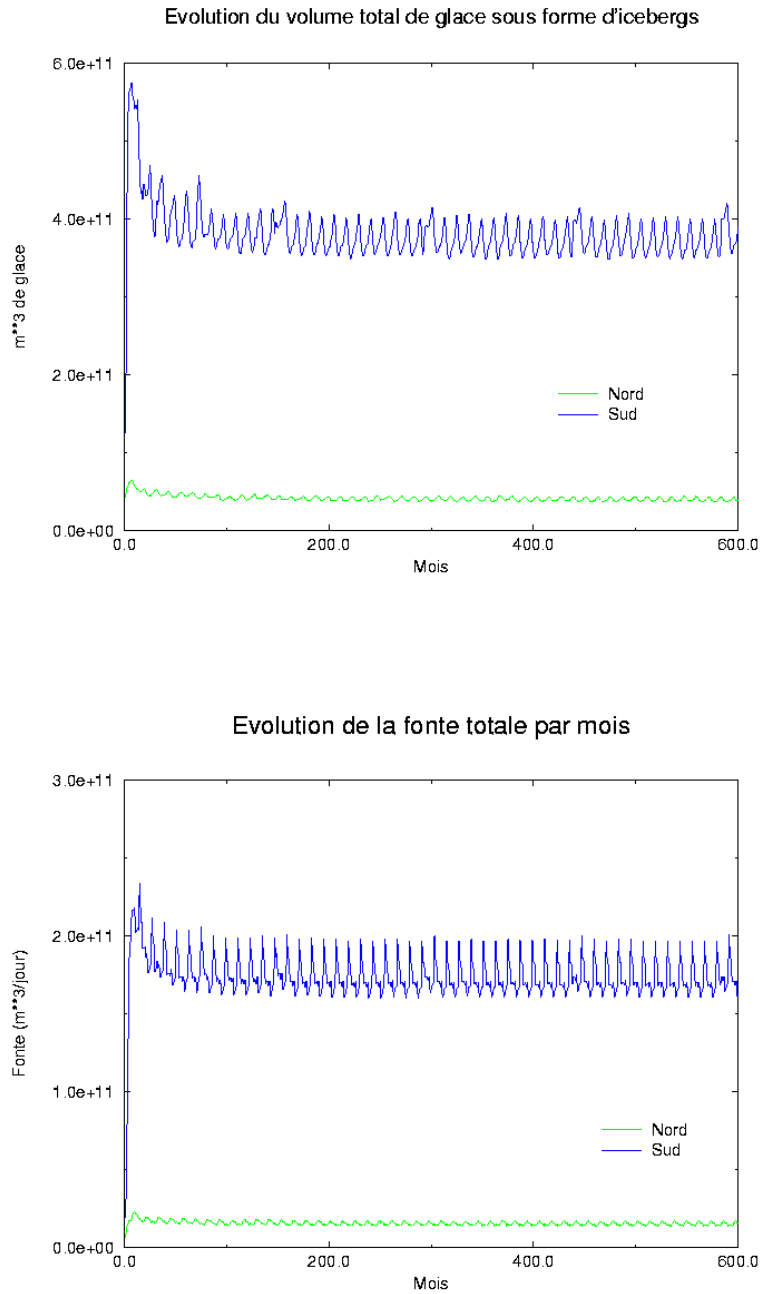


FIG. 4.2 – Ci-dessus, l'évolution du volume total de glace sous forme d'iceberg en  $m^3$  de glace. Ci-dessous, l'évolution de la fonte (en  $m^3$  de glace par mois) totale provenant des icebergs.

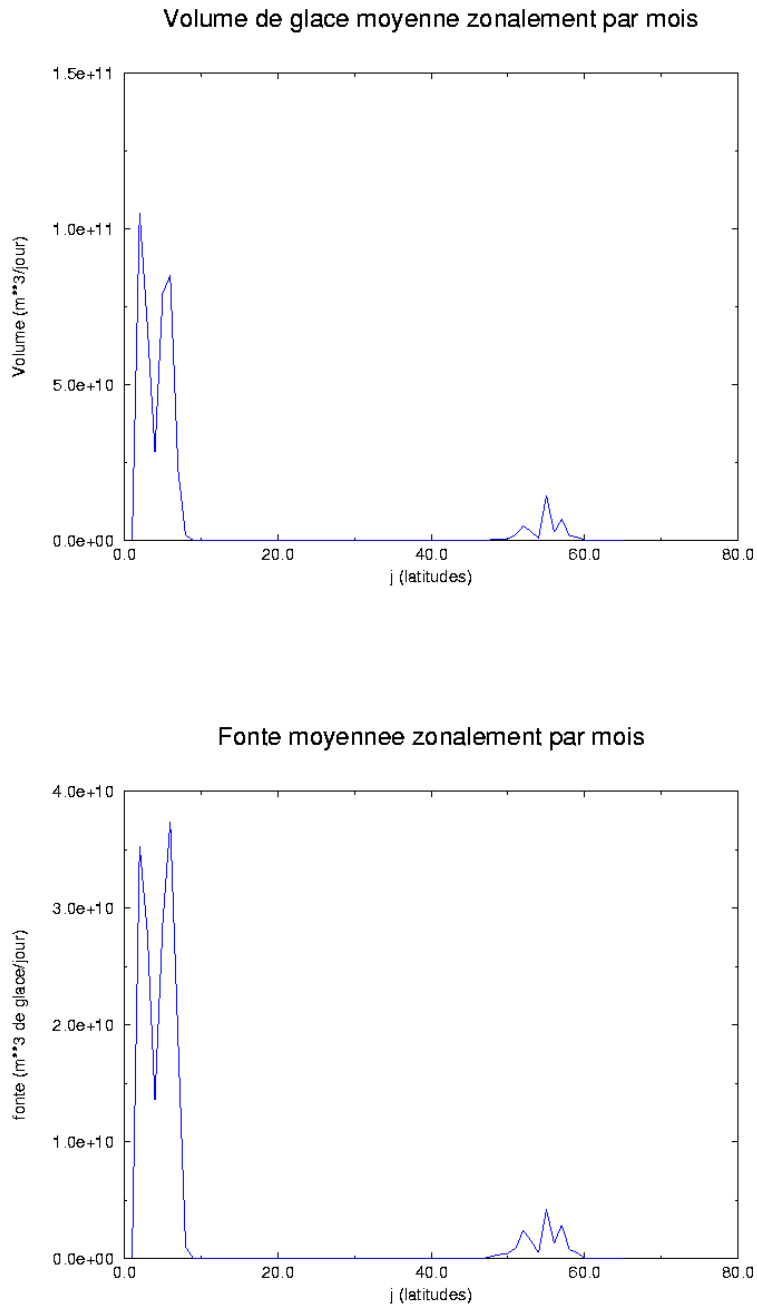


FIG. 4.3 – Ci-dessus, Le volume total de glace sous forme d'iceberg en  $m^3$  de glace cumulé sur toutes les longitudes. Ci-dessous, l'évolution de la fonte (en  $m^3$  de glace par mois) totale provenant des icebergs cumulée sur toute les longitudes.

Par la suite, il nous arrivera de comparer les résultats de notre modèle avec ceux issus du modèle de Bigg et Wadley. Bien qu'il en soit fortement inspiré, notre modèle d'iceberg présente quelques différences par rapport au modèle de Bigg (Bigg et al, 1997<sup>1</sup>) :

- Bigg et Wadley ne tiennent pas compte de la force de traînée due à la glace de mer. Il a été montré précédemment qu'elle avait une influence significative sur les trajectoires des icebergs (Martin , 2000).
- Ils ne considèrent pas de discrétisation verticale de l'océan.
- Leurs forçages océaniques ne résultent d'aucun couplage, mais sont fournis par des modèles ayant tourné précédemment en mode forcé.
- Le gradient de pression horizontal est calculé à partir de l'approximation géostrophique.
- La résolution spatiale est de  $1^\circ \times 1^\circ$ .
- Ils ne modélisent pas l'Antarctique.

La validation du modèle se fera sur trois points principaux : la fonte des icebergs, l'étendue maximale des icebergs ainsi que sur les trajectoires qu'ils empruntent.

### 4.1.1 La fonte

Un bon test permettant de contrôler que le modèle est bien à l'équilibre, est de vérifier que le volume total de fonte par an est bien égal au volume total injecté chaque année sous forme d'icebergs. Nous avons vérifié que ce critère était satisfait. A partir de là, la fonte n'est que le reflet des forçages imposés. La Fig. 4.4 montre la hauteur de fonte annuelle en mètres d'eau et par maille du modèle moyennée sur 10 ans. Nous pouvons calculer la hauteur de fonte moyennée sur la surface totale qui reçoit un flux d'eau douce pour chaque hémisphère. La hauteur de fonte moyenne, dans ce cas, pour le sud est de 11.1 cm d'eau et pour le nord, 1.2 cm d'eau.

---

<sup>1</sup>A partir de maintenant, cette référence sera reprise sous l'acronyme BW

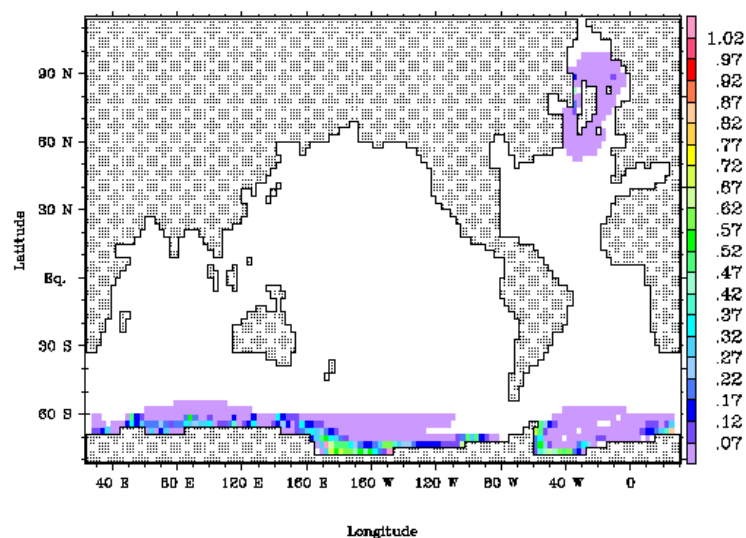


FIG. 4.4 – Hauteur de fonte (en mètres d’eau) par maille du modèle et par an. La moyenne pour le sud est de 11.1 cm d’eau et pour le nord, de 1.2cm d’eau.

### 4.1.2 L’extension maximale des icebergs

La hauteur de fonte va également permettre de délimiter l’avancée maximale des icebergs.

**a. Le nord :** La Fig. 4.5 (du dessus) donne à la fois la limite observée et la limite calculée par le modèle de BW. Nous pouvons y confronter<sup>2</sup> les résultats de notre modèle d’iceberg (Fig. 4.5 (b)). Les icebergs simulés descendent à 47°N alors que les observations montrent qu’ils peuvent aller jusqu’à 40°N. Cependant, le modèle de BW présente le même défaut. Vers l’est, la limite du modèle colle bien avec les observations tout comme le modèle de BW.

Une première cause possible serait la résolution spatiale horizontale. Avec une maille de  $3^\circ \times 3^\circ$ , l’imprécision est relativement importante. Il faut savoir que la limite de Bigg descend jusqu’à 45°N et sa résolution est de  $1^\circ \times 1^\circ$ .

<sup>2</sup>Il faut cependant remarquer que les projections utilisées dans les graphiques de BW ne sont pas les mêmes que celles que nous utilisons.

Les courants océaniques peuvent également être mis en question. Le problème est toujours lié à la résolution spatiale ; En effet, la résolution est trop faible pour pouvoir représenter toutes les caractéristiques des courants. Ainsi, certains courants locaux, peuvent ne pas être pris en compte correctement. Ils risquent de ne pas être représentés dans tous leurs détails et toute leur intensité. C'est le cas notamment le long de la côte de Terre Neuve mais nous en reparlerons plus tard.

La fonte peut jouer un rôle dans cette limite. Dès lors, l'incertitude sur les valeurs des paramètres imposés dans les trois termes de fonte peut être une source d'erreur, notamment le terme d'érosion par les vagues qui est le plus influent des trois.

- b. Le sud :** On peut de nouveau regarder la Fig. 4.4. La limite que le modèle calcule s'approche mais ne dépasse jamais les  $50^{\circ}\text{S}$  en moyenne annuelle. Les observations sont séparées pour l'été (Fig. 4.6 (a)) et l'hiver (Fig. 4.7 (a)). Pour l'été, les observations indiquent une limite située entre  $60^{\circ}\text{S}$  et  $50^{\circ}\text{S}$  ce qui correspond presque aux résultats que donne le modèle (Fig. 4.6 (b)). Le "creux" à l'ouest de la péninsule antarctique est également présent. Il est cependant trop important dans le modèle puisqu'il remonte jusqu'à la côte. Ceci est dû au choix de la localisation des sources de vèlage : afin que le modèle tourne plus vite, nous avons réduit le nombre de sources tout en les pondérant (pour plus d'explications, cf chapitre 3, section 3.2.3). Celle-ci sont donc beaucoup plus espacées que dans la réalité. Entre  $30^{\circ}\text{E}$  et  $120^{\circ}\text{E}$ , un "plateau" qui dépasse un peu les  $50^{\circ}\text{S}$  est observé. Le modèle ne reproduit pas bien ce plateau puisque sa limite ne dépasse jamais les  $50^{\circ}\text{S}$ . En hiver, d'après les observations, la limite devrait être plus constante et toujours se situer autour de  $50^{\circ}\text{S}$  si ce n'est dans la mer de Weddell. Ici encore, le modèle (Fig. 4.7 (b)) diffère un peu puisqu'il prévoit que les icebergs ne dépassent pas les  $50^{\circ}\text{S}$ . Il faut garder en tête que pour ces deux tests, des erreurs peuvent être commises du fait qu'il n'y a pas de cycle saisonnier sur le vèlage (le fait que la limite soit plus constante en hiver par exemple).

En définitive, nous pouvons dire que le modèle sous-estime légèrement les limites d'avancée des icebergs tant au nord qu'au sud. Mis à part ce problème, il reproduit bien l'allure générale des limites observées.

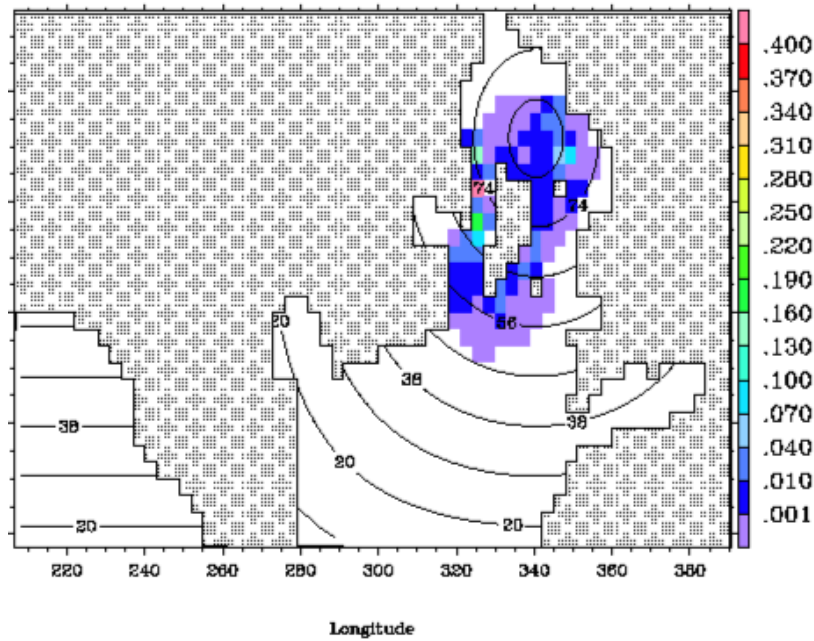
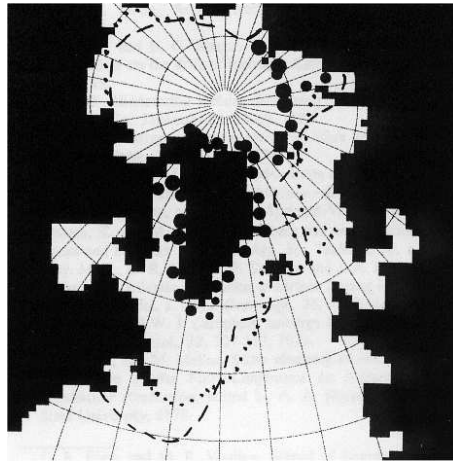


FIG. 4.5 – Extension maximale des icebergs pour le nord. Ci-dessus, la limite en pointillés est celle calculée par le modèle de Bigg. La limite tiretée est déduite des observations. Ci-dessous, la limite de notre modèle. Cette carte représente la hauteur de fonte (en mètres d'eau) par maille du modèle et par an. Les isocontours sont ceux des latitudes en degrés.

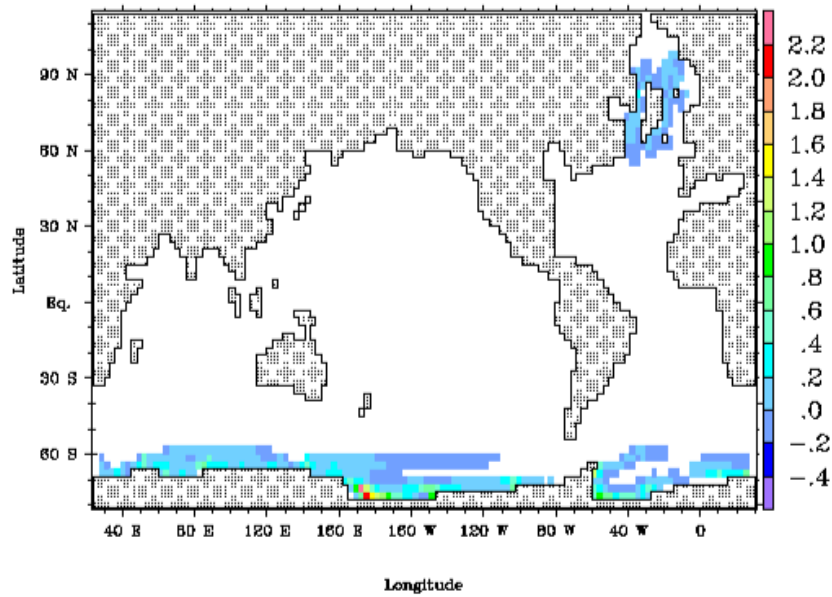
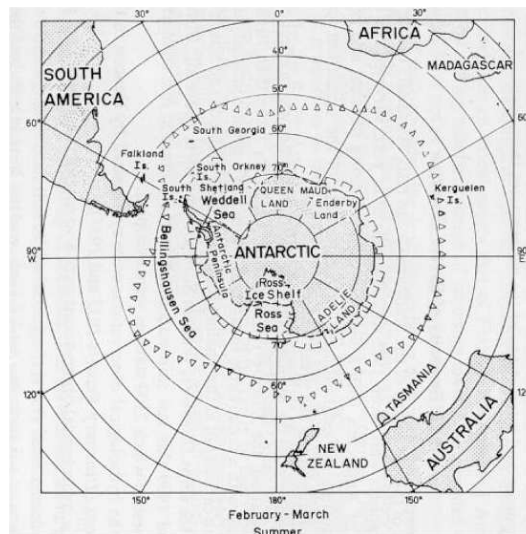


FIG. 4.6 – Extension maximale des icebergs au sud pour les mois de février et mars. Ci-dessus, la limite des icebergs tirée d'observations est représentée par les triangles ; l'autre limite concerne la glace de mer (Tchernia, 1980). Ci-dessous, la limite de notre modèle. Cette carte représente la hauteur de fonte (en mètres d'eau) par maille du modèle pour une durée équivalente à un an : les valeurs sur ces deux mois sont reportées à une année.

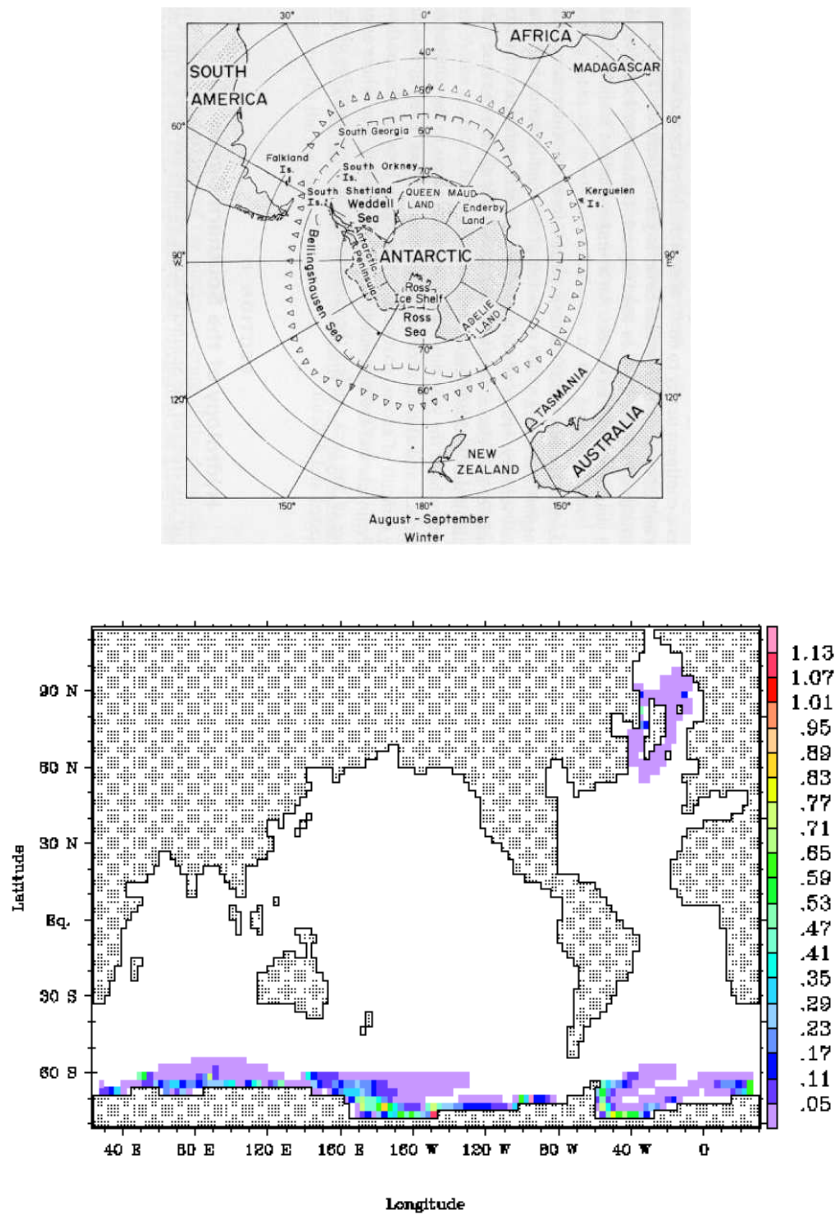


FIG. 4.7 – Extension maximale des icebergs au sud pour les mois d’août et septembre. Ci-dessus, la limite des icebergs tirée d’observations est représentée par les triangles ; l’autre limite concerne la glace de mer (Tchernia, 1980). Ci-dessous, la limite de notre modèle. Cette carte représente la hauteur de fonte (en mètres d’eau) par maille du modèle pour une durée équivalente à un an : les valeurs sur ces deux mois sont reportées à une année.

### 4.1.3 Les trajectoires

**a. Le nord :** Les trajectoires des icebergs simulés par le modèle peuvent être confrontées d'une part avec les observations (Fig. 2.8) et d'autre part avec celles obtenues par le modèle de BW.

BW ont fait deux expériences. Dans la première, ils relâchent quelques petits icebergs ( $200m \times 200m \times 300m$ ) (Fig. 4.8 (au dessus)); nous faisons de même (Fig. 4.8 (en dessous)). La seconde expérience est identique à la première si ce n'est que les icebergs sont un peu plus gros ( $300m \times 330m \times 495m$ )(Fig. 4.9).

Les icebergs vêlés au nord du Groenland suivent bien les trajectoires attendues. Les icebergs de l'ouest sont emportés vers la gyre de Beaufort, du moins les plus petits, tandis que ceux de l'est descendent rejoindre le courant est groenlandais.

Une partie des icebergs devrait longer les côtes jusqu'à  $40^\circ N$  comme l'indique la Fig. 2.8. Or le long de la côte, les icebergs ne dépassent pas Terre Neuve. Les trajectoires obtenues par BW sont un peu plus longues que les nôtres mais dans les deux modèles, les icebergs ne descendent pas comme ils le devraient pour atteindre les  $40^\circ N$ . Ce défaut a une certaine portée. En effet cela contribuerait à faire avancer la limite plus bas. Martin (2000) a montré que les termes les plus importants dans l'équation de la dynamique (3.11) étaient la force due au gradient de pression ainsi que la force de traînée due aux courants océaniques. La force de traînée due au vent peut, elle, prendre de l'importance là où les vents sont violents. Les Fig. 4.10 et 4.11 donnent les champs de vitesses océaniques et du vent dans la région du Groenland. La gyre subpolaire est bien décrite par les courants océaniques ce qui s'accorde bien avec les trajectoires simulées à cet endroit. De plus, à ces latitudes, le vent est assez zonal, d'est en ouest. C'est donc toujours en accord avec les trajectoires des icebergs. Dans la réalité, les courants océaniques longent les côtes et contournent Terre Neuve et puis seulement tournent dans le sens opposé pour former la gyre subpolaire. Les courants modélisés, eux, vont au plus court et tournent vers l'est trop tôt; voilà pourquoi les icebergs ne savent pas longer la côte plus longtemps. Les deux modèles ont du mal à reproduire la remontée des icebergs le long de la côte ouest du Groenland après être descendus le long de sa côte est. Ils devraient ensuite être pris dans le courant du Labrador et puis dériver un peu vers l'est. Il semble que le courant ouest groenlan-

dais soit mal représenté par CLIO. On pouvait s'y attendre puisque le passage entre le Canada et le Groenland étant fort étroit, on ne peut avoir beaucoup de points de maille. C'est là la raison pour laquelle les icebergs ne peuvent remonter vers la Baie de Baffin. On s'en convainc d'autant plus lorsqu'on observe les vents : ils soufflent du nord vers le sud le long de la côte, soit dans le sens opposé à la dérive théorique des icebergs.

Il semble donc bien que les principaux défauts des trajectoires viennent des courants et derrière eux, de la résolution. Nous nous assurerons toutefois que la fonte n'est pas en cause dans l'expérience suivante.

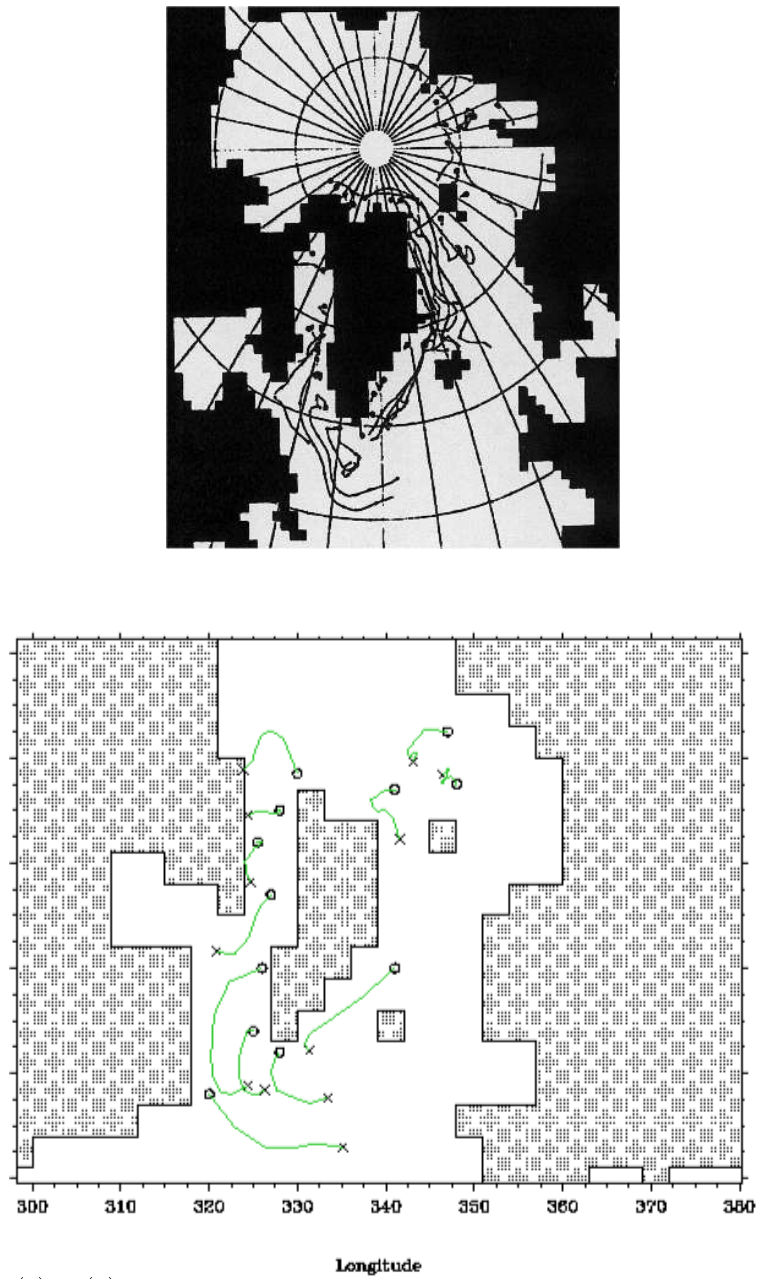


FIG. 4.8 – (a) et (b). Les trajectoires d’icebergs pour le nord. Les deux cartes représentent des icebergs de taille initiale identique : leurs dimensions sont 200m de large et 200m de long. Ci-dessus(a), les trajectoires calculées par le modèle de Bigg. Ci-dessous(b), les trajectoires de notre modèle. Les cercles représentent les points où les icebergs sont lâchés et les croix les endroits où ils disparaissent. Pour les latitudes, cf Fig. 4.5.

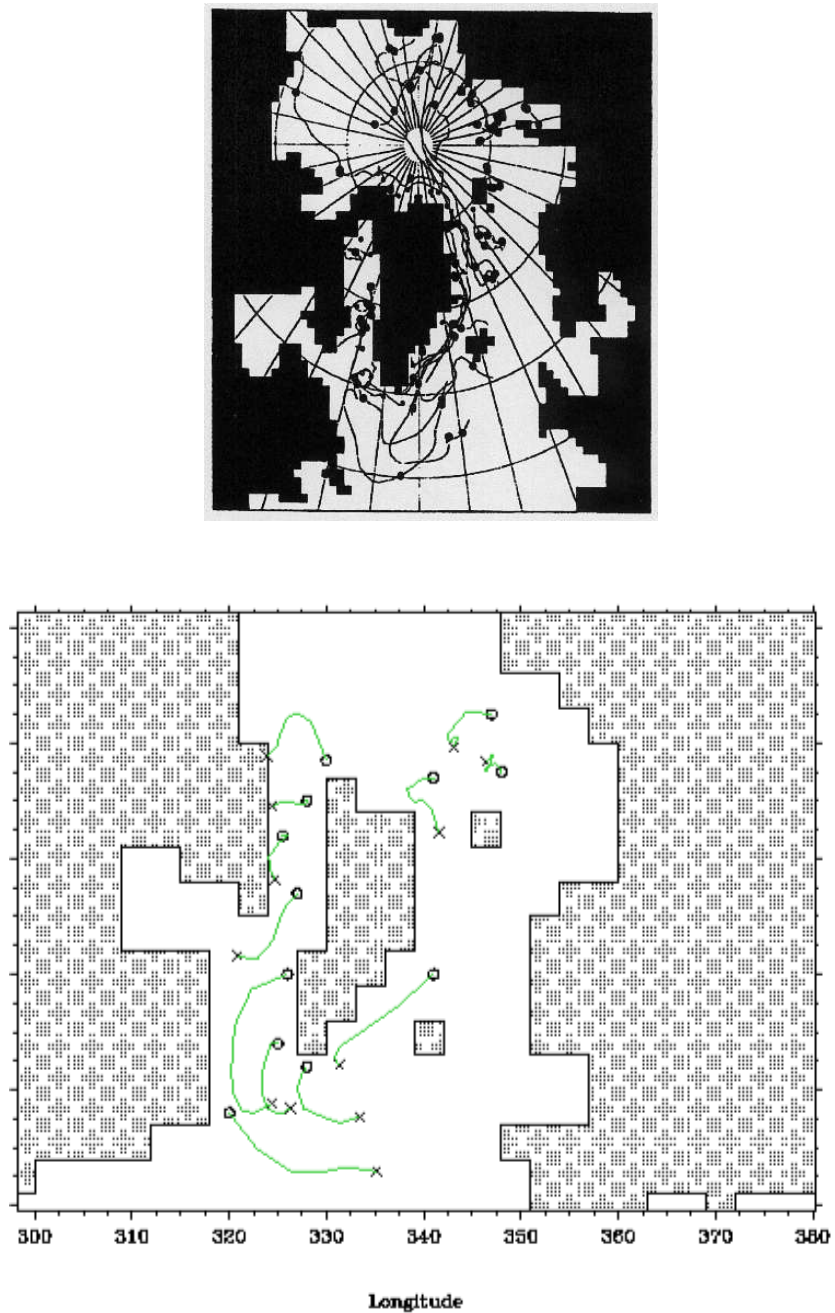


FIG. 4.9 – (a) et (b). Les trajectoires d’icebergs pour le nord. Les deux cartes représentent des icebergs de taille initiale identique : leurs dimensions sont 330m de large et 300m d’épaisseur. Ci-dessus(a), les trajectoires calculées par le modèle de Bigg. Ci-dessous(b), les trajectoires de notre modèle. Les cercles représentent les points où les icebergs sont lâchés et les croix les endroits où ils disparaissent. Pour les latitudes, cf Fig. 4.5

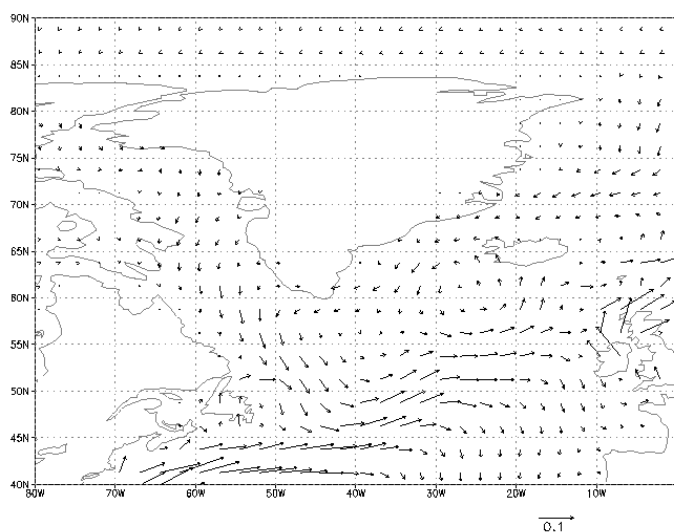


FIG. 4.10 – Les courants océaniques calculés par CLIO autour du Groenland. Ce sont des courants annuels. Ils sont moyennés sur les 100 premiers mètres de surface. La longueur des flèches indique la norme de la vitesse. La longueur de référence (en bas à droite) est de 0.1m/s.

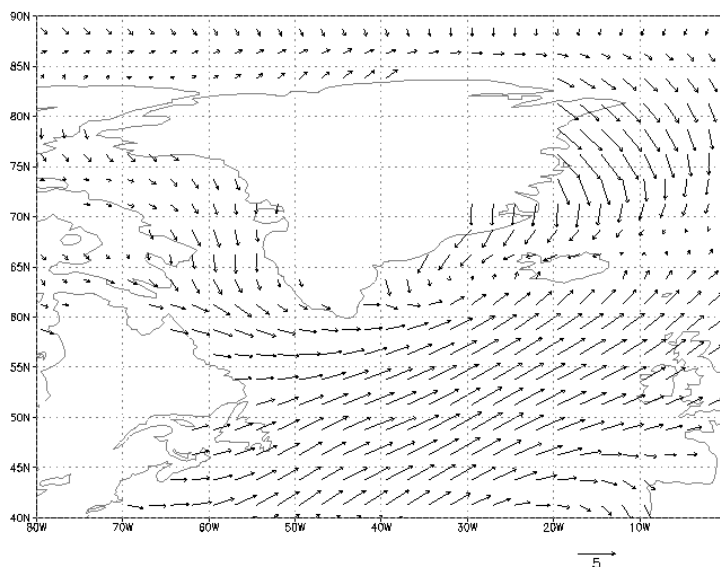


FIG. 4.11 – Les vitesses des forçages de vents annuels autour du Groenland. La longueur des flèches indique la norme de la vitesse. La longueur de référence (en bas à droite) est de 5m/s.

**b. Le sud :** Les observations et les modèles d'icebergs se font plus rares pour le sud. Mais nous savons que les mouvements sont essentiellement zonaux, d'est en ouest le long du continent et dans le sens inverse au large avec des virages par endroit (Fig. 2.9). Le modèle (Fig. 4.12) est en accord avec ces observations : il prédit un virage très marqué dans la mer de Weddell, un dans la mer de Ross et un troisième au niveau du plateau de Kerguelen.

Regardons d'un peu plus près ces trois virages. Les Fig. 4.13 et 4.14 représentent les courants océaniques ainsi que les vitesses du vent dans la mer de Weddell. Aux latitudes supérieures à  $60^{\circ}\text{S}$ , les courants océaniques décrivent un virage mais ils ne sont pas très intenses dans cette région. De plus, il y a la côte qui empêche la progression vers l'est. Le vent décrit le même virage et il est relativement intense, ce qui compense la faiblesse des courants marins. La trajectoire simulée montre un virage très large. En effet, la Fig. 4.13 indique des courants méridionaux entre  $60^{\circ}\text{S}$  et  $50^{\circ}\text{S}$  assez forts. A ces latitudes, le vent ne contribue plus à écarter les icebergs de la côte.

Passons à la mer de Ross. De nouveau, les courants océaniques sont relativement faibles près de la côte mais le vent est méridional entre  $80^{\circ}\text{S}$  et  $70^{\circ}\text{S}$ . Entre  $70^{\circ}\text{S}$  et  $60^{\circ}\text{S}$ , le vent a l'air de marquer un virage à  $160^{\circ}\text{E}$  comme le font les deux icebergs simulés dans cette région.

Pour le plateau de Kerguelen, la situation est différente puisque les côtes n'ont pas vraiment une configuration qui pousse le vent à tourner pour les suivre comme dans les deux cas précédents. En effet, là où se produit le virage, à  $80^{\circ}\text{E}$ , on n'observe rien de particulier au niveau du vent. Par contre les courants océaniques, eux sont bien responsables de la direction que prennent les icebergs à cet endroit.

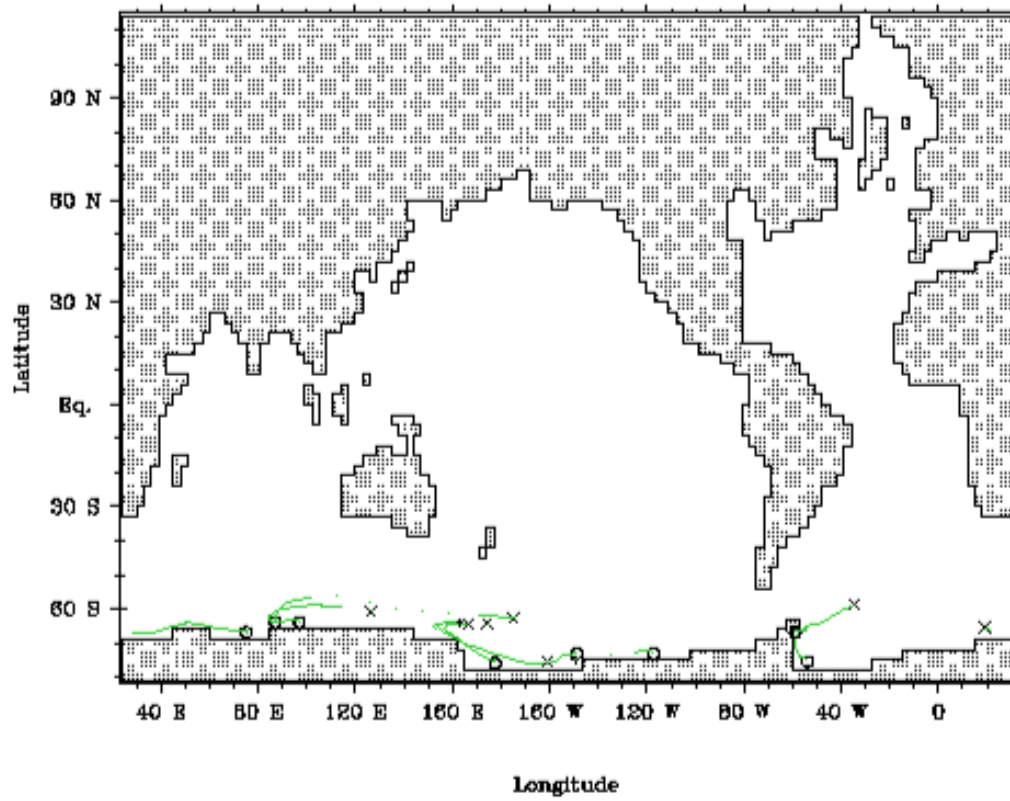


FIG. 4.12 – les trajectoires des icebergs de l'hémisphère sud de notre modèle. Ce sont les icebergs les plus gros possibles de chaque source. Les cercles représentent les points où les icebergs sont lâchés et les croix, les endroits où ils disparaissent.

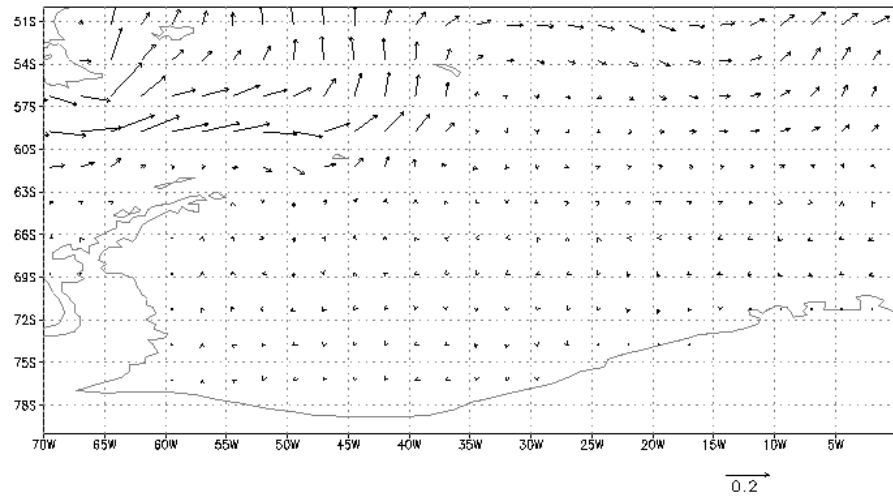


FIG. 4.13 – Les courants océaniques calculés par CLIO dans la mer de Weddell. Ce sont des courants annuels. Ils sont moyennés sur les 100 premiers mètres de surface. La longueur des flèches indique la norme de la vitesse. La longueur de référence (en bas à droite) est de 0.2m/s.

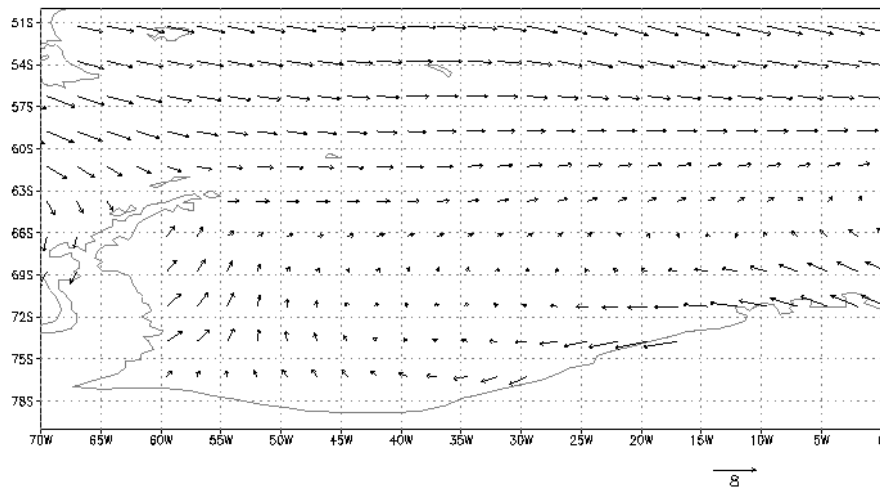


FIG. 4.14 – Les vitesses des forçages de vents annuels dans la mer de Weddell. La longueur des flèches indique la norme de la vitesse. La longueur de référence (en bas à droite) est de 8m/s.

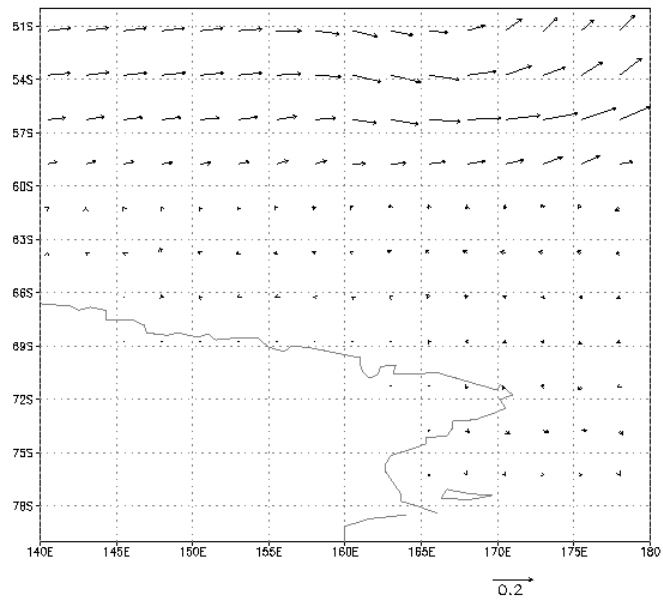


FIG. 4.15 – Les courants océaniques calculés par CLIO dans la mer de Ross. Ce sont des courants annuels. Ils sont moyennés sur les 100 premiers mètres de surface. La longueur des flèches indique la norme de la vitesse. La longueur de référence (en bas à droite) est de 0.2m/s.

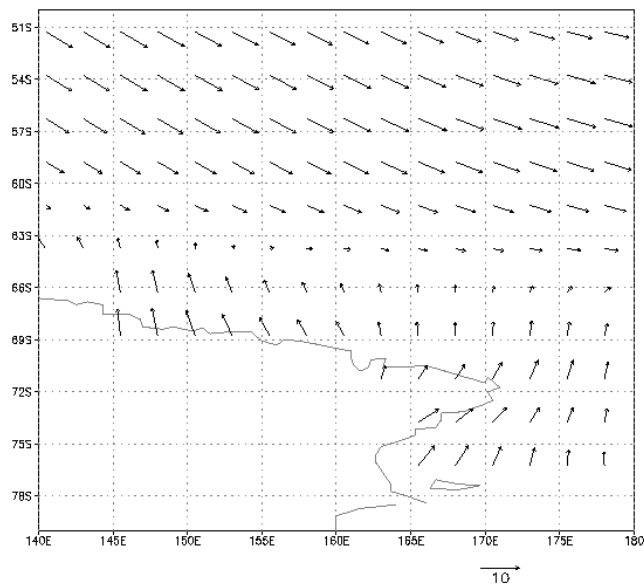


FIG. 4.16 – Les vitesses des forçages de vents annuels dans la mer de Ross. La longueur des flèches indique la norme de la vitesse. La longueur de référence (en bas à droite) est de 10m/s.

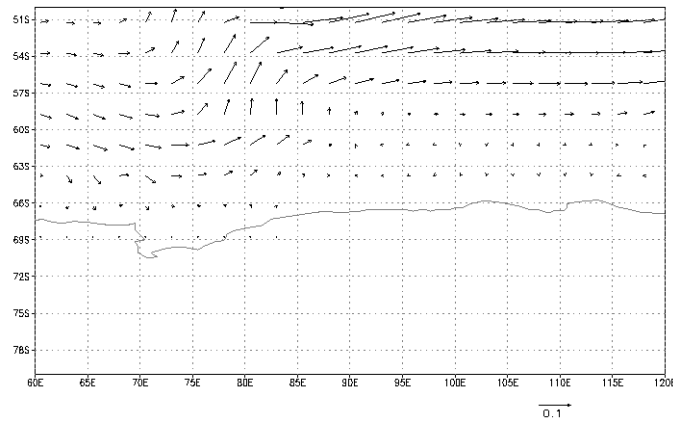


FIG. 4.17 – Les courants océaniques calculés par CLIO au plateau de Kerguelen. Ce sont des courants annuels. Ils sont moyennés sur les 100 premiers mètres de surface. La longueur des flèches indique la norme de la vitesse. La longueur de référence (en bas à droite) est de 0.1m/s.

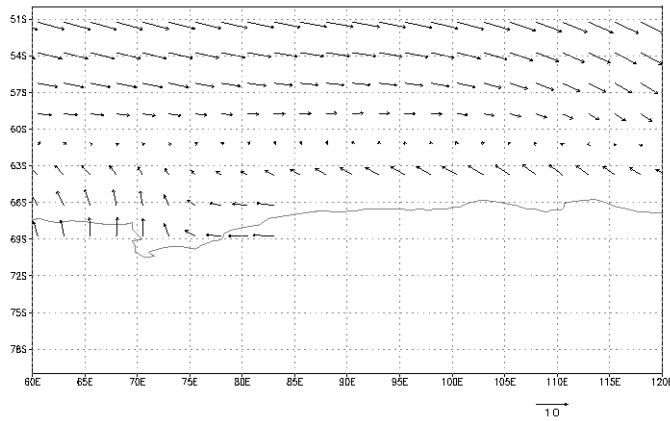


FIG. 4.18 – Les vitesses des forçages de vents annuels au plateau de Kerguelen. La longueur des flèches indique la norme de la vitesse. La longueur de référence (en bas à droite) est de 10m/s.

## 4.2 Expérience de sensibilité

Comme nous l'avons déjà dit, il faut s'assurer que la fonte n'est pas responsable de la sous-estimation des étendues des icebergs. Il serait dès lors intéressant de tester la sensibilité du modèle à une diminution de la fonte. Trois contributions interviennent dans la fonte d'un iceberg. Nous ferons varier la plus importante. D'après BW, c'est l'érosion due aux vagues. Il apparaît sur les Fig. 4.19 et 4.20 que ce terme est de l'ordre de quelques mètres par jour, soit un à deux ordres de grandeur de plus que les autres termes de fonte. Nous allons donc diminuer l'érosion de 50% pour notre test de sensibilité.

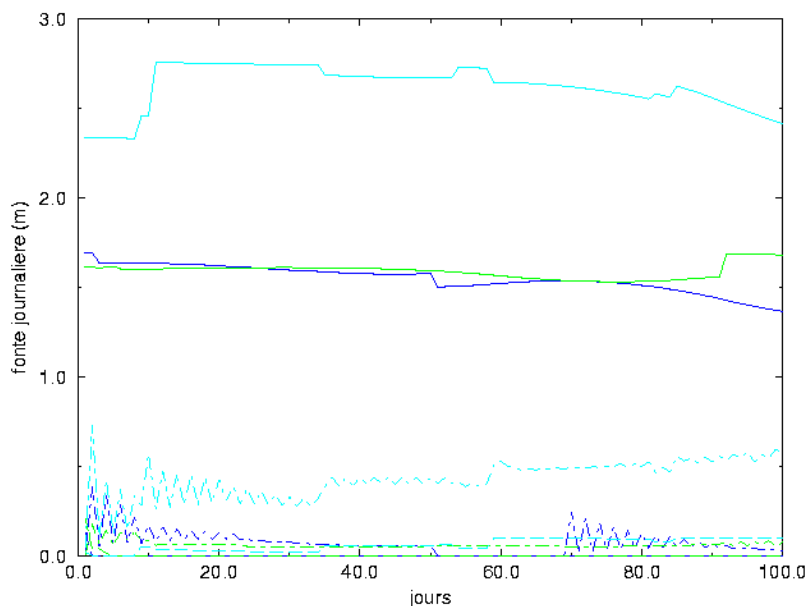


FIG. 4.19 – les trois composantes de la fonte de trois icebergs de l'Hémisphère Nord. Les traits pleins représentent l'érosion des vagues, les tirets la fonte latérale et les tirets-pointillés la fonte basale. Le bleu représente un iceberg de position initiale ( $55.5^{\circ}\text{O}, 88.5^{\circ}\text{N}$ ), le vert un iceberg relâché en ( $44.5^{\circ}\text{O}, 87^{\circ}\text{N}$ ), le cyan un iceberg vélé en ( $65.5^{\circ}\text{O}, 58^{\circ}\text{N}$ ). Ces trois icebergs avaient pour taille initiale  $300\text{m} \times 330\text{m} \times 495\text{m}$ .

Dans le but de mettre en évidence les changements que cette modification

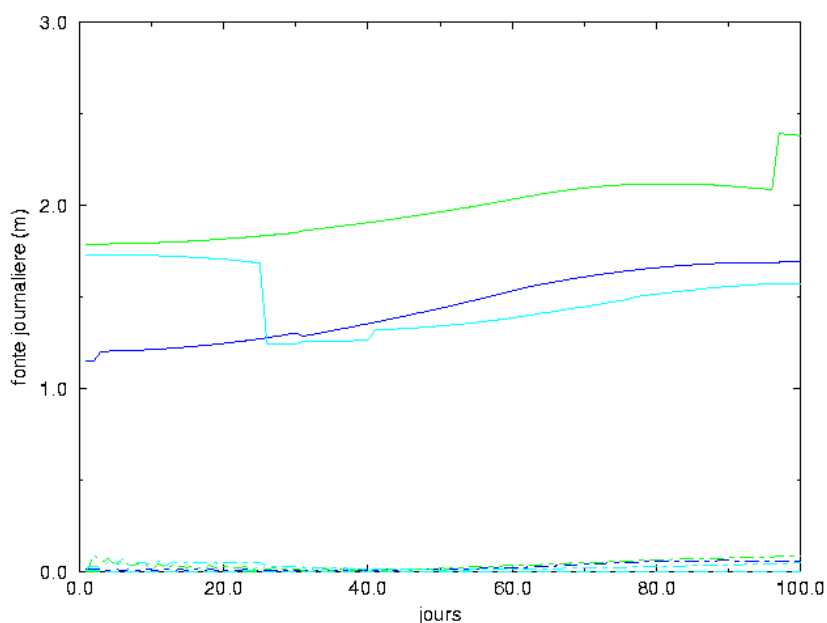


FIG. 4.20 – Les trois composantes de la fonte de trois icebergs de l’Hémisphère Sud. Les traits pleins représentent l’érosion des vagues, les tirets la fonte latérale et les tirets-pointillés la fonte basale. Le bleu représente un iceberg vélé dans la mer de Weddell, le vert et le cyan un iceberg relâché près du plateau de Kerguelen. Ces trois icebergs avaient pour taille initiale  $300m \times 330m \times 495m$ .

implique, les mêmes résultats que ceux de l’expérience de contrôle seront présentés, à savoir la limite d’avancée des icebergs et leurs trajectoires.

### 4.2.1 L’extension maximale des icebergs

- a. **Le nord** : Moins d’érosion permet à peine aux icebergs de descendre plus bas (Fig. 4.21). Même s’ils ne descendent pas une seule maille plus bas dans le modèle, les hauteurs de fonte juste à la limite sont un peu plus importantes. Toutefois, la limite va beaucoup plus loin vers l’est. Cela sera détaillé dans la section sur les trajectoires. Au nord du Groenland, la limite s’avance aussi un peu.

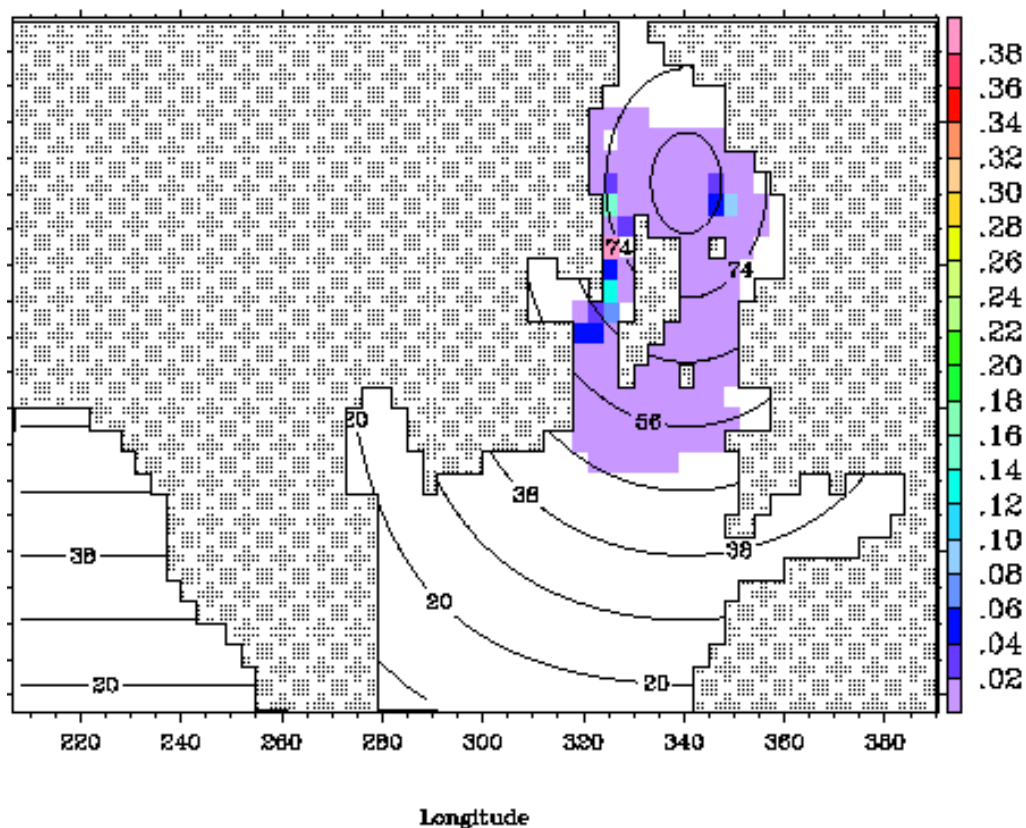


FIG. 4.21 – hauteur de fonte (en mètres d'eau) par maille du modèle avec une érosion par les vagues réduite de 50%. Les isocontours sont ceux des latitudes en degrés.

**b. Le sud :** La limite va beaucoup plus loin en moyenne annuelle (Fig. 4.22). Au sud, donc, la fonte joue un rôle plus important qu'au nord dans l'extension maximale des icebergs.

Il apparaît donc particulièrement bien sur ces cartes que la diminution de l'érosion permet aux icebergs de fondre beaucoup moins et par conséquent de dériver plus loin. Cela se voit notamment après le virage de la mer de Ross, mais nous en reparlerons dans la section suivante.

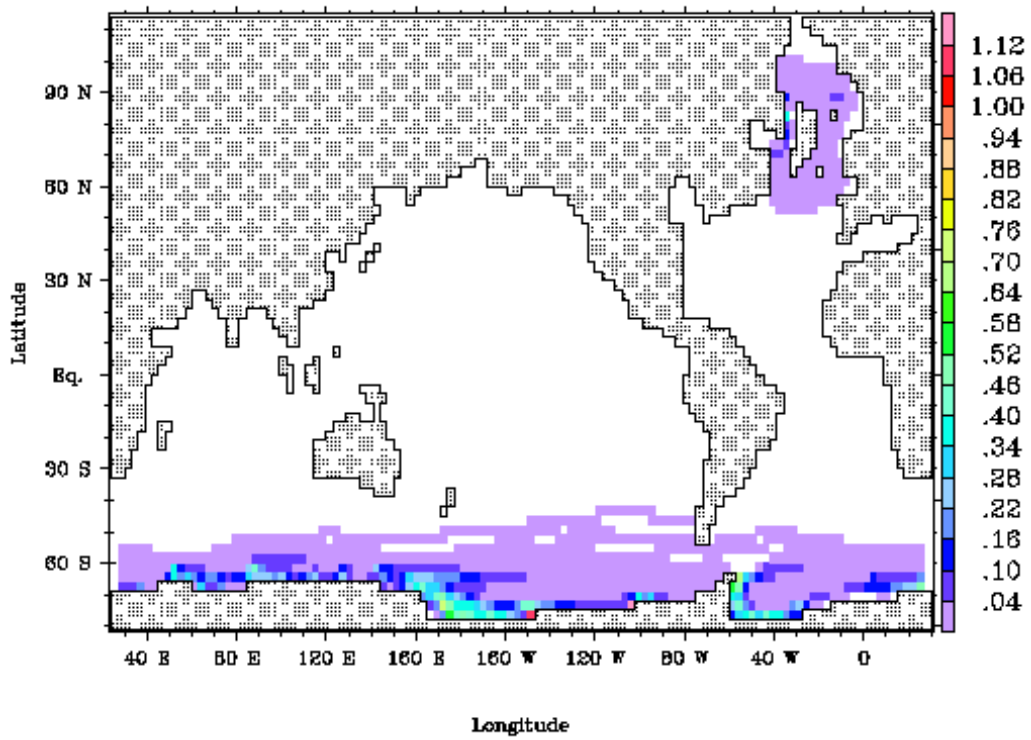


FIG. 4.22 – Limite des icebergs au sud en moyenne annuelle. Cette carte représente la hauteur de fonte (en mètres d'eau) par maille du modèle et par an avec une érosion réduite de 50%.

### 4.2.2 Les trajectoires

**a. Le nord :** Les cartes 4.23 (haut et bas) laissent découvrir pourquoi la limite ne s'avancait pas de manière aussi marquante qu'au sud : les trajectoires sont indiscutablement plus longues mais les icebergs ne descendent pas vers le sud ; ils tournent vers l'est. Le problème soulevé dans l'expérience de validation persiste donc. Notre modèle se comporte de la même manière que celui de BW si les icebergs peuvent dériver plus longtemps.

**b. Le sud :** Ce que les cartes de fonte nous laissaient prévoir se confirme. Les trajectoires sont beaucoup plus longues, et par conséquent, les icebergs ont le temps d'atteindre des latitudes plus basses. Les trajectoires nous indiquent que le "creux" à l'ouest de la péninsule antarctique est bien comblé par les icebergs qui ont viré dans la mer de Ross.

L'expérience de sensibilité a démontré que, du moins en ce qui concerne le nord, les trajectoires sont plus longues mais que la limite n'en est pas vraiment améliorée. Le problème ne semble donc pas venir de l'érosion et il est préférable de garder la paramétrisation utilisée. Par contre, nous pourrions penser à refaire ces expériences avec une meilleure résolution afin de déterminer si le problème vient de là ou pas.

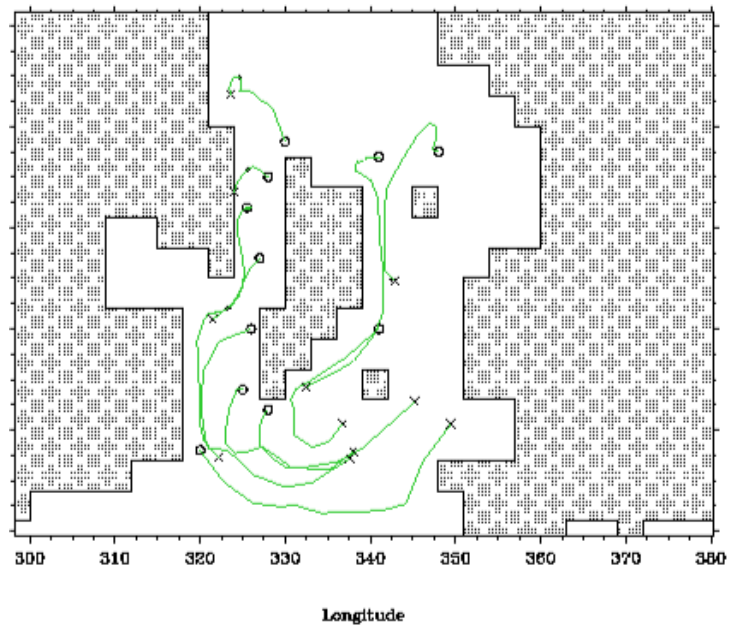
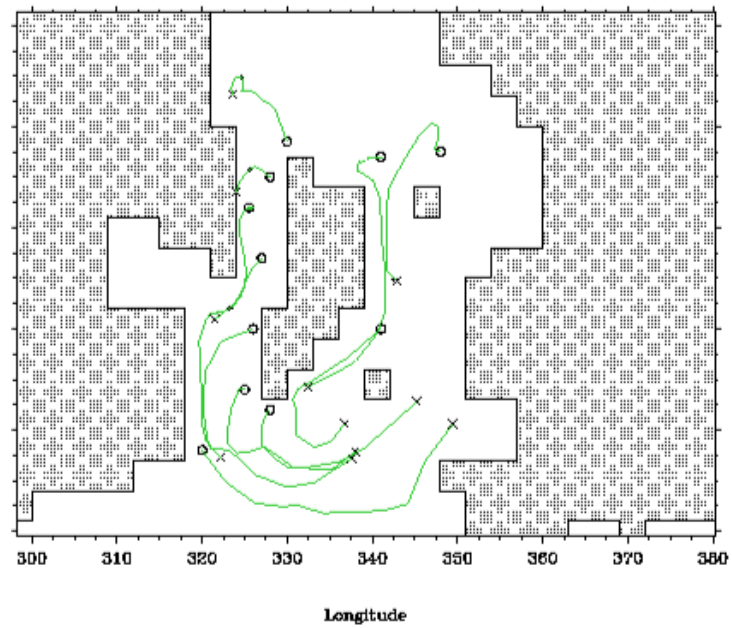


FIG. 4.23 – (a) et (b). Trajectoires d'icebergs au nord avec une érosion réduite de 50%. Ci-dessus(a), les petits icebergs ( $200m \times 200m \times 300m$ ) ; ci-dessous, les icebergs un peu plus gros ( $300m \times 330m \times 495m$ ). Les cercles représentent les points où les icebergs sont lâchés et les croix, les endroits où ils disparaissent. Pour les latitudes, cf Fig. 4.21.

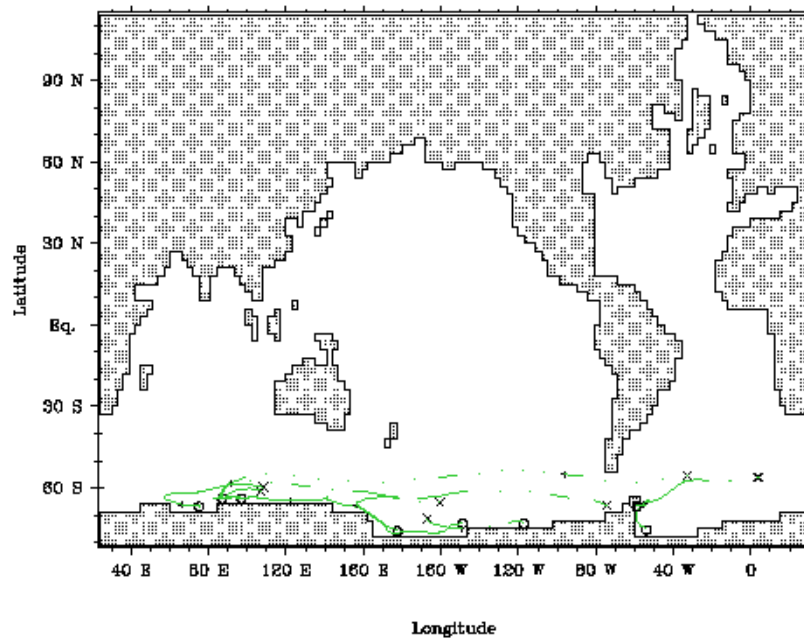


FIG. 4.24 – les trajectoires des icebergs de l'hémisphère sud avec une érosion réduite de 50%. Ce sont les icebergs les plus gros possibles de chaque source. Les cercles représentent les points où les icebergs sont lâchés et les croix, les endroits où ils disparaissent.

# Chapitre 5

## Conclusion

Le modèle d'iceberg que nous avons développé simule relativement bien la dérive des icebergs. Les limites d'extension prédites ont les formes attendues tant au nord qu'au sud. Elles sont juste légèrement sous-estimées, défaut que l'on retrouve aussi dans le modèle de Bigg. Localement, le modèle présente quelques défauts. Aux environs de Terre Neuve et dans le détroit de Davis, les trajectoires ne sont pas tout à fait correctes. Ces défauts ne sont pas à imputer au modèle d'iceberg lui-même mais certainement à la résolution du modèle CLIO auquel il est couplé. En effet, la résolution de  $3^\circ \times 3^\circ$  n'est pas suffisante pour bien modéliser certains courants. Mis à part ces deux cas particuliers, les trajectoires simulées correspondent bien aux observations. Ce modèle d'iceberg est à vocation climatique. On est donc surtout intéressé par les trajectoires et fonte globales. C'est pour cette raison que nous avons pu pondérer les icebergs. Le regroupement des sources induit inévitablement des défauts locaux. D'un point de vue global, le bilan pour le modèle est plutôt positif.

Par la suite, on pourrait regarder plus en détail si une résolution supérieure serait nécessaire pour les simulations que l'on veut réaliser, c'est-à-dire, l'étude de la réponse de l'océan et de l'atmosphère à des événements de Heinrich. Pour de telles simulations, il faudra coupler le modèle d'iceberg avec un modèle atmosphérique. De plus, l'effet des icebergs sur la circulation océanique via le flux d'eau de fonte doit être pris en compte.

Dans le cadre de ce mémoire, nous aurions aimé analyser l'effet de ce flux d'eau douce sur l'océan. Si, au nord, CLIO néglige ce flux, rappelons qu'au sud, il en tient compte, mais ce de manière uniforme sur les 8 premières mailles autour de l'Antarctique. L'originalité du modèle d'iceberg dans ce cas est alors qu'il permet de prendre en compte la répartition géographique du flux d'eau douce engendré par la fonte des icebergs. Il aurait donc s'agit de mesurer l'incidence de cette répartition géographique au sud et de voir s'il était raisonnable de négliger les icebergs au nord. Nous avons manqué de temps pour réaliser cette expérience mais les runs sont prêts à tourner. Aux itérations auxquelles nous avons travaillé, CLIO n'est pas totalement stable : sur une centaine d'années, la salinité a varié plus qu'il n'est possible naturellement. Il faudrait donc comparer les résultats avec et sans couplage par le flux d'eau douce exactement aux mêmes itérations. Tout effet de dérive serait ainsi éliminé en prenant les différences des valeurs obtenues dans les deux cas.

Il faudra cependant rester prudent dans l'analyse des résultats. A cause des incertitudes sur les données de flux d'eau douce dus à l'évaporation, aux précipitations et au ruissellement des rivières, la salinité de CLIO dérive. Elle peut rapidement atteindre des valeurs complètement irréalistes. C'est pourquoi il a fallu imposer un rappel aux observations avec une constante de temps de deux mois. Ce sera un problème auquel il faudra faire face lorsqu'on voudra simuler des événements de Heinrich.

Une amélioration possible du modèle d'iceberg lui-même, serait de tenir compte des gros icebergs comme ceux que l'on rencontre en Antarctique. Cela impliquerait d'introduire un nouveau terme dans l'équation du mouvement des icebergs. Il s'agit du terme de tension de vent sur la surface supérieure de l'iceberg, terme qui prend de l'importance avec l'étendue de cette surface. Deuxièmement, il faudra paramétriser le fractionnement de ces gros icebergs en de plus petits morceaux.

## Annexe A

### Discrétisation de l'équation du mouvement des icebergs

$$M \frac{d\mathbf{v}_i}{dt} = -Mf\mathbf{k} \wedge \mathbf{v}_i + \mathbf{F}_a + \mathbf{F}_w + \mathbf{F}_s + \mathbf{F}_p + \mathbf{F}_r \quad (\text{A.1})$$

- Le membre de gauche se discrétise de la manière suivante :

$$M \frac{d\mathbf{v}_i}{dt} = M \frac{\mathbf{v}_i^{n+1} - \mathbf{v}_i^n}{\Delta t} \quad (\text{A.2})$$

$\mathbf{v}_i^n$  étant la vitesse au  $n^{\text{ième}}$  pas de temps.

- Le terme de Coriolis est développé selon le schéma semi-implicite de la règle trapézoïdale :

$$\begin{aligned} Mf\mathbf{k} \wedge \mathbf{v}_i &= (-Mfv_i, Mfu_i) \\ -Mfv_i &= -Mf \left( \frac{1}{2} v_i^{n+1} + \frac{1}{2} v_i^n \right) \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

$$Mfu_i = Mf \left( \frac{1}{2} u_i^{n+1} + \frac{1}{2} u_i^n \right) \quad (\text{A.4})$$

- Les trois termes représentant les forces de traînée sont exprimés en

partie implicitement :

$$\frac{1}{2} \rho_x C_x A_x |\mathbf{v}_x - \mathbf{v}_i| (\mathbf{v}_x - \mathbf{v}_i) = \frac{1}{2} \rho_x C_x A_x |\mathbf{v}_x^n - \mathbf{v}_i^n| (\mathbf{v}_x^n - \mathbf{v}_i^{n+1}) \quad (\text{A.5})$$

Dans le cas de la force de traînée océanique, il faut intégrer les vitesses relatives sur toute la profondeur de l'iceberg.

Il est clair que la fraction de glace présente à la surface de l'eau influence la force de traînée qu'elle induit. Comme dans le modèle de Bigg et Wadley (1996), nous allons multiplier l'expression(3.12) par la fraction de glace de mer locale.

$$\rightarrow \mathbf{F}_s = \frac{1}{2} \rho_s C_s L dz_s |\mathbf{v}_s^n - \mathbf{v}_i^n| (\mathbf{v}_s^n - \mathbf{v}_i^{n+1})(1 - albq) \quad (\text{A.6})$$

où  $(1 - albq)$  est la fraction de glace qui recouvre la surface de l'océan et  $dz_s$  est l'épaisseur de la couche de glace de mer.

- Le gradient de pression est calculé en deux parties : la composante barocline et la composante barotrope. Pour la composante barocline, on intègre le gradient de pression jusqu'au niveau 0. Le gradient à l'endroit où se trouve l'iceberg est calculé comme expliqué dans la section 3.2.1. La composante barotrope est déduite exactement de la même manière, mais elle n'est évidemment pas intégrée sur la profondeur puisqu'elle dépend uniquement de l'élévation par rapport au géoïde,  $\eta$ . Les fonctions  $q$  et  $\eta$  sont calculées dans CLIO. Lorsqu'on a le gradient de pression totale, on obtient  $\mathbf{F}_p$ .

$$\mathbf{F}_p = -M \frac{\nabla p}{\rho_w} \quad (\text{A.7})$$

En effet, la pression dans l'océan ne peut s'exercer que sur la surface immergée de l'iceberg. Il est donc logique de multiplier le gradient de

pression par le volume immergé :

$$\begin{aligned}
 M \frac{dv_i}{dt} &= -\nabla \mathbf{p} V_{immergé} \\
 \Rightarrow \rho_i V_i \frac{dv_i}{dt} &= -\nabla \mathbf{p} V_{immergé} \\
 \Rightarrow \rho_w V_{immergé} \frac{dv_i}{dt} &= -\nabla \mathbf{p} V_{immergé} \\
 \Rightarrow \frac{dv_i}{dt} &= -\frac{\nabla \mathbf{p}}{\rho_w}
 \end{aligned}$$

- Le terme dû aux vagues incidentes est calculé comme il est donné par l'expression (3.15)

L'équation du mouvement de l'iceberg discrétisée est :

$$\begin{aligned}
 \frac{\mathbf{v}_i^{n+1} - \mathbf{v}_i^n}{\Delta t} &= \left( \frac{f}{2}(v_i^{n+1} + v_i^n), -\frac{f}{2}(u_i^{n+1} + u_i^n) \right) \\
 &+ \frac{1}{2M} \rho_w C_w A_w \int_{z'}^0 |\mathbf{v}_w^n - \mathbf{v}_i^n| \mathbf{v}_w^n dz \\
 &- \frac{1}{2M} \rho_w C_w A_w \mathbf{v}_i^{n+1} \int_{z'}^0 |\mathbf{v}_w^n - \mathbf{v}_i^n| dz \\
 &+ \frac{1}{2M} \rho_s C_s A_s (1 - albq) |\mathbf{v}_s^n - \mathbf{v}_i^n| \mathbf{v}_s^n \\
 &- \frac{1}{2M} \rho_s C_s A_s (1 - albq) |\mathbf{v}_s^n - \mathbf{v}_i^n| \mathbf{v}_s^{n+1} \\
 &+ \frac{1}{2M} \rho_a C_a A_a |\mathbf{v}_a^n - \mathbf{v}_i^n| \mathbf{v}_a^n \\
 &- \frac{1}{2M} \rho_a C_a A_a |\mathbf{v}_a^n - \mathbf{v}_i^n| \mathbf{v}_a^{n+1} \\
 &+ \frac{1}{\rho_w} \left( \frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y} \right)^n \\
 &+ \frac{1}{4} \rho_w g a L \frac{\mathbf{v}_a^n}{|\mathbf{v}_a^n|}
 \end{aligned} \tag{A.8}$$

Afin de simplifier les calculs, reprenons les notations du modèle :

$$\begin{aligned}
 \mathbf{f2cdt} &= \Delta t \frac{f}{2} \\
 (\mathbf{wvelx}, \mathbf{wvely}) &= \frac{\Delta t}{2M} \rho_w C_w A_w \int_{z'}^0 |\mathbf{v}_w^n - \mathbf{v}_i^n| \mathbf{v}_w^n dz \\
 \mathbf{bvar} &= \frac{\Delta t}{2M} \rho_w C_w A_w \int_{z'}^0 |\mathbf{v}_w^n - \mathbf{v}_i^n| dz \\
 (\mathbf{dvelx}, \mathbf{dvely}) &= \frac{\Delta t}{2M} \rho_s C_s A_s (1 - albq) |\mathbf{v}_s^n - \mathbf{v}_i^n| \mathbf{v}_s^n \\
 \mathbf{dvar} &= \frac{\Delta t}{2M} \rho_s C_s A_s (1 - albq) |\mathbf{v}_s^n - \mathbf{v}_i^n| \\
 (\mathbf{cvelx}, \mathbf{cvely}) &= \frac{\Delta t}{2M} \rho_a C_a A_a |\mathbf{v}_a^n - \mathbf{v}_i^n| \mathbf{v}_a^n \\
 \\ 
 \mathbf{cvar} &= \frac{\Delta t}{2M} \rho_a C_a A_a |\mathbf{v}_a^n - \mathbf{v}_i^n| \\
 (\mathbf{prxdt}, \mathbf{prydt}) &= \frac{\Delta t}{\rho_w} \left( \frac{\partial p}{\partial x}, \frac{\partial p}{\partial y} \right) \\
 (\mathbf{frdtx}, \mathbf{frdty}) &= \frac{1}{4} \rho_w g a L \frac{\mathbf{v}_a^n}{|\mathbf{v}_a^n|} \\
 \mathbf{cdiag} &= 1. + \mathbf{bvar} + \mathbf{dvar} + \mathbf{cvar}
 \end{aligned}$$

Les deux composantes de l'équation (A.8) sont :

$$\begin{aligned}
 u_i^{n+1} \mathbf{cdiag} &= u_i^n + \mathbf{f2cdt} v_i^{n+1} + \mathbf{f2cdt} v_i^n + \mathbf{wvelx} + \mathbf{dvelx} \\
 &\quad + \mathbf{cvelx} + \mathbf{prxdt} + \mathbf{frdtx} \quad (\text{A.9})
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 v_i^{n+1} \mathbf{cdiag} &= v_i^n - \mathbf{f2cdt} u_i^{n+1} + \mathbf{f2cdt} u_i^n + \mathbf{wvely} + \mathbf{dvely} \\
 &\quad + \mathbf{cvely} + \mathbf{prydt} + \mathbf{frdty} \quad (\text{A.10})
 \end{aligned}$$

C'est un système de deux équations à deux inconnues,  $u_i^{n+1}$  et  $v_i^{n+1}$  il suffit donc de le résoudre pour calculer les nouvelles vitesses.

L'équation (3.16) discrétisée permet de déterminer la nouvelle position de l'iceberg :

$$\mathbf{x}_i^{n+1} - \mathbf{x}_i^n = \Delta t \mathbf{v}_i^n \quad (\text{A.11})$$

Par composantes,

$$x_i^{n+1} = x_i^n + \Delta t u_i^n \quad (\text{A.12})$$

$$y_i^{n+1} = y_i^n + \Delta t v_i^n \quad (\text{A.13})$$

Il faudra encore transformer la vitesse qui est en m/s en degrés pour déterminer la nouvelle position de l'iceberg.

# Bibliographie

- [1] **Bigg G.R. and Wadley M.R.**, Prediction of iceberg trajectories for the North Atlantic and Arctic Oceans, *Geophysical Research Letter*, vol 23, pp 3587-3590, 1996.
- [2] **Bigg G.R., Wadley M.R., Stevens D.P., Johnson J.A.**, Modelling the dynamics and thermodynamics of icebergs, *Cold Region Science and Technology*, 26, pp 113-135, 1997.
- [3] **Bond G. et al**, Evidence for massive discharges of iceberg into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, vol 360, pp 245-249, 1992.
- [4] **Duplessy J-C**, Vers un refroidissement de l'Europe ?, *La recherche* 295, pp 52-56, 1997.
- [5] **El Tahan M., Venkatesh S. and El Tahan H.**, Valiation and quantitative assessment of the deterioration mechanism of Arctic icebergs, *Journal Offshore Mechanics and Arctic Engeerig*, vol 109, pp102-108, 1987.
- [6] **Martin B.**, Modélisation de la dérive des icebergs, mémoire réalisé à l'Institut d'Astronomie et de Géophysique Georges Lemaître, UCL, 2000.
- [7] **Robe R.Q.**, Dynamics of Snow and Ice Masses, *Academic Press*, pp 211-259 (chap 4), 1980.
- [8] **Smith S.D.**, Hindcasting icebergs drift using current profiles and winds, *Cold Region Science and Technology*, 22, pp 33-45, 1993.
- [9] **Souchez R.**, Les Glaces Polaires, *Editions de l'Université de Bruxelles*, 1988.

- [10] **Tchernia P.**, Descriptive Regional Oceanography, *Pergamon Press*, 1980.
- [11] **Tchernia et Jeanin**, Quelques aspects de la circulation océanique Antarctique révélés par l'observation de la dérive des icebergs, *Laboratoire d'Océanographie Physique du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris*, 1983
- [12] **Weeks W.F. and Campbell W.J.**, Icebergs as a fresh-water source : an appraisal, *Journal of Glaciology 12*, pp 207-233, 1973.
- [13] **Wadhams P.**, Winter Observation of Iceberg Frequencies and Sizes in the South Atlantic Ocean, *Journal of Geophysic Resarch, vol 93*, pp 3583-3590, 1988.
- [14] **Zotikov I.A., Yvanov Yu.A. and Barbash V.R.**, *Oceanology 14* , pp 485-490, 1974.
- [15] **Site internet**, [http ://oceanworld.tamu.edu](http://oceanworld.tamu.edu)