

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ii
RÉSUMÉ.....	iii
TABLE DES MATIÈRES.....	iv
LISTES DES TABLEAUX.....	viii
LISTES DES FIGURES.....	ix
CHAPITRE 1 : DESCRIPTION DU PROBLÈME PHYSIQUE DE LA FORMATION ET FONTE DE LA GLACE DE MER	
1.0 Introduction.....	1
1.1 Objectifs.....	2
1.2 Les polynies.....	5
1.3 La polynie NOW.....	7
1.4 Équations de base de la thermodynamique de la glace de mer.....	12
1.5 Le rôle de la neige.....	18
1.6 Discussion des modèles numériques de glace de mer bien connus.....	21
CHAPITRE 2 : ÉTUDE DE SENSIBILITÉ EFFECTUÉE POUR RESOLUTE BAY	
2.0 Introduction.....	28
2.1 Données.....	29
2.2 Étude de sensibilité du flux d'ondes longues.....	31
2.3 Étude de sensibilité du flux d'ondes courtes.....	35
2.4 Bilan d'énergie pour Resolute 1992.....	39

2.5	Profils océaniques près de Sommerville Island en 1994 dans le détroit de Barrow.....	41
2.6	Calcul des profils idéaux par la méthode de split-and-merge.....	43
2.7	Modèle de Martinson et Iannuzzi (1998) pour le calcul du flux de chaleur océanique.....	46
2.8	Un autre modèle de flux de chaleur océanique, le modèle de Lemke et al (1990).....	51
2.9	Épaisseur de glace et de neige en incluant les flux de chaleur océaniques calculés.....	52
2.10	Étude de la stabilité de la colonne d'eau près de Sommerville Island.....	56
2.11	Balance d'énergie pour Resolute 1994.....	58
2.12	Conclusion du chapitre 2.....	61

CHAPITRE 3 : FORMATION ET FONTE DE LA GLACE DE MER DE LA POLYNIE DES EAUX DU NORD

3.0	Introduction.....	63
3.1	Objectifs.....	64
3.2	Observations comparées entre les côtés est et ouest de la polynie NOW.....	65
3.3	Bilan d'énergie et présentation du modèle neige/glace de mer.....	68
3.4	Comparaison des flux turbulents de Thule et Grise Fjord.....	70
3.5	Étalonnage du contenu en chaleur près de la surface.....	72
3.6	Contribution du flux de chaleur océanique dans le processus de fonte de la glace mer différent d'un côté et l'autre de la polynie NOW.....	74
3.7	Modèle hybride pour le calcul du flux de chaleur océanique.....	77
3.8	Impacts des flux de chaleur océaniques sur l'ablation de la glace de mer près de Thule et Grise Fjord.....	78

3.9	Étude de la stabilité de la colonne d'eau près de Thule et Grise Fjord.....	81
3.10	Advection horizontale du flux de chaleur océanique.....	85
3.11	Comparaison du vent et de la température sur la polynie NOW.....	86
3.12	Contribution atmosphérique à la fonte de la glace de mer de la polynie NOW.....	98
3.13	Conclusion du chapitre 3.....	100

CHAPITRE 4 : ÉTUDE BI-DIMENSIONNELLE DES FLUX DE CHALEUR DE LA POLYNIE DES EAUX DU NORD

4.0	Introduction.....	102
4.1	Concentration de glace et ouverture de la polynie NOW.....	103
4.2	Bilan radiatif observé à partir du navire.....	105
4.3	Bilan radiatif paramétrisé par le modèle neige/glace et par le modèle GEM.....	107
4.4	Bilan d'énergie.....	111
4.5	Comparaison des flux radiatifs et nombre adimensionnel de la rétroaction glace/nuage/albedo.....	114
4.6	Épaisseur de la couche de mélange obtenue par la méthode split-and-merge.....	117
4.7	Flux de chaleur océanique provenant du modèle hybride couche de mélange-pycnocline.....	119
4.8	Stabilité de la colonne d'eau obtenue selon la méthode de Martinson et Iannuzzi.....	121
4.9	Conclusion de la partie 4 et représentation conceptuelle de la polynie.....	122

CHAPITRE 5 : IMPACTS DES CONTRAINTES SUR LA DISTRIBUTION DE LA GLACE DE MER DANS LA POLYNIE NOW

5.0	Introduction.....	130
5.1	Impact de la divergence et du rotationnel de la contrainte totale sur la distribution de la glace de mer dans la polynie.....	131
5.2	Scénario où la région de la polynie NOW deviendrait une zone marginale de glace de mer (Marginal Ice Zone).....	140
5.3	Conclusion.....	144
CHAPITRE 6 : SOMMAIRE ET RECOMMANDATIONS.....		144
APPENDICE 1 : FORMULATION DU MODÈLE THERMODYNAMIQUE NEIGE/GLACE DE MER.....		149
BIBLIOGRAPHIE.....		151

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Modèles thermodynamiques de glace bien connus.....	25
Tableau 2 : Comparaison des moyennes et erreurs rms sur la durée d'un leg de la température et du vent observés à Grise Fjord et Thule avec les données correspondant au point de GEM pour Grise Fjord et Thule.....	87
Tableau 3 : Comparaison des moyennes et erreurs rms sur la durée d'un leg de la température et du vent observés sur le navire avec les données correspondant au point de grille GEM de la position du navire et au point de grille du centre de la polynie.....	92
Tableau 4 : Ratio de Bowen au-dessus de la polynie NOW avec une moyenne et écart-type pour chacuns des legs.....	113
Tableau 5 : Comparaison des moyennes et erreurs rms en $W m^{-2}$ sur la durée d'un leg du flux d'ondes courtes incident et du flux d'ondes longues incident, observés et paramétrisés.....	114

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Schéma d'un modèle thermodynamique de la glace inspiré du modèle de Parkinson et Washington (1979).....	2
Figure 2A : Archipel arctique Canadien avec région de Barrow Strait et de la polynie des Eaux du Nord (NOW).....	30
Figure 2B : Région géographique de Resolute Bay, Nunavut, et camps sur la glace côtière (first-year ice) du site SIMMS 1992 (Seasonal Ice Monitoring and Modelling Sites) et position de la station d'échantillonnage près de Sommerville Island 1994 (Fortier et al. 2002).....	30
Figure 3 : Flux d'ondes longues incident par ciel clair (Skc) et avec nuage (Full) observé (Obs) et paramétrisé selon Idso et la formulation modifiée de Maykut et Church (MC).....	34
Figure 4 : Émissivité observée et constante d'émissivité 0.9 de la paramétrisation.....	35
Figure 5 : Flux d'ondes courtes incident par ciel clair (Skc) et avec nuage (Full) observé (Obs) et paramétrisé selon Moritz et Shapiro.....	38
Figure 6 : Albédo observé et constante d'albedo 0.78 de la paramétrisation pour une surface neige.....	38
Figure 7 : Bilan d'énergie Be de Resolute Bay 1992, avec les flux radiatifs d'ondes longues et d'ondes courtes observés (bleu), bilan d'énergie en utilisant les flux paramétrisés de Moritz pour les ondes courtes et modifiés Maykut et Church pour les ondes longues (noir).....	41
Figure 8 : Profils CTD de Fortier et al. (2002) et profils idéaux selon la méthode split-and-merge (Thomson et Fine, 2003) en période de formation de la glace, jour 126 (6 mai), profondeur de la couche de mélange de 10 m	45
Figure 9 : Profils CTD de Fortier et al. (2002) et profils idéaux selon la méthode split-and-merge (Thomson et Fine, 2003) en période de fonte de la glace, jour 155 (4 juin), profondeur de la couche de mélange de 3.2 m.....	46
Figure 10 : Schéma des profils de température et de salinité. Profils typiques observés (vert), profils géométriques linéaires selon Martinson et Iannuzzi pour la période hivernale et printannière (tireté bleu), profils linéaires et exponentiels selon Lemke (rouge).....	51

Figure 11 : Épaisseur de glace et de neige observée (o) avec écart par rapport à la moyenne et calculée en utilisant trois différents flux de chaleur océanique. Flux constant (noir), flux obtenu selon Martinson et Iannuzzi (rouge) et flux obtenu selon Lemke (bleu).....	54
Figure 12 : Profils de température dans la glace et la neige près du moment d'initialisation du modèle glace/neige (jour 126, 6 mai) et lors du début du moment de fonte (jour 155, 4 juin).....	55
Figure 13 : Flux de chaleur océanique utilisés pour le calcul des épaisseurs de glace et de neige.....	56
Figure 14 : Épaisseur de la couche de mélange (MLD), variable stabilité (Stab %), flux d'entraînement (FET) et flux de diffusion (FDT) de chaleur selon Martinson et Iannuzzi, entraînement en mètre par jour selon Lemke (Entr.).....	57
Figure 15 : Bilan d'énergie Be de Resolute Bay 1994 et 1992, en utilisant les paramétrisations de Moritz pour les ondes courtes et modifiées Maykut et Church pour les ondes longues.....	59
Figure 16 : Température équivalente T_e en degrés C pour Resolute 1992 (noir) et Resolute 1994 (bleu).....	60
Figure 17 : Énergie statique humide H en $J\ kg^{-1}$ pour Resolute 1992 (noir) et Resolute 1994 (bleu).....	60
Figure 18 : Géographie de la Baie de Baffin.....	66
Figure 19 : Valeurs horaires de la couverture nuageuse et température à Grise Fjord et Thule entre le 1 ^{er} avril et le 31 juillet.....	67
Figure 20 : Valeurs horaires d'humidité relative et vitesse du vent à Grise Fjord et Thule entre le 1 ^{er} avril et le 31 juillet.....	67
Figure 21(a) : Comparaison du flux d'ondes courtes solaires observé et paramétrisé à Thule et bilan d'énergie à Grise Fjord et Thule.....	69
Figure 21(b) : Comparaison du flux d'ondes courtes solaires paramétrisés à Grise Fjord et à Thule.....	69
Figure 22 : Épaisseurs de neige et de glace à Grise Fjord et Thule en supposant un flux de chaleur océanique semblable de $2\ W\ m^{-2}$	70
Figure 23 : Flux de chaleur latente LE , Flux de chaleur sensible LH et flux de chaleur turbulent pour Grise Fjord et Thule.....	71

Figure 24 : Température équivalente T_e en degrés °C et énergie statique humide H en 10^5 $J\ kg^{-1}$ pour Thule et Grise Fjord.....	73
Figure 25 : Profils observés près de Grise Fjord le 30 avril pendant la période de formation de la glace et profils calculés correspondants par la méthode split-and-merge	75
Figure 26 : Profils observés près de Grise Fjord le 24 juin pendant la période de fonte de la glace et profils calculés correspondant par la méthode split-and-merge.....	76
Figure 27 : Profils observés près de Thule le 3 mai pendant la période de formation de la glace et profils calculés correspondant par la méthode split-and-merge.....	76
Figure 28 : Profils observés près de Thule le 21 juin pendant la période de fonte de la glace et profils calculés correspondant par la méthode split-and-merge.....	77
Figure 29 : Flux de chaleur océanique pour Grise Fjord et Thule obtenu par le modèle hybride et utilisé pour le calcul des épaisseurs de glace et de neige.....	80
Figure 30 : Épaisseur de neige et de glace à Grise Fjord et Thule en assumant un flux de chaleur océanique provenant du modèle hybride.....	81
Figure 31 A : Épaisseurs de couche de mélange obtenues par la méthode split-and-merge et variable stabilité correspondantes.....	83
Figure 31 B : Épaisseur de la pycnocline, gradient de densité dans la pycnocline, ratio du gradient de température / gradient de salinité dans la pycnocline.....	83
Figure 32 : Flux d'entraînement FET et flux de diffusion FDT de chaleur océanique pour Grise Fjord et Thule provenant du modèle de Martinson et Iannuzzi.....	84
Figure 33 : Comparaison de la température et vent moyen journalier observés et selon GEM pour Grise Fjord pour le leg 1, leg 2, leg 3, leg 4.....	88
Figure 34 : Comparaison de la température et vent journalier observés et selon GEM pour Thule pour le leg 1, leg 2, leg 3, leg 4.....	90
Figure 35 : Comparaison des observations de température atmosphérique obtenue du navire sur la polynie avec la température de GEM à la position du navire et au centre de la polynie pour le leg 1, leg 2, leg 3, leg 4 ainsi que la distance navire-centre de la polynie	93
Figure 36 : Comparaison des observations de vitesse et direction du vent obtenues du navire sur la polynie avec la température de GEM à la position du navire et au centre de la polynie pour le leg 1, leg 2, leg 3, leg 4.....	95

Figure 37 : Tracé du navire NGCC Pierre Radisson durant les quatre legs dans la polynie NOW durant l'année 1998.....	97
Figure 38 : Advection de température atmosphérique en degrés C sec ⁻¹ pour les legs 1 à 4	99
Figure 39 : Contributions relatives des facteurs qui ont un impact direct sur la fonte de la glace.....	101
Figure 40 : Concentration des glaces en pourcentage obtenues par Mundy et Barber pour chacune des quinzaines de jours (biweeks).....	104
Figure 41 : Bilan radiatif provenant des observations de Minnett pour chacun des leg	107
Figure 42 : Albédo observé et paramétrisé pour chacun des legs.....	108
Figure 43 : Bilan radiatif paramétrisé provenant du modèle glace/neige pour chacun des legs.....	109
Figure 44 : Bilan radiatif moyen provenant du modèle GEM pour chacun des legs	110
Figure 45 : Bilan d'énergie provenant des observations et du modèle neige/glace pour chacun des legs.....	112
Figure 46 : Bilan d'énergie moyenne provenant du modèle GEM pour chacun des legs	113
Figure 47 : Flux d'ondes courtes observés et paramétrisés, flux d'ondes longues observés et paramétrisés, pour chacun des legs	115
Figure 48 : Évolution du nombre adimensionnel et sa régression permettant de quantifier le phénomène de rétroaction positive entre la glace, les nuages et l'albédo.....	116
Figure 49 A : Épaisseur de la couche de mélange obtenue par la méthode spli-and-merge	118
Figure 49 B : Épaisseur de la couche de mélange obtenue par la méthode des différences pour un échantillon des profils correspondant à l'observation journalière météorologique de surface.....	118
Figure 50 : Flux de chaleur océanique obtenu par le modèle hybride couche de mélange-pycnocline.....	121
Figure 51 : Variable stabilité pour chacun des legs.....	122

Figure 52 : Représentation conceptuelle de la polynie des eaux du Nord en période de fonte au printemps.....	128
Figure 53 : Contrainte du vent sur la glace et contrainte de la glace sur la couche de surface combinés, en tenant compte de la concentration de glace, en $N m^2$	133
Figure 54 : Divergence de la contrainte totale, en tenant compte de la concentration de glace, en $Pa m^{-1}$	134
Figure 55 : Régression entre la divergence de la contrainte totale et la concentration de glace en pourcentage avec un intervalle de confiance de 90%.....	135
Figure 56 : Histogramme du nombre d'occurrences des points grille au-dessus de la polynie possédant de la divergence.....	136
Figure 57 : Rotationnel de la contrainte totale, en tenant compte de la concentration de glace, en $Pa m^{-1}$	137
Figure 58 : Cisaillement de la contrainte totale, sans tenir compte de la concentration de glace, $Pa m^{-1}$	138
Figure 59 : Régression entre le rotationnel de la contrainte totale et la concentration de glace en pourcentage avec un intervalle de confiance de 90 %.....	139
Figure 60 : Histogramme du nombre d'occurrences des points de grille au-dessus de la polynie possédant du rotationnel.....	139
Figure 61 : Contrainte totale dans un contexte d'une zone marginale de glace de mer dans la polynie NOW, en $N m^{-2}$	142

CHAPITRE 1

Description du problème physique de la formation et fonte de la glace de mer

1.0 Introduction

La glace de mer couvre près de 7 % des océans dans le monde. Elle introduit des modifications significatives aux échanges de chaleur, de momentum et de matière entre l'atmosphère et l'océan. Les modifications dues aux échanges de chaleur sont assez bien comprises, et la glace de mer est considérée comme une couche mince plus ou moins isolante à l'interface air-mer. Comprendre l'évolution de l'épaisseur de cette couche est un problème physique clef des océans couverts de glace de mer. La glace de mer peut croître mécaniquement dû à la convergence du champ de glace ou suite à la perte de chaleur de celle-ci. L'évolution de l'épaisseur de la glace de mer, suite à la perte de chaleur (croissance de la glace) ou le gain de chaleur (fonte de la glace) et les facteurs thermodynamiques qui s'y rattachent, constituent le sujet de la présente étude.

L'évolution thermique de la glace de mer est un problème géophysique. Il a été traditionnellement traité comme un problème unidimensionnel et vertical, motivé par le grand gradient de température vertical beaucoup plus important que le gradient thermique horizontal. La croissance de la glace s'effectue principalement à l'interface glace-océan, où la chaleur latente de fusion est conduite à travers la glace et la neige et relâchée vers l'atmosphère et l'océan sous forme radiative et un flux de chaleur turbulent. Occasionnellement, la glace peut croître au sommet de la couche lorsqu'une couche de neige mouillée qui se refroidit est présente.

La représentation de la formation de la glace a connu un développement important suite à la modélisation numérique dans les années 60-70 (Untersteiner, 1964 ; Maykut et Untersteiner, 1971). Le modèle de Maykut et Untersteiner (1971) a été la base de l'avancement des modèles jusqu'à maintenant. La génération suivante de modèle de croissance de la glace de mer décrit l'aspect thermodynamique glace-océan comme un système couplé température-salinité. La figure 1 présente un schéma 1D d'un modèle thermodynamique de neige/glace.

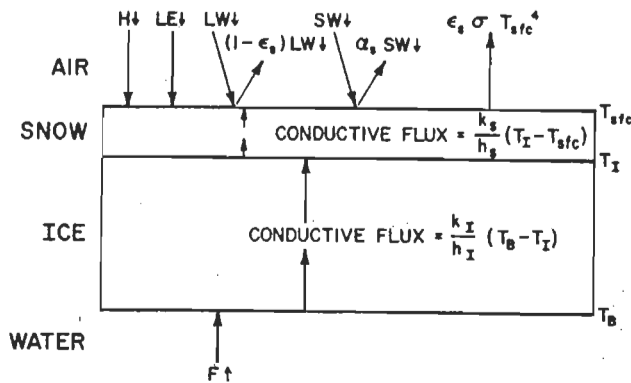


Figure 1 : Schéma d'un modèle thermodynamique de la glace inspiré du modèle de Parkinson et Washington (1979). H flux de chaleur latente, LE flux de chaleur sensible, LW flux d'ondes longues, SW flux d'ondes courtes, ϵ_s émissivité de la surface, α_s albédo de la surface, σ constante de Stephan Boltzman, T_{sfc} température de surface, k_s constante de conductivité de la neige, k_i conductivité de la glace, T_i température interface neige-glace, T_b température de la base de la glace, F flux de chaleur océanique.

1.1 Objectifs

Les objectifs globaux de l'étude sont : 1) Déterminer tous les mécanismes thermodynamiques de la formation et de la fonte de la glace de mer de la polynie des Eaux du Nord (NOW). 2) À l'aide d'un modèle unidimensionnel neige/glace de mer

côtière correctement étalonné, déterminer les contributions météorologiques et océaniques à la fonte de la glace de mer de chaque côté de la polynie.

Les objectifs spécifiques de la présente étude pour le chapitre 2 sont : 1) valider les paramétrisations radiatives servant à effectuer le bilan d'énergie en surface nécessaire au calcul des épaisseurs de neige et de glace, et poser si nécessaire dans le modèle unidimensionnel neige/glace (SNTHERM pour la neige, Jordan (1991) et le modèle de glace de Flato et Brown (1996) des nouvelles paramétrisations plus adéquates. Ainsi, j'effectuerai une étude de sensibilité pour Resolute Bay des flux radiatifs et de chaleur océanique afin d'y valider leurs paramétrisations et leurs impacts sur les épaisseurs de glace et de neige.

Au chapitre 3, j'utiliserai le modèle neige/glace de mer adéquatement complété par de nouveaux flux radiatifs et de chaleur océanique, provenant de l'étude de sensibilité antérieure, que j'appliquerai de part et d'autre de la polynie NOW . J'utiliserai un modèle unidimensionnel couche de mélange-pycnocline (Lemke et *al.* (1990) et Martinson et Iannuzzi (1998) afin de déterminer plus précisément un flux de chaleur océanique qui, introduit dans le bilan d'énergie, servira à calculer la contribution de ce flux sur l'ablation de la glace de mer. On utilise ici des profils de température et de salinité in situ afin d'effectuer le calcul du flux de chaleur océanique.

En utilisant le modèle neige/glace adéquatement complété, j'appliquerai le modèle de part et d'autre de la polynie NOW et déterminerai les facteurs thermodynamiques qui

occasionnent une glace plus mince, et ayant rompu plus précocement sur le côté est de la polynie NOW, tel qu'observé en 1998. De plus, j'effectuerai une étude de sensibilité spatiale des facteurs atmosphériques (vent et température) sur la polynie, afin d'y déterminer leurs contributions en analysant l'advection de chaleur atmosphérique lors de la période de formation de la polynie et leurs impacts sur la masse neige/glace de mer.

Au chapitre 4, je présenterai une étude bidimensionnelle des flux radiatifs et du bilan d'énergie de la surface de la polynie NOW afin de déterminer le moment où la polynie pourrait s'auto-entretenir au printemps et ainsi obtenir une représentation conceptuelle de la polynie.

Enfin au chapitre 5, je déterminerai l'impact de la contrainte totale (contrainte du vent sur la glace et contrainte de la glace sur la couche de surface) sur la formation d'une petite polynie à chaleur latente tôt au printemps.

Pour terminer au chapitre 6, je ferai un exposé sommaire, suivi de quelques recommandations sur les suites possibles de la présente étude.

Pour la suite de ce chapitre 1, je poursuivrai en présentant une revue de littérature sur les polynies et plus spécifiquement sur la polynie NOW, les équations de base de la thermodynamique de la glace de mer et son couvert de neige et une discussion des modèles numériques thermodynamiques de glace.

1.2 Les polynies

L'organisation météorologique mondiale définit une polynie comme étant une ouverture dans la glace de forme non-linéaire limitée soit par la côte ou par la glace côtière. Le retour d'une polynie au même endroit chaque année, est appelé polynie récurrente. La dimension d'une polynie peut être de 100 ou 1000 mètres à 100 kilomètres, correspondant à une surface de 10 à 10⁵ km² (Barber et *al.* 2001). Selon le mécanisme de formation et de maintien, les polynies ont été traditionnellement séparées en deux types : polynies à chaleur sensible et polynies à chaleur latente. Une polynie à chaleur sensible apparaît lorsque la chaleur sensible océanique occasionne la fonte de la glace existante et la fonte de la glace nouvellement formée. La polynie à chaleur sensible est donc l'endroit où une faible production de glace est présente, et sa dimension est déterminée par une anomalie de température océanique plus chaude pour la générer.

Les polynies à chaleur latente sont formées par le mouvement divergent de la glace à cause des vents prévalants et des courants océaniques. Parce que la mer à l'intérieur de la polynie est normalement au point de congélation et qu'une perte de chaleur s'effectue à travers l'interface air-mer, la glace est continuellement générée dans la polynie et est advectée par la suite par le vent. Le terme "à chaleur latente" réfère au phénomène physique qui consiste au fait que la polynie libère de la chaleur latente dû à la formation de la glace de mer et que le vent serait responsable de garder ouverte la polynie, d'où le nom de polynie à chaleur latente.

Le problème dans la classification des polynies de chaleur sensible et latente provient du fait que plusieurs polynies sont formées par la combinaison des deux mécanismes où

l'un des deux types peut toutefois prédominer. De plus, au printemps et en été la radiation solaire pénètre dans l'océan et occasionne une fonte plus rapide de la glace. La distinction entre polynie à chaleur sensible et chaleur latente en cette période de l'année n'est plus correcte (Maqueda *et al.* 2004).

Les polynies ont le potentiel de contribuer significativement à l'élaboration du climat polaire. Premièrement, les polynies sont le site de forts échanges d'humidité océan-atmosphère et de perte de chaleur, occasionnant un réchauffement rapide de la colonne d'air au-dessus et sous le vent de la polynie pouvant modifier le mouvement atmosphérique à mésoéchelle. En hiver, environ 50 % des échanges totaux atmosphère-océan dans l'Arctique s'effectuent à travers les polynies et les fissures dans la glace (Maykut, 1982). Durant l'été et au printemps, les fissures (causées par le cisaillement mécanique et le mouvement divergent de la glace) et les polynies reçoivent une grande quantité d'ondes courtes solaires dans la couche de mélange océanique. L'apport d'ondes courtes a donc un impact direct dans le bilan de chaleur et de masse de l'océan et de la glace (Maykut et McPhee 1995). Deuxièmement, le rejet de saumure durant la formation du frazil dans la polynie augmente la salinité de la couche de surface de l'océan et contribue à la convection. Troisièmement, les polynies récurrentes peuvent être apparentées à un oasis dans le désert de l'océan polaire, puisqu'elles supportent diverses formes de vie marine.

Les projections des modèles climatiques suggèrent que si le réchauffement global s'effectue, les régions polaires seront soumises à une hausse des températures de façon plus rapide et plus grande que dans les autres endroits sur la planète. L'occurrence et les

variations des dimensions des polynies et leur environnement pourraient être des indicateurs des changements climatiques.

L'article de Maqueda et *al.* (2004) fait une revue de littérature des diverses polynies sur la planète, étudiées au cours des 20 dernières années. Une compréhension de plus en plus complète des mécanismes de formation et le maintien des polynies a été rendue possible grâce aux modèles numériques couplant atmosphère, glace et océan. De plus, depuis la venue des techniques de télédétection, celles-ci ont permis le suivi des conditions de glace de mer et ont contribué à l'avancement des recherches sur les polynies.

1.3 La polynie NOW

La polynie des eaux du Nord (NOW), dans la partie nord de la baie de Baffin, est parmi les régions maritimes les plus productives au nord du cercle Arctique. Elle est située à des latitudes où la tendance actuelle dans la variabilité et le changement climatique se fera sentir tôt et de façon particulièrement marquée. Cette polynie a été récemment l'objet d'une campagne de mesure entre les années 1997 et 1999. La polynie des eaux du Nord est active durant la majeure partie du cycle annuel et il semble qu'elle se forme et se maintienne sous l'effet d'une combinaison des mécanismes de chaleur latente et de chaleur sensible (Barber et *al.* 2001). Ainsi, puisque la polynie des eaux du Nord pourrait être un indicateur sensible de la variabilité suite aux changements climatiques, il est important de quantifier correctement chaque facteur pouvant

contribuer aux processus de la formation et la fonte de la glace de mer. Le maintien et la formation de la polynie pourront possiblement être mieux compris si l'on étudie l'évolution de ces facteurs par la suite.

La présente étude a pour but de déterminer les facteurs interagissant sur la glace de mer côtière et celles dans la polynie, et de quantifier l'apport de ces facteurs à l'aide d'un modèle numérique 1-D neige-glace, d'observations météorologiques et océaniques prises lors de la campagne de mesure de 1998 et d'un modèle atmosphérique pour cette période.

Les études réalisées jusqu'à maintenant du maintien et la formation de la polynie des eaux du Nord ont donné les diverses explications suivantes :

- (1) Suite à la présence d'un embâcle dans le Kane Bassin au nord du Smith Sound, la glace est empêchée d'entrer dans la baie par le nord. La dérive continue de la glace vers le sud dans la baie de Baffin (par un vent de direction nord qui souffle parallèlement au Smith Sound et une gyre anti-horaire du courant de surface dans la polynie) suffisent à créer une vaste polynie, sans apport de chaleur océanique. L'ouverture de la polynie par ce mécanisme atteindrait un taux d'environ 600 km^2 par jour (Ito et Muller, 1982). Cependant, des remontées d'eau près de la côte du Groenland peuvent amener de l'eau relativement chaude jusqu'à la couche de surface, dans laquelle elle se trouve mélangée par convection et entraînement sous l'action de saumure issue de la glace en croissance. Le flux de chaleur sensible qui en résulte ralentirait la croissance de la glace (Melling et *al.* 2001). À l'aide d'un modèle de glace multicatégorie couplé au modèle océanique de Princeton, des

données climatologiques mensuelles (NCEP/NCAR), Yao et Tang (2003) ont pu estimer que dans les régions de glace mince, un flux de chaleur océanique entre 30 et 60 W m⁻² serait présent.

- (2) L'existence de la polynie avec une couverture de glace plus mince en hiver et une fonte plus hâtive au printemps, serait due en partie au rôle possible de la chaleur sensible océanique ou atmosphérique (particulièrement près de la côte du Groenland), mais le mécanisme de chaleur latente en serait le principal facteur (Mundy et Barber, 2001). La pycnocline dans la polynie NOW est généralement trop profonde pour être érodée par la turbulence générée par le vent (Melling et *al.* 2001), ce qui devrait exclure la chaleur sensible océanique comme mécanisme pour le maintien de la polynie à l'exception d'une région, celle près de la côte du Groenland où la couche de mélange atteint un minimum. Melling et *al.* (2001) ont conclu que l'eau plus chaude et moins profonde du courant ouest Groenlandais pouvait être juste suffisante pour éviter une croissance de la glace, mais qu'elle était insuffisante pour contribuer à sa fonte. Sur le côté ouest de la polynie (adjacent à l'Île de Ellesmere), la stratification océanique est plus grande, et le taux d'entraînement de la couche d'eau profonde vers la couche de mélange est plus faible. Le courant ouest Groenlandais serait une combinaison du courant arctique passant la pointe sud du Groenland (une branche du courant est Groenlandais) et du courant atlantique provenant du Labrador. Des observations récentes de couplage entre les courants est et ouest Groenlandais (Stein 1993) supportent cette hypothèse. Il a été énoncé à l'aide d'observations prises dans la polynie (Lemon et Fissel, 1982) que le refroidissement et la salinisation du courant ouest Groenlandais étaient responsables de la production d'eau plus profonde, plus froide et plus

saline, soit le Baffin Bay Deep Water et le Baffin Bay Bottom Water. À cela s'ajoute une couche intermédiaire d'eau d'origine atlantique moins saline et plus chaude de près de 2°C au-dessus de l'eau plus profonde. La structure de la colonne d'eau et la circulation sous la polynie NOW, démontrant la présence d'eau plus profonde, plus froide et plus saline et la couche intermédiaire ont fait récemment l'objet d'une étude par Bâcle et *al.* (2002) et par Rail (2005).

- (3) La présence du mécanisme de rétroaction glace/nuage/albédo. Le couvert nuageux diminue le flux d'ondes courtes d'origine solaire et agit comme un effet de serre pour le flux d'ondes longues qui augmente du fait le réchauffement de la surface. Cet effet de serre dégrade la glace de mer (diminution de l'albédo) et il en résulte un flux de vapeur et une formation de nuages accrue, ce qui entretient le mécanisme de rétroaction. Cette structure de rétroaction n'a pas été adéquatement caractérisée non plus que ses conséquences sur la formation de la polynie NOW (Barber et *al.* 2001). Selon Key et *al.* (2004), le couvert nuageux est majoritairement formé de nuages de type stratus ou stratocumulus au-dessus de la polynie et ceux-ci joueraient un rôle direct sur les propriétés microphysiques des nuages (poids des aérosols, rayon des gouttelettes formant les nuages et contenu en eau liquide de ceux-ci.)

La variabilité interannuelle dans la polynie NOW est grande. Un dipôle du pont de glace (bridge dipole) opère dans le Nares Strait et le Smith Sound : lorsque l'anomalie de la formation de la glace de mer dans le Nares Strait augmente (décroît), elle diminue

(augmente) dans le Smith Sound. Entre 1979 et 1996, ce dipôle fut présent plus fréquemment dans le mode négatif (positif) dans le Nares Strait (Smith Sound), ce qui suggère que la présence du pont de glace diminuait pendant cette période (Barber *et al.* 2001). La stabilité du pont de glace serait reliée à la distribution des plaques de glace (i.e. le pourcentage de glace de première année et glace multi-annuelle) entrant dans le Kane Bassin qui en retour, serait reliée à la circulation océanique à grande échelle dans l'Arctique.

Sur le plan biologique, on croit que les polynies sont des foyers d'intense production d'herbivores qui assurent le transfert de l'énergie solaire fixée par les algues planctoniques vers les morues arctiques, les phoques, les ours polaires et les humains. (Barber *et al.* 2001). La fonte hâtive de la glace de mer aurait des influences sur les processus biologiques sous diverses formes. L'augmentation de l'énergie solaire dans la couche de surface, le réhaussement du mélange dans la couche, différents niveaux de stratification suite à l'apport d'eau de fonte, une plus haute teneur en nutriment, la variabilité temporelle de la présence de la glace de mer sont des conditions critiques pour la production primaire et les prédateurs. Au printemps, la floraison du phytoplancton est faible due à la faible intensité lumineuse solaire disponible sous le couvert de glace. Au fur et à mesure que l'intensité lumineuse solaire augmente due à la perte de la couverture de la neige sur la glace par la fonte, la production biologique augmente rapidement (Carmack *et al.* 2004). La floraison du phytoplancton dans les régions de glace saisonnière comme dans l'archipel Canadien (Barrow Strait) commence typiquement à la mi-juillet lorsque la fonte de la glace permet une plus grande pénétration de l'énergie solaire et stratifie la surface de la colonne d'eau. Dans la

région de la polynie NOW, la floraison du phytoplancton commence 2.5 mois plus tôt que dans le Barrow Strait à cause de la présence d'une surface partiellement libre de glace et la fonte plus hâtive (Tremblay et *al.* 2002).

1.4 Équations de base de la thermodynamique de la glace de mer

Étant donné l'utilisation d'un modèle couplé neige/glace de mer pour réaliser la présente étude, il s'avère utile de faire une description plus approfondie de l'aspect thermodynamique de la glace et de la neige, tel que présenté dans un modèle numérique.

La thermodynamique de la glace de mer est décrite par l'équation classique de conduction de la chaleur :

$$\partial/\partial t (\rho_i c_i T) = \nabla \cdot (k_i \nabla T) + q \quad (1)$$

où t est le temps, ρ_i est la densité de la glace, c_i est la chaleur spécifique de la glace, T est la température de la glace, k_i la conductivité de chaleur dans la glace, et q un terme de source interne. Le terme de source interne consiste en la radiation solaire pénétrant dans la glace. Pour modéliser la croissance de la glace, l'équation (1) peut être simplifiée. Le gradient vertical de température étant normalement beaucoup plus grand que le gradient horizontal, le flux de chaleur est principalement vertical. Ainsi l'équation (1) se résume à :

$$\partial/\partial t (\rho_i c_i T) = \partial/\partial z (k_i \partial T/\partial z) + q \quad (2)$$

où le sens positif pris par z est vers le haut. La température au bas de la couche de glace est fixée à la température de congélation T_f de l'eau de mer.

$$\text{Base} \quad T=T_f \quad (3)$$

Le niveau le plus bas de la couche de glace est variable et dépend de la fonte (ablation) ou la formation de glace :

$$\rho_i L \frac{dH}{dt} = -k_i \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{\text{bas}} - F_o \quad (4)$$

où L est la chaleur latente de fusion et F_o le flux de chaleur océanique vers la glace. L'épaisseur de la glace H peut aussi changer au sommet de la couche et on a alors

$$\rho_i L \frac{dH}{dt} = k_i \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{\text{haut}} + Q_t \quad (4b)$$

Les équations (2)-(4) décrivent la conduction de chaleur au travers de la glace, et l'évolution de l'épaisseur de glace. Le problème suivant consiste à spécifier les propriétés thermodynamiques de la glace et à déterminer les composantes du flux Q_t de surface. Q_t le flux de chaleur à la surface (bilan d'énergie) est donné par :

$$Q_t = \pm SH \pm LH + Lw\downarrow - Lw\uparrow + Sw\downarrow - Sw\uparrow - F_s \quad (5)$$

où SH est le flux de chaleur sensible, LH le flux de chaleur latente, LW le flux d'ondes longues incident et réfléchi, SW le flux d'ondes courtes incident et réfléchi, F_s le flux d'ondes longues émises par la surface de neige ou de glace, F_c le flux de conduction de chaleur dans la neige ou la glace en surface. Le flux d'ondes longues est une expression qui dépend de la température de l'air et du couvert nuageux, il est d'origine atmosphérique. Le flux d'ondes longues émises de la surface dépend de l'emmissivité de celle-ci. Le flux d'ondes courtes dépend de l'angle zénithal solaire, du couvert nuageux et de la pression de vapeur dans la troposphère. Le flux d'ondes courtes réfléchies de la surface dépend de l'albédo. Une conclusion souvent rencontrée dans les études utilisant des modèles numériques unidimensionnels est que le système glace/neige est très sensible à la valeur de l'albédo. Les autres variables interagissant à

la surface, tels la fraction nuageuse, les flux de chaleur sensible et latente sont secondaires comparés à l'effet de l'albédo. Par contre, la masse de glace dans l'Arctique dépendrait de manière sensible des forçages, tels le flux de chaleur océanique, la tension du vent, la divergence de la glace, les précipitations de neige, et la température de l'air (Mellor et Hakkinen, 1994 ; Fleming 1991).

La formation de la glace sur la mer est différente de celle en eau douce. La salinité de l'eau de mer diminue le point de congélation à -1.8°C et produit une intrusion du sel dans la glace. Le point de congélation de l'eau de mer est une fonction bien connue dépendant de la salinité et de la pression. Le sel dans la glace de mer est sous forme de saumure et de cristaux de sel ; la proportion dépend de la température de la glace. La salinité de la saumure dépend du point de congélation, elle augmente lorsque la température diminue. La salinité de la glace change suivant la fonte et la formation de la glace à la frontière de la couche et forme des poches de saumure dont le volume change selon la température. Le volume augmente rapidement à des températures supérieures à environ -5°C . Les cristaux de sel, eux, existent uniquement à très basse température, et ont un effet négligeable sur les propriétés thermiques de la glace.

La présence de saumure et les changements de phases qui lui sont associés font que la glace de mer ne possède pas un point de congélation fixe. Les changements de température occasionnent toujours la formation ou la fonte de poches de saumure à la frontière de la couche. La chaleur latente de fusion est de 335 J g^{-1} pour la glace pure. Dans le cas de la croissance de la glace de mer, plus il y a de saumure emprisonnée dans la glace, moins grande est la pureté de la glace par unité de volume par rapport à la glace pure, et plus la chaleur de fusion effective diminue (Cox et Weeks, 1988).

Les propriétés thermodynamiques de la glace de mer dépendent de la température et de la salinité. La densité utilisée lors de la modélisation est pratiquement constante, $\rho_i = 900 \text{ kg m}^{-3}$. Cependant, suite à la présence de saumure, la chaleur spécifique et la conductivité thermique sont très sensibles à la température, lorsqu'elle près du point de congélation.

La chaleur spécifique d'un milieu donne la quantité de chaleur nécessaire pour que la température augmente de 1° C par unité de masse. Pour que la température augmente dans la glace de mer, il faut que la chaleur augmente la température de la glace et de la saumure. La fonte d'une fraction de la glace de mer décroîtra la salinité de la saumure. À cause de l'effet de changement de phases, la chaleur spécifique de la glace de mer augmente avec la température et augmente d'autant plus rapidement que la température approche la température de congélation (Wadham, 2002). La conductivité thermique décrit l'habilité du milieu au transport thermique. Pour la glace de mer, la chaleur est conduite à travers la glace et les poches de saumure. Lorsque la température augmente, le volume des poches de saumure augmente, et ainsi la conductivité thermique de la glace de mer diminue lorsque la température augmente. Le flux de conduction de chaleur dépend de la conductivité thermique dans la glace et de la température de la base considérée comme étant celle de la température de congélation de l'eau de mer. La conductivité thermique est contrainte par une variation de densité introduite par un terme de salinité dans la glace qui dépend de la profondeur (Ono, 1968).

Untersteiner (1968) décrit quatre mécanismes de désalinisation de la glace de mer : 1) la migration de poches de saumure et l'expulsion de celles-ci, un processus lent contrôlé par la température et son gradient à l'intérieur de la glace; 2) le drainage de la saumure

par réseaux de canaux de saumure; 3) la remontée via ces canaux de l'eau de mer lors d'une précipitation de neige sur le couvert de glace et 4) le rejet qui s'ensuit (flushing) lors de la période de fonte.

Le flux de chaleur aux interfaces air-glace ou air-neige consiste en des échanges turbulents de chaleur avec l'atmosphère, et un échange radiatif net. Ces échanges dépendent des conditions atmosphériques, des caractéristiques du type de surface et de la température de surface de la neige ou de la glace. Ce flux de chaleur est hautement couplé avec le système neige-glace et doit être déterminé simultanément lors de la résolution de l'équation de conduction de chaleur dans la glace et la neige.

Les flux de chaleur sensible et latente peuvent être normalement déterminés en utilisant des coefficients d'échange turbulents de chaleur. Des équations semi-empiriques sont généralement utilisées pour ces composantes turbulentes. Ces méthodes peuvent parfois occasionner des résultats erronés ; en particulier, les coefficients d'échange turbulents de chaleur sont très sensibles à la stabilité atmosphérique, et la radiation nette est très sensible au couvert nuageux. Aussi, ces flux ont-ils avantage à être déterminés selon une approche de couche limite atmosphérique (flux de chaleur turbulents) en utilisant des données de température et d'humidité à 10 m. Les flux de chaleur turbulents au-dessus de l'eau libre de glace peuvent être deux fois supérieurs et de signes contraires à ceux au-dessus de la glace, d'où l'importance de bien représenter ces flux.

Le flux de chaleur océanique est considéré comme une source externe. Il peut être imposé ou paramétrisé ou déterminé par un modèle océanique. Maykut et Untersteiner (1971) utilisent comme valeur de flux de chaleur océanique une constante de 2 W m^{-2} . Cette constante représente une simplification utilisée dans le cas de l'Arctique et est

considérée comme une moyenne annuelle, étant donné la difficulté que représente la mesure in situ de ce flux. C'est une constante qui demande à être mieux connue puisqu'elle est une source ayant effet directement sur l'ablation ou l'accrétion de glace sous le couvert glaciaire. Saenko et *al.* (2002) utilisent plutôt une expression qui fait intervenir la température de surface de la couche de mélange mensuelle et la température du point de congélation de l'eau de mer pour déterminer le flux de chaleur océanique de façon à assurer une moyenne annuelle de 2 W m^{-2} . Actuellement, de plus en plus d'efforts sont faits afin de représenter le flux de chaleur océanique via une modélisation des phénomènes physiques qui existent entre la glace et l'océan, à travers un couplage glace-océan (Lemke et *al.* (1990) et Martinson et Iannuzzi (1998). Le modèle de Lemke est un modèle unidimensionnel de couche de mélange-pycnocline. Il calcule le flux de chaleur océanique dans la couche de mélange sous le couvert de glace par l'écart de la température entre la pycnocline et la température du point de congélation de l'eau de mer à travers un terme d'entraînement de sel et de chaleur. Le modèle de Martinson utilise plutôt la linéarisation des profils de température et de salinité afin de déterminer le flux de chaleur océanique résultant de la diffusion et de l'entraînement de sel et de chaleur. La représentation de la couche de mélange peut provenir d'observations ou d'un modèle couplé tridimensionnel. Mellor et Kantha (1989) ont élaboré un modèle unidimensionnel turbulent de transfert de chaleur reconnaissant l'importance du transfert de chaleur dans la formation des fissures dans le couvert de glace. Par la suite, Hakkinen et Mellor (1994) ont construit un modèle couplé bidimensionnel glace/océan qui incluait la couche de mélange.

1.5 Le rôle de la neige

S'il y a un couvert de neige sur la glace, l'équation de conduction de chaleur à travers la neige doit être introduite. Elle prend une forme similaire à celle pour la glace :

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_s c_s T) = \frac{\partial}{\partial z} (k_s \frac{\partial T}{\partial z}) + q \quad (6)$$

où ρ_s , c_s et k_s sont la densité, la chaleur spécifique et la conductivité thermique de la neige respectivement. Les conditions aux frontières à l'interface glace-neige sont spécifiées par la continuité du flux de chaleur :

$$k_i \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{\text{glace}} = k_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{\text{neige}} \quad (7)$$

et au sommet du couvert de neige par :

$$\text{Sommet} \quad k_s \frac{\partial T}{\partial z} = -Q_t \quad (7a)$$

Le changement de l'épaisseur de neige est déterminé par la prescription de la précipitation, la prédiction d'un taux de fonte, et d'une loi d'évolution de la densité de la neige. Comme première approximation, la chaleur spécifique de la neige est constante et la conductivité de la neige dépend uniquement de la densité. La conductivité thermique joue un rôle majeur et est très sensible à la densité de la neige. La conductivité thermique de la neige est d'environ 10 % de celle de la glace, i.e. une couche de 10 cm de neige est un aussi bon isolant qu'une couche de glace de 100 cm. Par contre, la conductivité thermique de la neige peut varier d'un ordre de grandeur pour un intervalle de densité de neige de 0.1-0.4 g cm⁻³. Le fait que la densité de la neige change de façon significative avec le temps vient compliquer le problème relié à l'effet de la couverture de neige sur la glace. La neige fraîche peut avoir une densité aussi faible que 0.1 g cm⁻³, et après une période d'une semaine ou plus, elle peut atteindre une densité de 0.3-0.4 g cm⁻³; 0.3 g cm⁻³ peut être considéré comme la densité

typique de la neige sur la glace. L'accumulation du couvert de neige, dû au vent, augmente l'efficacité isolante de la neige.

Des modèles couplés entre la surface de neige et la glace permettent de simuler numériquement la température dans la neige suivant les effets de la densité de la neige, le diamètre du grain, le contenu en eau liquide, le métamorphisme de la neige, le compactage, l'effet de la fonte, l'infiltration de l'eau, l'effet du vent sur la neige et la salinité de la neige.

La neige n'est pas qu'un isolant passif entre la glace et l'atmosphère. Dans les régions où la précipitation de neige est grande, une nouvelle composante s'ajoute au problème thermodynamique. Selon le principe d'Archimède, le niveau de la surface d'eau coïncide avec l'interface glace-neige lorsque : $\rho_s h = (\rho_w - \rho_i) H$, où h est l'épaisseur de la neige et ρ_w la densité de l'eau de mer. Si la masse de neige augmente, la base de la couverture de neige sera immergée et une couche de neige mouillée se développera éventuellement. Le problème de conduction se change alors en un système à trois couches. Immédiatement après l'immersion de la neige, des cristaux de glace peuvent se former ou fondre dans la neige mouillée et la température de la neige mouillée est alors égale à la température de congélation. De plus, le problème d'immersion de la neige modifie le profil de salinité de la glace. La quantité de sel introduite dans la glace dépend du niveau d'immersion et lors de la croissance de la glace il y a un rejet de saumure alors que la couche de neige mouillée peut devenir très saline. La modélisation de cette situation à trois couches a été faite par Leppäranta (1993) et Andreas et *al.* (2004), mais ne sera pas considérée dans mon étude.

Lors de la fonte de la couverture de neige sur la glace marine, l'eau de fonte tend à former des mares au printemps. L'eau de fonte dans les mares se déverse sous le couvert de glace suite aux processus successifs du drainage gravitationnel, rétention, percolation et évacuation (flushing) à travers la glace. L'eau de fonte déversée vers la couche de surface océanique, tend à stabiliser celle-ci. Le couvert de neige contrôle aussi la quantité de lumière (solaire et atmosphérique) sous le couvert de glace, là où les algues de glace peuvent être présentes. La croissance des algues de glace est régularisée par la présence de la lumière (Gosselin et *al.* 1990). Le début de la croissance des algues est principalement limité par la lumière et le déclin du taux de croissance par la lumière et l'apport de nutriment provenant de la couche de mélange suite à la présence de lentille d'eau douce formés par l'eau de fonte de la neige et le couvert de glace (Gosselin et *al.* 1990). L'eau de fonte du couvert de neige est évacuée à travers les canaux de saumure dans la glace, qui sont soumis à la fonte de leurs parois, l'élargissement et l'interconnection de ceux-ci et qui se manifestent lorsque la température de la glace augmente (Golden, 2001). L'eau de fonte ainsi évacuée a pour effet de larguer les algues de glace vers la colonne d'eau. Selon Fortier (1999), la chute précoce de pluie sur la neige ou une vague de chaleur dans l'Arctique aurait pour effet d'augmenter le taux de fonte de la neige et d'effectuer un largage rapide des algues de glace vers la colonne d'eau suivi d'une intense période de floraison de phytoplancton sous la glace. Ainsi dans le cas d'un réchauffement climatique dans l'Arctique, cela aurait pour effet de réduire la période annuelle de croissance des algues de glace, de décroître la biomasse et la perte rapide des algues (Lavoie, 2005). Lors de la formation de la glace en automne, la biomasse algale est fortement réduite suite à la diminution de l'apport de lumière et le brassage de la couche de surface par les tempêtes.

1.6 Discussion des modèles numériques de glace de mer bien connus

Maykut et Untersteiner (1971) ont élaboré un modèle thermodynamique unidimensionnel de la glace de mer, calculant l'évolution de l'épaisseur de glace et le profil vertical de la température dans la glace. Ils ont inclus l'effet de la salinité de la glace, les poches de saumure emprisonnée dans la glace, la chaleur due à la pénétration de la radiation d'ondes courtes dans la glace, la variation verticale de la densité, de la conductivité et de la chaleur spécifique. Des équations semi-empiriques, fonctions de la salinité et de la température, sont utilisées pour calculer la capacité thermique (le produit de la densité avec la chaleur spécifique) et la conductivité de la glace. C'est l'un des modèles les plus complets. Par contre, il nécessite une longue période de simulation avant d'atteindre l'équilibre et obtenir des résultats représentatifs du cycle annuel de l'épaisseur de glace multi-annuelle, ce qui en fait un modèle inutilisable pour une simulation bidimensionnelle. Les incertitudes majeures dans le modèle sont les spécifications de l'albédo de surface, le taux de précipitation de neige et le flux de chaleur océanique. Le cycle de l'albédo fluctue grandement selon les conditions synoptiques atmosphériques, suite à l'apport de pluie ou de neige, il sera plus élevé au printemps, décroîtra rapidement lorsque la fonte débutera et décroîtra encore plus lorsque la neige fond et fait place à des mares au-dessus de la surface de la glace. Dans les modèles climatologiques, une version simplifiée du modèle de Maykut et Untersteiner est largement utilisée, soit le modèle de Semtner (1976) qui permet d'obtenir des résultats similaires. Le modèle de Semtner réduit considérablement le nombre de niveaux verticaux et utilise des constantes au lieu de variables pour la chaleur spécifique et la conductivité de la glace et de la neige, ce qui en fait un modèle

plus apte à être utilisé pour des simulations bidimensionnelles. Une version bidimensionnelle largement utilisée dérivant du modèle de Semtner est le modèle de Parkinson et Washington (1979). De plus Hibler (1979) propose un modèle dynamique thermodynamique qui sera largement utilisé dans son aspect dynamique par la plupart des modèles subséquents. Il faudra attendre près de 20 ans avant qu'une amélioration de la dynamique du modèle de Hibler soit apportée par Tremblay et Mysak (1997).

Le modèle climatique de Flato et Brown (1996) est différent de celui de Parkinson et Washington de par la paramétrisation des flux d'ondes courtes, d'ondes longues, et d'albedo et spécifiquement utilisé pour la glace rattachée à la côte. Le calcul du bilan de surface du modèle de Flato et Brown est conçu de façon semblable à celui effectué par Maykut et Untersteiner. La paramétrisation de la conductivité thermique et de la capacité thermique de Flato et Brown est tirée du modèle de Ebert et Curry (1993), un modèle unidimensionnel intermédiaire entre celui de Maykut et Untersteiner et de Semtner. Le couplage du modèle de couche de neige (SNTHERM, Jordan 1991) et le modèle de Flato et Brown ont déjà permis de déterminer l'épaisseur de la glace et le moment de rupture de la glace au printemps de façon relativement exacte (Hanesiak et *al.* 1999) en utilisant un pas de temps horaire. Le modèle utilisé dans la présente étude pour le calcul des changements d'épaisseur de la couverture de neige et des couches de glace est le modèle thermodynamique unidimensionnel neige/glace couplé par Hanesiak et *al.* (1999). Le modèle SNTHERM est un modèle de calcul de la masse de la neige et de bilan d'énergie à la surface qui a été originellement conçu pour la couverture de la neige sur le sol. C'est un modèle multi-couche qui constitue un des meilleurs modèles actuellement (Brown et *al.*, 2006). La version SNTHERM utilisée ici

est adaptée pour un environnement marin et a été utilisée lors de l'étude budget de chaleur de la neige sur la glace lors de l'expérience North Pole 4 (Jordan et *al.* 1999). Une partie de cette adaptation consistait à introduire un nouveau coefficient de transfert dans la paramétrisation du calcul du flux de chaleur sensible (windless transfer coefficient) pour tenir compte des échanges de chaleur lorsque le vent était faible. Cela permettait d'éviter d'obtenir des températures de surface qui autrement étaient beaucoup trop basses, un problème commun de modélisation durant les périodes de pertes radiatives (ondes longues) et de faible vent. Jordan et *al.* (1999) ont introduit aussi un algorithme pour tenir compte de la densité de la neige nouvellement tombée et l'accumulation de la neige soufflée par le vent. Le modèle de glace utilisé pour le couplage est le même que celui qui a servi à effectuer une étude sur la variabilité et la sensibilité sur le climat de la glace de mer côtière (landfast ice) (Flato et Brown, 1996). Les modèles de glace et de neige sont couplés au sommet de la couche supérieure de glace et possèdent des propriétés thermiques similaires (température, densité, conductivité thermique, capacité thermique). Le flux de chaleur provenant du modèle de neige est passé au modèle de glace à chaque pas de temps (Hanesiak, 2001). Le modèle de glace est similaire à celui de Semtner (1976) et d'autant plus près de celui de Ebert et Curry (1993). La glace de mer côtière est une couverture de glace relativement immobile adjacente à la côte. Étant donné les nombreuses îles et passages étroits dans l'archipel Arctique canadien, cette glace peut être considérée comme côtière. Le modèle est donc strictement thermodynamique ; il n'y a pas d'advection de glace, la formulation du modèle servant à déterminer l'épaisseur de glace est présenté en annexe 1. Ces modèles présentent toujours la lacune d'un profil de salinité dans la glace qui est fonction de l'épaisseur, indépendant de la température. Les premiers essais d'un modèle

de glace couplé température-salinité ont été effectués par Cox et Weeks (1988), et le développement de la paramétrisation de modèles de salinité nécessite encore des efforts d'essais de modélisation et d'observation. Par contre, Bitz et Limpscomb (1999) ont fourni une expression tenant compte du profil de salinité non-linéaire et de température dans la composante de la capacité thermique de la chaleur pour calculer la nouvelle épaisseur de glace. Une expression évolutive de la salinité dans la glace est en développement (Vancoppenolle et Fichefet, 2005). Les recherches actuelles de la représentation de la thermodynamique de la glace de mer se concentrent principalement sur la formulation de l'albédo, la salinité de la glace avec ses effets, le flux océanique, et la pénétration de la radiation solaire dans la glace. Enfin, plusieurs modèles climatiques emploient des représentations hautement idéalisées de la glace de mer et de l'interaction entre l'océan et l'atmosphère. De telles simplifications contribuent à l'incertitude des projections sur le changement de climat, particulièrement en haute latitude (Saenko et *al.* 2002). Le tableau 1 présente les modèles thermodynamique de glace bien connus. En annexe est présenté avec plus d'approfondissement la formulation du modèle thermodynamique utilisé dans cette étude.

Tableau 1 (Inspiré du tableau de Launiainen et Cheng, 1998)
Modèles thermodynamiques de glace bien connus.

Modèle	Modèle physique	Nombre de couche (Ni, glace; Ns, neige)	Pas de temps (h)	Sortie	Caractéristiques
Stephan (1891)	Conduction de la chaleur dans la glace.	Ni=1		Hi(t)	Modèle analytique d'une glace homogène.
Untersteiner (1964)	Conduction de la chaleur, saumure et pénétration solaire.	Ni multiple	1 annuel	Ti(z,t)	Saumure et densité incluse, observations en surface, méthode explicite de conduction.
Maykut et Untersteiner (1971)	Conduction de la chaleur à travers la glace et la neige, saumure et pénétration solaire, balance d'énergie en surface et à la base.	Ni, Ns, multiple	12 saisonnier ou annuel	Hi(t) Ti(z,t) Ts(t)	Température de surface via le bilan d'énergie, flux prescrit en surface, albédo et flux océanique testés.
Semtner (1976)	Modèle simplifié de Maykut et Untersteiner.	Ns=1, Ni=2	8 saisonnier ou annuel	Hi(t) Ti(z,t) Ts(t)	Température de surface via le bilan d'énergie, modèle utilisé lors de couplage atmosphère - océan.
Parkinson et Washington (1979)	Semblable à Semtner avec paramérisation des flux de surface.	Ns=1, Ni=1	8 annuel	Hi(t) Ts(t)	Modèle dynamique et thermodynamique pour large échelle,
Leppäranta (1983)	Ajout du compactage de la neige et d'une couche mélangé neige-glace.	Ns=1, Ni=1, Nsi=1	24 saisonnier	Hi(t) Hs(t) Hi(t) ps(t)	Rôle de la neige et l'immersion de celle-ci, conditions aux frontières prescrites.
Gabison (1987)	Échange de chaleur en surface, couche de mélange océanique avec convection et turbulence à la base.	Ns=1, Ni=3	12	Hi(t) Ti(z,t) Ts(t) Fo(t)	Couche de mélange interagit sur la glace. Méthode Crank-Nicholson pour l'équation de chaleur.

Lemke (1987)	Semblable à Semtner avec couche de mélange - pycnocline couplée avec la glace.	Ni=2, multiple dans l'océan	24 annuel	Hi(t) Fo(t)	Focus sur la couche de mélange océanique avec un flux océanique variable.
Cox et Weeks (1988)	Balance d'énergie en surface, capture et expulsion du sel, drainage par gravité.	Ni=1	Temps requis à la croissance de 0.5cm de glace. saisonnier	Si(z,t) Ti(t)	Rôle thermique de la saumure dans la glace.
Omstedt (1990)	Glace couplée avec modèle de turbulence océanique.	Ns=1, Ni=1	24 saisonnier	Hi(t) Ai(t)	Dynamique et thermodynamique couplés à l'océan. Appliqué à des bassins semi-fermés.
Ebert et Curry (1993)	Thermodynamique complète	Ni et Ns multiples	8 saisonnier ou annuel	Hi(t) Ti(z,t) Ts(t)	Méthode itérative pour déterminer la température de surface. Méthode explicite Dufort-Frankel pour l'équation de conduction.
Launiainen et Cheng (1998) méthode	Modèle 1-D dans la glace et la neige	Ni et Ns multiples	à partir de 10^{-1} , de synoptique à climatique.	Hi(t) Ts(t)	Haute résolution verticale, itérative pour la température de surface, méthode d'interpolation intégrale pour l'équation de conduction.
Bitz et Lipscomb (1999)	Modèle 1-D dans la glace et la neige	Ns = 1 Ni = multiples	24 annuel climatique	Hi(t) Hs(t) Ts(z,t) Ti(z,t)	Modèle à conservation d'énergie tenant compte de la fonte de la saumure en surface.

Ukita et Martinson (2001)	Modèle 1-D dans la glace et la neige	Ni et Ns multiples	24 annuel	Hi(t) Hs(t) Ti(z,t) Ts(z,t)	Niveaux dans la glace variables selon l'épaisseur totale. Température de surface calculée implicitement.
Huwald, Tremblay et Blatter (2005)	Modèle 1-D dans la glace et la neige	Ni et Ns multiples	24 annuel	Hi(t) Hs(t) Ti(z,t) Ts(z,t)	Transformation des coordonnées des niveaux avec re-nivellements automatique.
Cette étude	Modèle 1-D dans la neige (Jordan, 1991) et la glace (Flato et Brown, 1996), modèle couche de mélange-pycnocline (Lemke, 1990) et convection océanique (Martinson et Iannuzzi, 1998) couplés à la glace.	Ni et Ns multiples, multiple dans l'océan	1 saisonnier ou annuel	Hi(t) Hs(t) Ti(z,t) Ts(z,t) Fo(t)	Haute résolution verticale, température de surface via la balance d'énergie méthode Crank- Nicholson pour l'équation de conduction.

Ai(t) concentration de la glace, Hi(t) épaisseur de glace, Hsi(t) épaisseur de neige-glace, Ti(z,t) température de la glace, Ts(s,t) température de la neige, Ts(t) température de surface, Fo(t) flux de chaleur océanique, Hs(t) épaisseur de neige, Si(z,t) salinité de la glace, ps(t) densité de la neige.

CHAPITRE 2

Étude de sensibilité effectuée pour Resolute Bay

2.0 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de valider des nouvelles paramétrisations des flux radiatifs et de flux de chaleur océanique et d'étudier la sensibilité de celles-ci sur l'épaisseur de la glace et de la neige. Les paramétrisations des flux radiatifs seront validés pour l'année 1992 et utilisées par la suite avec les flux de chaleur océanique pour effectuer l'étude de sensibilité en 1994, année où les données océaniques sont disponibles. Ainsi cette étude de sensibilité pour Resolute Bay, en 1994, est effectuée en validant :

- 1) une nouvelle paramétrisation du flux d'ondes longues (atmosphérique) d'Hanesiak et al. (2001) et une paramétrisation d'ondes courtes (solaire) de Moritz (1978) pour l'an 1992.

Ces paramétrisations seront comparées à celles existant originellement dans le modèle neige/glace. Les paramétrisations les plus efficaces serviront au calcul des flux radiatifs indispensables à la réalisation de l'étude des épaisseurs de glace et de neige pour l'année 1994, les flux radiatifs observés n'étant pas disponibles en 1994.

- 2) une paramétrisation du flux océanique en utilisant deux nouveaux modèles permettant le calcul du flux de chaleur océanique, soit le modèle de Lemke et al. (1990) et le modèle de Martinson et Iannuzzi (1998). Ces modèles permettront de combler une lacune dans le modèle glace/neige qui utilise un flux de chaleur océanique constant sans considération physique de la composante océanique. Le

choix de l'année 1994 pour l'étude des épaisseurs de glace et de neige est justifié par l'accessibilité des profils de température et de salinité océaniques pour le calcul du flux de chaleur océanique. Le modèle utilisé pour le calcul des changements d'épaisseurs de la couverture de neige et des couches de glace est le modèle thermodynamique unidimensionnel couplé neige/glace. Plus spécifiquement le modèle SNTHERM pour la neige (Jordan, 1991) et pour la glace le modèle de Flato and Brown (1996). Ces modèles ont été couplés par Hanesiak (2001).

2.1 Données

Au printemps et en été 1992, pendant la campagne SIMMS (Seasonal Ice Monitoring and Modelling Site) près de Resolute Bay (figure 2), des observations de flux d'ondes longues incidentes et réfléchies, ainsi que des observations de flux d'ondes courtes incidentes et réfléchies ont été prises. Les autres observations incluaient aussi des profils de température dans la neige et la glace et ainsi que leurs épaisseurs. La campagne de mesure s'étendait du 18 avril au 27 juin (jours de l'année 1992, 108 à 176). De plus, des observations horaires météorologiques standard provenaient de Resolute via le service de l'environnement atmosphérique du Canada. Ces données pertinentes incluent la température de l'air, l'humidité relative, la vitesse du vent, la précipitation et la fraction de couverture nuageuse. En 1994, Fortier et al. (2002) ont échantillonné du 29 avril jusqu'au moment de fonte complète de la glace (break-up) le 11 juillet (jours de l'année 1994, 119 à 192), 27 profils de température et de salinité près de Sommerville Island (figure 2) à l'aide d'un appareil CTD (conductivité-température-profondeur) descendu sous la glace. L'échantillonnage a été effectué

approximativement à 15 km du site de la campagne SIMMS de 1992. Cette région est typiquement recouverte d'une couche de neige d'octobre à juillet, avec une épaisseur de glace d'environ 2 m, tel qu'observé par les épaisseurs de neige et de glace en 1992. La différence majeure entre les conditions météorologiques de SIMMS 1992 et 1994, est que la fonte de la neige a été relativement précoce en 1994, dû à une précipitation de pluie significative tôt au printemps (Fortier et al. 2002). En plus des profils de température et de salinité sous la glace, recueillis en 1994, des observations météorologiques horaires standard de Resolute Bay étaient aussi disponibles.

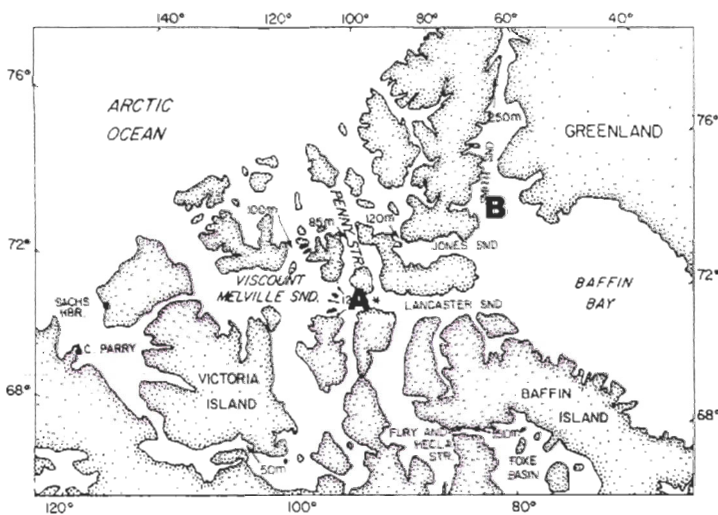


Fig. 2A)

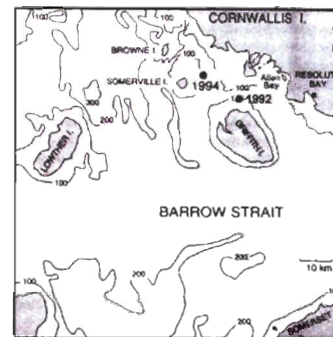


Fig. 2B)

Figure 2A : Archipel arctique canadien avec la région de Barrow Strait (A) et de la polynie des Eaux du Nord (NOW) (B). (Modifié de Prisenberg et Bennett, 1987).

Figure 2B : Région géographique de Resolute Bay , Nunavut, et camps sur la glace côtière (first-year sea ice) du site SIMMS 1992 (Seasonal Ice Monitoring and Modelling Sites) et position de la station d'échantillonnage près de Sommerville Island 1994 (modifié de Fortier et al. 2002) dans le Barrow Strait.

2.2 Étude de sensibilité du flux d'ondes longues

Le but ici est d'effectuer une étude de sensibilité de la paramétrisation originale contenue dans le modèle SNTHERM, soit celle de Idso (1981), en la comparant avec les observations. J'établirai par la suite une comparaison avec une nouvelle paramétrisation recommandée, la paramétrisation modifiée de Maykut et Church (Hanesiak et al. 2001), (voir figure 3). L'étude de sensibilité est justifiée par le fait que le flux d'ondes longues intervient dans le processus de rétroaction positive glace/nuage/ondes longues, et qu'il est nécessaire d'utiliser la paramétrisation la plus adéquate dans le contexte d'une étude arctique comme celle-ci. Le processus de rétroaction positive est le suivant : la présence de nuages augmente le flux d'ondes longues de l'atmosphère vers la surface, ce qui a pour effet de ralentir la croissance de la glace et de causer une fonte qui rehausse les flux d'humidité de la surface vers l'atmosphère et la formation nuageuse. La présence nuageuse fait que l'absorption du flux d'ondes longues par la surface est plus variable que le flux d'ondes émises par la surface. La paramétrisation flux incident d'ondes longues dépend à la fois de la température de la surface, du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère et de la fraction nuageuse. Le problème de la paramétrisation de la fraction nuageuse dans les flux d'ondes longues et courtes se répercute sur le calcul du bilan radiatif à la surface. Il est désormais bien connu que la nébulosité joue un rôle primordial dans l'incertitude des projections de l'évolution des systèmes climatiques.

La paramétrisation de Idso contenue originalement dans SNTHERM présente deux désavantages : d'une part elle a été conçue à partir de données provenant d'un

environnement nordique avec végétation, et d'autre part il faut appliquer une correction de l'émissivité atmosphérique à partir des valeurs de température et pression de vapeur. Le calcul de l'émissivité à partir des nuages a été effectué dans un environnement de forêt boréale. Même si cette paramétrisation est un bon indicateur de radiations d'ondes longues, il peut parfois ne pas être assez précis pour le calcul d'un bilan d'énergie (Jordan et al. 1989).

La paramétrisation par ciel clair (skc) de Idso (1981) s'écrit comme suit :

$$L_{skc} \downarrow = \sigma \varepsilon_{air} T_a^4 = \sigma (0.70 + 5.95 \times 10^{-5} P_{v,air} e^{1500/T_a}) T_a^4 \quad (8)$$

où ε_{air} est l'émissivité atmosphérique, $P_{v,air}$ est la pression de vapeur au-dessus de la surface (mb), T_a est la température de l'air au-dessus de la surface (°K) à 2 mètres, σ est la constante de Stephan Boltzmann. L'émissivité atmosphérique est ajustée en utilisant la correction de Watchmann (Hodges et al. 1983) :

$$\varepsilon'_{air} = -0.792 + 3.161 \varepsilon_{air} - 1.573 \varepsilon_{air}^2 \quad (9)$$

où ε'_{air} est la correction pour l'emmissivité atmosphérique.

La paramétrisation alternative à la précédente est celle modifiée de Maykut et Church. Suite à une étude réalisée par Hanesiak et al. (2001), ceux-ci recommandent la paramétrisation modifiée de Maykut et Church applicable pour les polynies avec glace côtière et un environnement terrestre arctique. La paramétrisation est la suivante :

$$L_{skc} \downarrow = 0.729 \sigma T_a^4 \quad (10)$$

qui devient lors de la présence de nuage (full):

$$L_{\text{full}} \downarrow = L_{\text{skc}} \downarrow (1 + 0.32 \text{Fn}^{2.75}) \quad (11)$$

où Fn est la fraction nuageuse et Ta la température de l'air.

Suite aux tests effectués avec chacune des paramétrisations, je calcule que l'erreur rms entre le flux d'ondes longues observées par ciel clair et la paramétrisation modifiée de Maykut et Church est de 1.18 W m^{-2} et celle de Idso de 1.37 W m^{-2} . Lorsque l'on fait intervenir la fraction nuageuse, l'erreur rms de la paramétrisation modifiée est de 0.62 W m^{-2} , alors que celle de la paramétrisation de Idso est de 0.68 W m^{-2} . Les moyennes pour les flux d'ondes longues incidentes avec fraction nuageuse sont respectivement de 232.8 W m^{-2} , 228.5 W m^{-2} et 232.7 W m^{-2} pour les observations, la paramétrisation modifiée de Maykut et Church et de Idso. Pour les flux d'ondes longues émises de la surface, l'erreur rms entre les flux émis observés et ceux provenant de la paramétrisation modifiée est de 0.28 W m^{-2} dans le cas de ciel clair et de 0.23 W m^{-2} avec l'ajout de la fraction nuageuse, alors que celle obtenue par la paramétrisation de Idso est de 0.36 W m^{-2} dans le cas de ciel clair et de 0.22 W m^{-2} avec l'ajout de la fraction nuageuse. L'émissivité de la surface qui intervient dans l'émission du flux d'ondes longues dans les paramétrisations est prise constante à 0.90, (figure 4). On peut donc conclure que les paramétrisations performant très bien et de façon relativement semblable mais que la paramétrisation modifiée de Maykut et Church présente une plus faible valeur d'erreur rms. Ceci permet de valider d'autre part les données de fraction nuageuse, puisque les paramétrisations donnent des résultats quasi parfaits lorsque celles-ci interviennent.

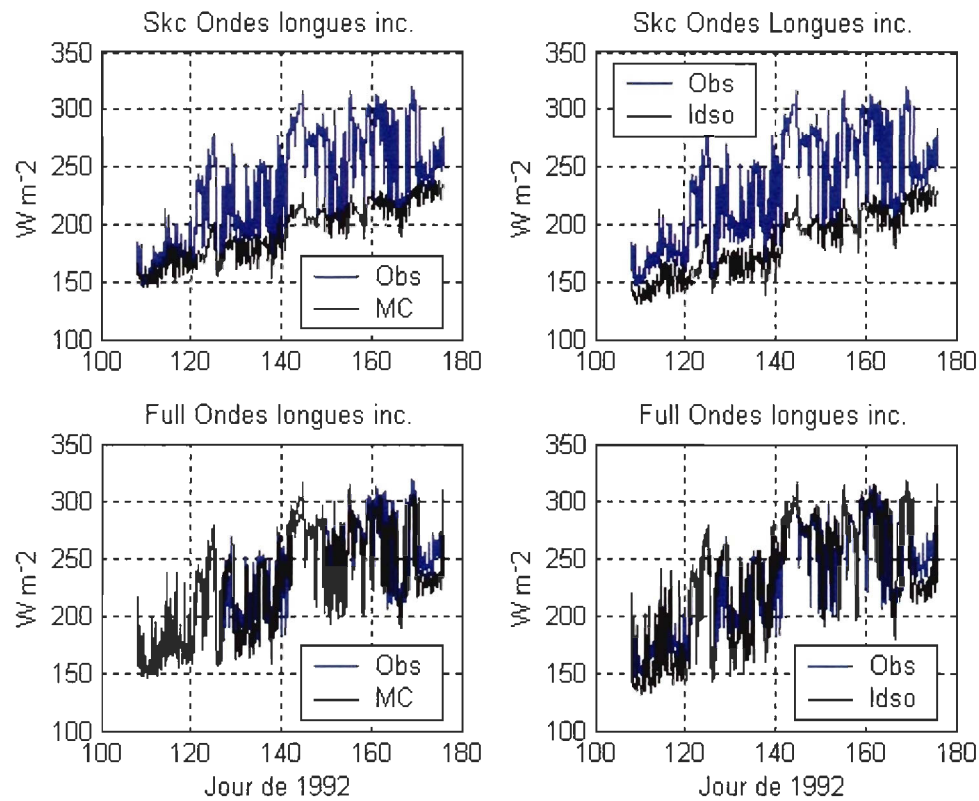


Figure 3 : Flux d'ondes longues incident par ciel clair (Skc) et avec nuage (Full) observé (Obs) et paramétrisé selon Idso et la formulation modifiée de Maykut et Church (MC).

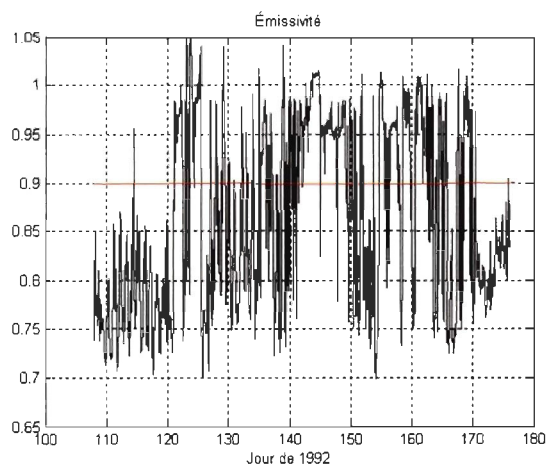


Figure 4 : Émissivité observée et constante d'émissivité 0.9 de la paramétrisation.

2.3 Étude de sensibilité du flux d'ondes courtes

Le but ici est d'effectuer une étude de sensibilité de la paramétrisation originale contenue dans le modèle SNTHERM, soit celle de Shapiro (1987), en la comparant avec les observations, puis d'établir par la suite une comparaison avec la paramétrisation Moritz (1978) formulée en utilisant des données prises dans la Baie de Baffin et qui a été vérifiée lors d'une étude de performance durant la campagne d'échantillonnage NOW (Key, 2004), voir figure 5. L'étude de sensibilité est justifiée par le fait que le flux d'ondes courtes contribue aussi à un processus de rétroaction positif glace/nuage/ondes courtes. Dû au fort albédo des nuages, le flux d'ondes courtes incident est masqué par les nuages, et la surface tend à se refroidir davantage causant une formation de glace plus grande. La situation est plus sensible au printemps et en été où l'albédo de la surface est plus petit, favorisant cette fois la fonte de la glace et de la neige. Le flux d'ondes courtes est la radiation dominante du bilan de chaleur à la surface pendant l'été dans l'Arctique et le couvert nuageux contrôle largement par le fait même ce bilan. D'autre part, le flux d'ondes courtes est le flux radiatif contenant le plus d'erreurs parmi les forçages atmosphériques (Fleming, 1992).

La paramétrisation de Shapiro (1987) est en fait un modèle de l'atmosphère divisé en plans infinis parallèles. La radiation solaire incidente est constituée d'une composante directe et d'une composante diffuse. La radiation diffuse est considérée isotrope. Chacune des composantes est bidirectionnelle, soit vers le haut et vers le bas. Le modèle résoud alors un système d'équations faisant intervenir la transmissivité, la réflectivité et l'absorption de chacune des couches. La constante solaire est prise égale à 1369 W m^{-2} . Il n'y a pas de lacune réelle à ce modèle, mais étant donné que la paramétrisation de

Moritz (1978) fait l'objet d'une étude de performance lors de la campagne NOW, qui fera l'objet des parties suivantes, il est avantageux de comparer ces paramétrisations avec les observations prises durant la campagne SIMMS 1992. La paramétrisation de Moritz est la suivante :

$$S_{skc} \downarrow = \text{constante solaire} \cos Z (0.47 + 0.47 \cos Z), \quad (12)$$

à quoi correspond lors de la présence de nuages,

$$S_{full} \downarrow = S_{skc} \downarrow (1 - 0.6 Fn^3) \quad (13)$$

où F_n est la fraction nuageuse. Z est l'angle zénithal. La couverture nuageuse appliquée provient de la paramétrisation utilisée par Parkinson et Washington (1979).

Suite aux tests que j'ai effectués avec chacune des paramétrisations, j'obtiens que : les erreurs rms entre le flux d'ondes courtes observé par ciel clair et la paramétrisation de Moritz et celle de Shapiro sont respectivement de 6.07 W m^{-2} et de 6.28 W m^{-2} . Lorsque l'on fait intervenir la fraction nuageuse, l'erreur rms de la paramétrisation de Moritz est de 5.71 W m^{-2} alors que celle de la paramétrisation de Shapiro est de 5.86 W m^{-2} . Pour les flux d'ondes courtes réfléchies de la surface, l'erreur rms entre le flux émis observé et celle provenant de la paramétrisation de Moritz est de 4.73 W m^{-2} dans le cas de ciel clair et de 4.62 W m^{-2} avec l'ajout de la fraction nuageuse, alors que celle obtenue par la paramétrisation de Shapiro est de 4.95 W m^{-2} dans le cas de ciel clair et de 4.75 W m^{-2} avec l'ajout de la fraction nuageuse. De plus grandes valeurs d'erreurs rms pour les ondes courtes comparativement aux ondes longues sont dues : 1) à la

nature haute fréquence du flux d'ondes courtes qui varie horairement, 2) au fait que l'albédo de la surface qui intervient dans l'émission du flux d'ondes courtes dans les paramétrisations est prise constante à 0.78 pour la neige (figure 6) et de 0.4 pour la glace, 3) on évite dans le modèle neige/glace d'utiliser des angles zénithales qui sont grands. En fait, au printemps l'albédo est plutôt intermédiaire entre ces valeurs puisque la fonte de la couverture de neige et l'apparition de la surface de glace sont variables selon les précipitations et la température atmosphérique. Lorsque l'on applique une moyenne mobile de 24 heures sur les observations et les paramétrisations afin d'éliminer les hautes fréquences du flux d'ondes courtes, on obtient alors des erreurs rms égales à 0.99 W m^{-2} et 2.14 W m^{-2} entre les observations par ciel clair et les paramétrisations de Moritz et Shapiro respectivement, et de 2.30 W m^{-2} et 1.82 W m^{-2} en utilisant les observations incluant la couverture nuageuse. Les valeurs moyennes des flux d'ondes courtes incident avec fraction nuageuse sont respectivement de 273.5 W m^{-2} , 192.7 W m^{-2} et 229.3 W m^{-2} pour les observations, la paramétrisation de Moritz et celle de Shapiro. On peut donc conclure seulement que la paramétrisation de Moritz occasionne une plus faible valeur d'erreur rms lorsque l'on inclut les variations horaires.

Notons que l'épaisseur de neige mesurée à la station de Resolute Bay pourrait être légèrement supérieure à celle recouvrant réellement la glace marine. C'est une situation couramment rencontrée lorsque l'on utilise les données d'épaisseur de neige d'une station côtière pour refléter celle existant au-dessus de la glace de mer plus au large (Langlois et al., 2006). L'utilisation d'un albédo légèrement inférieur pour le calcul de l'épaisseur de neige au-dessus de la glace marine, comparativement à celui observé à la station (figure 6), pourrait dans ce cas tenir compte de cette situation. Outre

l'orographie côtière qui peut influencer la direction du vent, les paramétrisations des flux radiatifs utilisant les variables de température et vitesse du vent à la station n'occasionnent pas d'erreurs majeures sur le calcul des flux de surface lorsqu'on les compare avec ceux obtenus au-dessus de la glace marine. Une étude de la comparaison du vent et de la température pour la polynie NOW et des stations côtières sera effectuée à la section 3.11 présentant ces résultats.

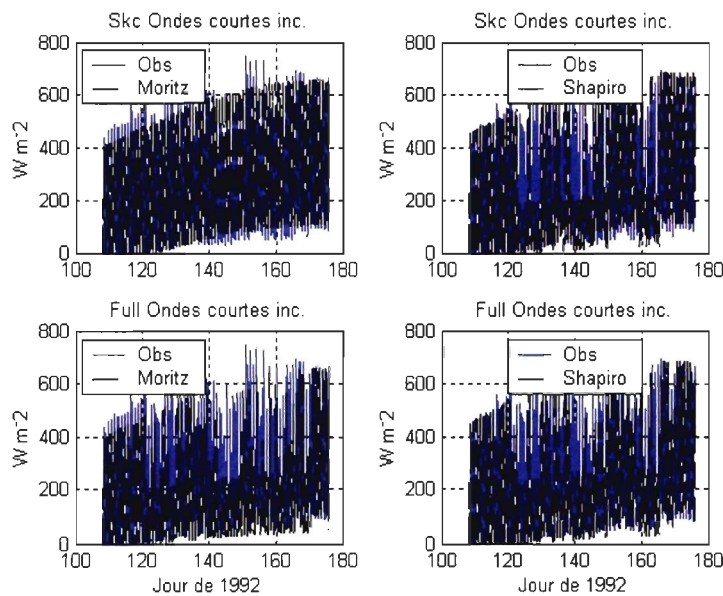


Figure 5 : Flux d'ondes courtes incident par ciel clair (Skc) et avec nuage (Full) observé (Obs) et paramétrisé selon Moritz et Shapiro.

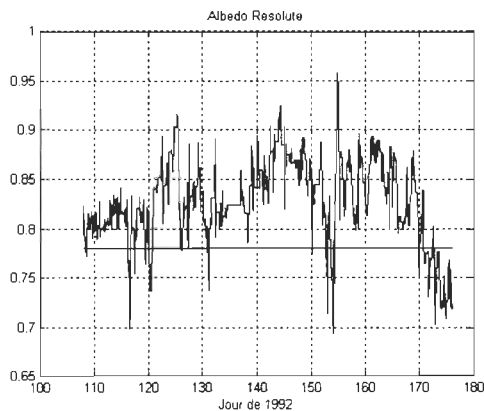


Figure 6 : Albédo observé et constante d'albédo 0.78 de la paramétrisation pour une surface de neige.

Suite à cette étude de sensibilité, il appert que l'utilisation de la paramétrisation modifiée de Maykut et Church (Hanesiak et al. 2001) pour les ondes longues et la paramétrisation de Moritz (1978) pour les ondes courtes seraient un choix judicieux pour l'étude qui suivra sur les conditions de glace et de neige à Resolute Bay pour l'année 1994, puisque pour l'année 1994 les flux radiatifs observés sont manquants.

2.4 Bilan d'énergie pour Resolute 1992

Le calcul du changement de l'épaisseur de la couverture de neige et des couches de glace dans le modèle couplé neige/glace est basé sur un bilan d'énergie Q_{net} :

$$Q_{net} = \downarrow \varepsilon F_{lw} - \varepsilon \sigma T_{surf}^4 + (1-\alpha)(1-I_o) \downarrow F_{sw} + \downarrow F_{lat} + \downarrow F_{sens} + \uparrow F_o + \uparrow F_c = 0 \quad (14)$$

$\downarrow F_{lw}$ est la radiation incidente d'ondes longues, positive vers le bas. $\downarrow F_{lat}$ et $\downarrow F_{sens}$ sont les flux de chaleur latente et sensible définis positifs vers le bas et négatifs lorsque il y a perte de chaleur par la surface neige/glace de mer. Ils sont calculés à l'aide des coefficients de transfert de momentum, chaleur et humidité d'après Andreas (1996). Pour des conditions atmosphériques de stratification instable, les profils intégrés proviennent de Paulson (1970), et une stratification stable selon la formulation Dutch (Beljaars and Holtstag, 1991). $\downarrow F_{sw}$ est le flux de radiation d'ondes courtes incidentes, positif vers le bas. La fraction de la radiation solaire pénétrante I_o dans le couvert de neige, et la glace dans le cas où toute la neige est fondue, est subdivisée en deux composantes ; proche-infrarouge et visible (Jordan, 1991). $\uparrow F_o$ est le flux de chaleur océanique appliqué à la base du modèle de glace de mer qui a pour effet d'effectuer

l'ablation de celle-ci lorsque la température de la base est supérieure au point de congélation de l'eau de mer prise à 271.2°K. Le flux de chaleur océanique est originalement considéré comme une constante de 2 W m⁻², tel que stipulé par Maykut et Untersteiner (1971), étant donné la difficulté que représentait la mesure in-situ de ce flux pour l'Arctique à cette époque. La température de la surface T_{surf} est calculée par SNTHERM en utilisant la différence entre le flux de conduction $\uparrow F_c$ calculé et le flux net à la surface. Il y a fonte de la neige lorsque la température calculée de surface est supérieure à la température de fonte de la neige non-saline. La croissance et l'ablation de la glace à la base sont calculées par la différence entre le flux de conduction $\uparrow F_c$ et le flux de chaleur océanique. Enfin, ϵ est l'émissivité atmosphérique, α est l'albédo, σ est constante de Stephan Boltzmann.

On calcule ici le bilan d'énergie B_E pour la période de Resolute 1992 . Le bilan B_E est

$$\text{définie comme étant : } B_E = \downarrow F_{lw} - \uparrow F_{lw} + \downarrow F_{sw} - \uparrow F_{sw} + \downarrow F_{lat} + \downarrow F_{sens} \quad (15)$$

Ce bilan d'énergie (figure 7) permet de vérifier que le modèle neige/glace représente de façon correcte la somme des flux constituant ce bilan, et que l'utilisation des paramétrisations pour les flux radiatifs choisis précédemment n'occasionne pas d'erreurs significatives.

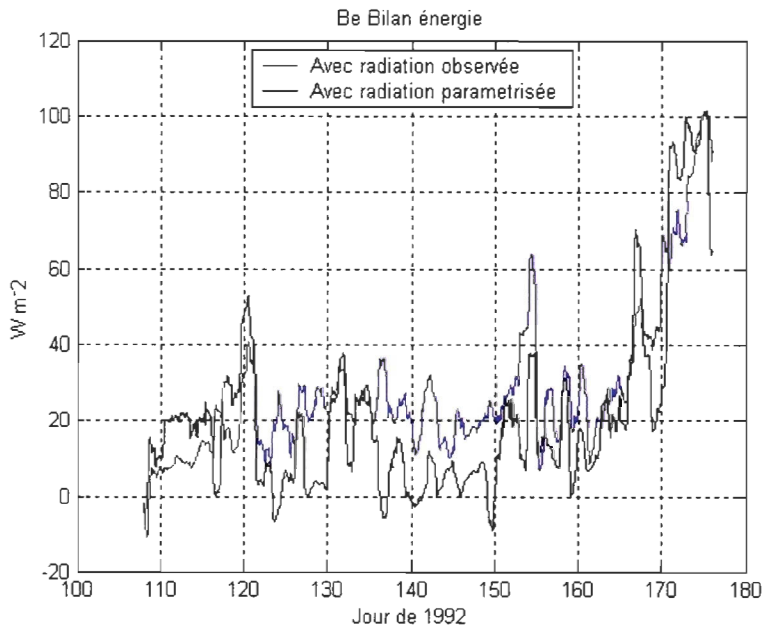


Figure 7 : Bilan d'énergie B_E de Resolute Bay 1992, avec les flux radiatifs d'ondes longues et d'ondes courtes observés (bleu), bilan d'énergie en utilisant les flux paramétrisés de Moritz pour les ondes courtes et modifiés Maykut et Church pour les ondes longues (noir).

2.5 Profils océaniques près de Sommerville Island en 1994 dans le détroit de Barrow

Le détroit de Barrow est un détroit peu profond (150 à 200 m) au centre du passage du Nord-Ouest. Resolute Bay est situé sur la rive nord du détroit (figure 2B). En 1994, Fortier et al. (2002) ont recueilli sous la glace cotière annuelle, 27 profils de température et de salinité près de Sommerville Island, à l'aide d'un appareil CTD (conductivité-température-profondeur), jusqu'à une profondeur de 125 m. Fortier et al. ont échantillonné du 29 avril jusqu'au moment de rupture de la glace le 11 juillet (jours 119 à 192). L'échantillonnage s'est effectué approximativement à 25 km de Resolute Bay. Un échantillon typique près de Sommerville Island a une salinité de 31.7 dans une

couche de mélange de 10-12 m soumis au mélange vertical et au rejet de saumure, et une halocline augmentant à 32.3 atteignant une profondeur de près de 50 m et une couche plus profonde de près de 32.5. Un échantillon typique obtenu en juin présente une couche de surface relativement douce juste au-dessous du couvert de glace suite au début de la fonte de la couverture de neige et de glace. Cette couche de surface douce atteint approximativement 4 m. La circulation et l'origine des masses d'eau dans le détroit de Barrow ont été étudiées par Prisenberg et Bennett (1987). La couche d'eau de surface Arctique du bassin canadien entre dans le détroit de Barrow via le passage Peel par le sud et via le passage Viscount Melville par l'ouest, et le détroit de Penny au nord. Les eaux de surface provenant de l'ouest et du sud ont une salinité entre 31.5 et 32.5, qui sont des valeurs typiques des eaux de surface de l'archipel Arctique (Prisenberg et Bennett, 1987). Fortier et al. (2002) ont obtenu en 1994 près de Sommerville Island des valeurs typiques de salinité entre 31.0 et 32.6. Une couche d'eau profonde Atlantique, plus chaude, occasionne une diffusion du flux de chaleur dans l'archipel Arctique canadien. Les profils de température et de salinité dans le détroit de Barrow révèlent qu'en général l'épaisseur de la couche de mélange augmente du nord vers le sud, avec une profondeur de près de 15 m du côté nord. Une couche de mélange moins profonde près de Sommerville Island d'approximativement de 10 à 12 m semble convenir si on considère que la profondeur est d'environ 125 m près de Sommerville Island et de 200 m dans le détroit de Barrow. Les profils de Fortier et al. (2002) serviront au calcul du flux de chaleur océanique F_o , une composante du bilan d'énergie Q_{net} servant au calcul des épaisseurs de neige et de glace du modèle neige/glace.

2.6 Calcul des profils idéaux par la méthode de split-and-merge

La méthode utilisée pour calculer le flux de chaleur océanique est basé sur les modèles de Lemke et al. (1990) et de Martinson et Iannuzzi (1998). L'utilisation de ces modèles servira à éviter une lacune dans le modèle neige/glace, qui originalement utilise une constante de 2 W m^{-2} pour le flux de chaleur océanique. Cette valeur de 2 W m^{-2} est la valeur utilisée par Maykut et Untersteiner (1971) dans les modèles climatiques pour l'Arctique et venait combler la difficulté que représentait à l'époque l'obtention de mesures in situ du flux de chaleur océanique. Cette valeur permettait entre autres d'obtenir une couverture de glace dans l'Arctique en accord avec les dernières représentations de la couverture de glace observée annuellement. Les modèles de Lemke et de Martinson et Iannuzzi nécessitent l'obtention de profils idéaux de température et de salinité pour le calcul du flux de chaleur océanique, d'où l'utilisation de la méthode SM.

Une nouvelle méthode, split-and-merge (SM) a été développée par Thomson et Fine (2003) pour déterminer la profondeur de la couche de mélange de surface et les autres caractéristiques océaniques (épaisseur de la couche de mélange, épaisseur de la pycnocline, thermocline et halocline) provenant des profils de température et de salinité obtenus par CTD. Sur une base statistique, un plus faible écart-type d'erreur pour une moyenne spatiale de la couche de mélange obtenue avec la méthode SM, Thomson et Fine suggèrent que la méthode SM permet une légère amélioration comparativement aux autres méthodes standard (threshold difference method, Thomson and Fine 2003). Cette amélioration, combinée avec l'habileté de la méthode SM de retrouver les

caractéristiques océaniques, font de cette méthode un outil numérique très utile et rapide. L'algorithme de la méthode SM spécifie les courbes provenant des profils par des fonctions polynomiales par segments. Les discontinuités de ces segments suite aux changements de pente calculés par l'algorithme, sont ajustées afin d'être représentatives des données provenant des profils du CTD. Les segments sont sujets à un paramètre d'approximation ε prédéfini. Ce facteur d'approximation ε utilisé ici est de 0.1 et représente la meilleure valeur qui fasse correspondre les profils provenant des CTD et les profils idéaux utilisés pour les calculs du flux de chaleur océanique. La méthode SM a été initialisée avec une profondeur minimum de $Z_{\min} = 3$ m, afin d'utiliser des données du CTD en mode d'acquisition parfaite, et une profondeur maximale de $Z_{\max} = 115$ m. Les figures 8 et 9 présentent des profils provenant du CTD et les profils idéaux calculés par la méthode SM, pour un moment où la glace est en période de formation et l'autre en période de fonte. On observe facilement la décroissance de l'épaisseur de la couche de mélange de formation à fonte, et le réchauffement de la couche de surface avec une diminution de salinité lors de la période de fonte. Les profils idéaux seront utilisés par les modèles de Lemke et de Martinson et Iannuzzi afin de calculer le flux de chaleur océanique.

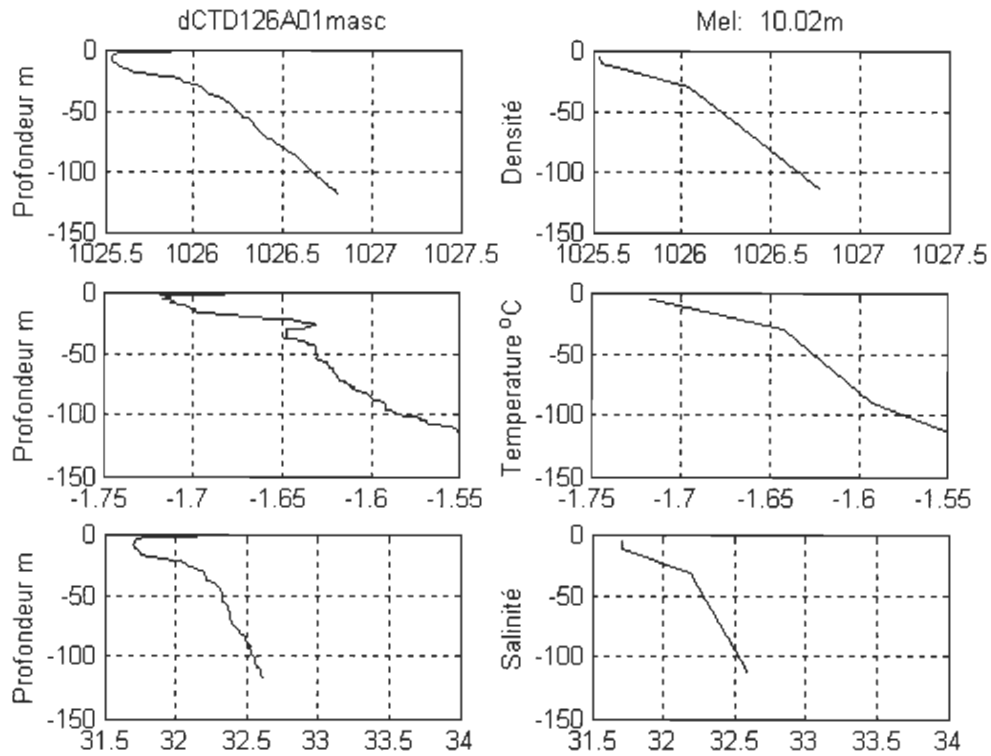


Figure 8 : Profils CTD de Fortier et al. (2002) et profils idéaux selon la méthode split-and-merge (Thomson et Fine, 2003) en période de formation de la glace, jour 126 (6 mai), profondeur de la couche de mélange de 10 m.

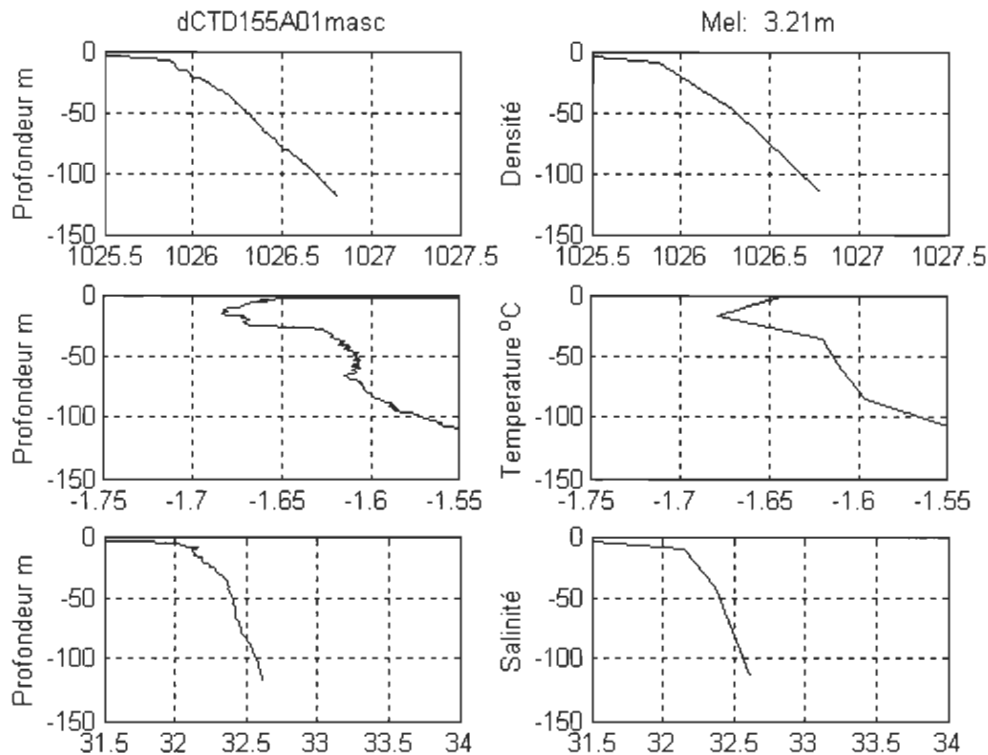


Figure 9 : Profils CTD de Fortier et al. (2002) et profils idéaux selon la méthode split-and-merge (Thomson et Fine, 2003) en période de fonte de la glace, jour 155 (4 juin), profondeur de la couche de mélange de 3.2 m.

2.7 Modèle de Martinson et Iannuzzi (1998) pour le calcul du flux de chaleur océanique

À l'aide des profils de température et de salinité obtenus par Fortier et al. (2002) et du modèle uni-dimensionnel de Martinson et Iannuzzi (1998), il sera possible de calculer le flux de chaleur océanique F_o , une composante du bilan d'énergie du modèle couplé neige/glace utilisé pour le calcul des épaisseurs de glace et de neige. Le modèle de Martinson et Iannuzzi est utilisable en hiver et pendant la période de l'année où la surface de la couche de mélange est directement au-dessus avec la pycnocline. Selon la description de Martinson (1990), il existe à ce moment de l'année (hiver) une zone

appelée barrière thermique (TBW) et une autre zone appelée déficit en sel (SDW). Le déficit en sel (SDW) est le contenu en eau douce stabilisatrice dans la couche de mélange qui, comparé à la salinité à la base de la pycnocline, est moins saline. Le déficit en sel doit être éliminé de façon à déstabiliser la couche de mélange et produire un cycle de convection peu profonde. En fait, le sel servant à combler ce déficit provient de l'eau plus profonde sous la pycnocline via la turbulence occasionnée par l'entraînement et du rejet de sel lors de la formation de la glace de mer. La barrière thermique (TBW) est la chaleur sensible (enthalpie en excès par rapport au point de congélation de l'eau de mer) contenue dans la thermocline. Celle-ci doit être ventilée par érosion de la pycnocline durant la déstabilisation. Lorsque la chaleur sensible est libérée de la barrière thermique par diffusion lors de la déstabilisation, celle-ci contribue au processus de fonte. L'ablation de la glace occasionne un effet stabilisateur sur la couche de surface (puisque la glace de mer est moins saline que l'eau de mer), qui serait autrement déstabilisée par le rejet de sel. Ainsi s'opère tout un cycle de convection peu profonde lors de la formation de la glace de mer qui contribue en un flux de chaleur océanique dirigé vers le couvert de glace. Le cycle de convection peu profonde se résume ainsi : lors de la formation de la glace de mer, celle-ci rejette du sel qui vient déstabiliser la couche de surface et réduire le déficit en sel, cela occasionne de l'entraînement supplémentaire à celui créé mécaniquement dû au mouvement relatif de la glace de mer-couche de surface. L'entraînement vient éroder la pycnocline et libère la chaleur en excès par rapport au point de congélation contenu dans la barrière thermique par diffusion. La chaleur sensible de la thermocline vient faire fondre la glace, et l'apport de l'eau douce lors de cette ablation revient stabiliser la couche de surface. Un autre cycle de convection peu profonde s'effectue par la suite, dû à la

formation continue de la glace pendant l'hiver, jusqu'au moment où l'apport stabilisateur d'eau douce par la fonte en surface de la neige et de la glace sera supérieur à l'effet déstabilisateur du rejet de sel. Le cycle de convection peu profonde se terminera avec l'arrivée du printemps.

Le modèle océanique unidimensionnel a été utilisé la première fois dans l'Antarctique par Martinson (1990) pour la saison hivernale. Le modèle consiste à utiliser des relations géométriques linéaires qui permettront d'effectuer un pronostic de l'entraînement dans la couche de mélange (déstabilisation), à l'aide de paramètres extérieurs tels : l'épaisseur de la couche de mélange et l'épaisseur de la pycnocline, le gradient de stabilité de T et S dans la pycnocline et la diffusion de chaleur à travers la pycnocline. Ces paramètres extérieurs sont obtenus des profils idéaux à l'aide de la méthode split-and-merge (Thomson et Fine 2003), qui eux sont directement tributaires des observations des profils de température et de salinité. Seule la diffusion de chaleur est obtenue via un coefficient de diffusion turbulente, à défaut d'une meilleure paramétrisation.

Selon la figure 10, le déficit en sel SDW et la barrière thermique TBW, sont obtenus à l'aide des relations géométriques suivantes :

$$TBW = ((T_{wp} - T_f) H_{wp}/2) (\rho_w c_w / \rho_i L_i) \quad (16)$$

$$SDW = (S_{wp} - S_{wm}) (H_{wm} + H_{wp}/2) \sigma^{-1} \quad (17)$$

où T_{wp} et S_{wp} sont T et S à la base de la pycnocline ; H_{wp} est l'épaisseur de la pycnocline ; ρ_w et ρ_i sont la densité de la glace et de l'eau respectivement ; c_w est la chaleur spécifique de l'eau de mer ; L_i est la chaleur latente de la glace ; H_{wm} est l'épaisseur de la couche de mélange et σ est la différence entre la salinité de la couche de mélange et la salinité de la glace de mer. La contribution directe de chaleur sensible via la diffusion turbulente à travers la pycnocline (FDT) est donnée par $FDT = \rho_w c_w K_z \cdot \nabla T$, où K_z est le coefficient de diffusion turbulente. Pour une pycnocline typique, une valeur de $K_z = 1 \times 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ pour l'Arctique est raisonnable (Gregg 1987, Martinson 1993). ∇T est le gradient thermique à travers la pycnocline.

Le calcul du flux d'entraînement dans la couche de mélange s'effectue via la variable stabilité. La variable stabilité est égale à $(1 - \gamma)$ où γ est un rapport d'efficacité à retourner la colonne d'eau et égal à $TBW / (SDW + TBW)$. Ainsi lorsque la variable stabilité est près de 1, le contenu en eau douce à la surface domine, et lorsqu'il est petit, c'est que la thermocline contient une large enthalpie favorisant la déstabilisation. Le rapport d'efficacité γ nous permet aussi de calculer le flux d'entraînement FET (Martinson et Steele, 2001), $FET = \gamma \times FL$, où FL est le flux de chaleur latente de surface utilisé initialement comme flux de chaleur latente de fusion. Ainsi le flux de chaleur sensible total, F_o , est en fait la somme du flux d'entraînement FET et du flux de diffusion turbulente de chaleur FDT; d'où $F_o = FDT + FET$.

Afin de compléter le modèle de Martinson et Iannuzzi (1998), il a été nécessaire de développer une nouvelle relation géométrique dans le cas où une couche de surface plus chaude et moins saline était présente sous le couvert de glace. Cette couche de surface

est causée par la fonte printanière de la glace et de la neige et l'apport augmentant d'un flux de radiation solaire pénétrant à travers la surface mince et poreuse de la glace au printemps. Dans ce cas spécial où il existe ce type de couche de surface et que la glace fondante est présente, j'ai développé des nouveaux termes de barrière thermique (TBM) et de déficit en sel (SDM) qui sont donnés par :

$$\text{TBM} = ((T_{sm} - T_f) (H_{sm} + H_{sp}/2)) (\rho_w c_w / \rho_i L_i) \quad (18)$$

$$\text{SDM} = (S_{sp} - S_{sm}) (H_{sm} + H_{sp}/2) \sigma^{-1} \quad (19)$$

où T_{sm} et S_{sm} sont T et S dans la couche de surface ; H_{sm} est l'épaisseur de cette couche de surface ; H_{sp} est l'épaisseur de la pycnocline ; S_{sp} est la salinité à la base de la pycnocline. TBM est principalement contenu dans la couche de surface, puisque la température décroît à travers la thermocline correspondant à une diminution du contenu enthalpique avec la profondeur. SDM est le contenu en eau douce dans la couche de surface en comparaison avec la salinité de la pycnocline sous la couche de surface. Ces relations constituent une situation intermédiaire entre la situation hivernale discutée antérieurement et la situation estivale présentée par Martinson et Iannuzzi (1998). Le flux de diffusion turbulente de chaleur est obtenu à partir du gradient thermique à travers la pycnocline directement sous la couche de surface.

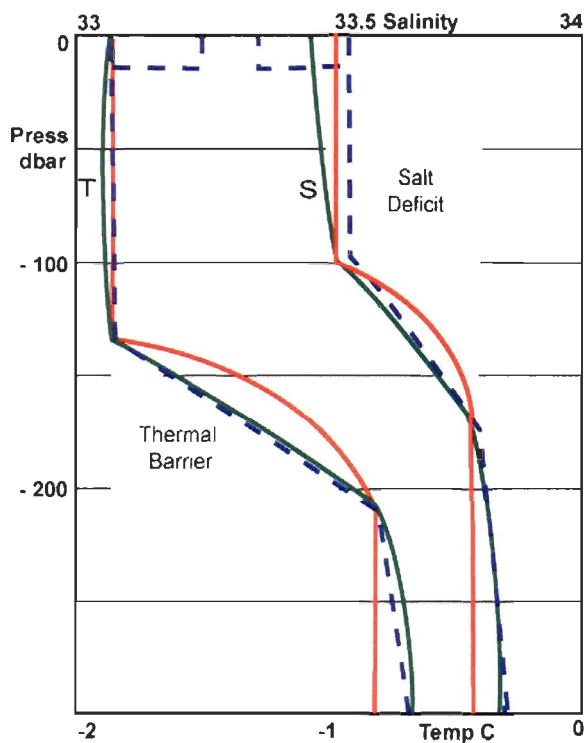


Figure 10 : Schéma des profils de température et de salinité. Profils typiques observés (vert), profils géométriques linéaires selon Martinson et Iannuzzi pour la période hivernale et printannière (tireté bleu), profils linéaires et exponentiels selon Lemke (rouge).

2.8 Un autre modèle de flux de chaleur océanique, le modèle de Lemke et al. (1990)

Un modèle pronostique unidimensionnel de couche de mélange-pycnocline a été développé par Lemke (1987) et Lemke et al. (1990). Le modèle de Lemke et al. (1990) utilise les profils de salinité et de température et calcule un flux d'entraînement. La paramétrisation du flux d'entraînement provient d'un bilan de conservation de chaleur et de sel. Les profils sont considérés constants dans la couche de mélange et de forme exponentielle dans la pycnocline. Le calcul du flux de chaleur océanique est donné par

l'expression suivante, $F_0 = (T^* - T) We$. Où T est la température dans la couche de mélange et We est la vitesse d'entraînement. La température dans la zone d'entraînement est donnée par : $T^* = T_b + ((T_b - T) dt (\exp(-\delta / dt) - 1) / \delta)$, où T_b est la température de la couche profonde, dt est l'épaisseur de la thermocline, et δ est l'épaisseur de la zone d'entraînement égale à 8 m, qui est en fait la longueur de mélange turbulent du sel selon Lemke et Manley (1984) et qui n'est pas résolue par le modèle mais qui provient d'une régression obtenue durant la campagne de mesure AIDJEX (Arctic Ice Dynamics Joint Experiment). Une expression similaire pour la salinité moyenne dans la zone d'entraînement est aussi utilisée et fait intervenir cette fois l'épaisseur de l'halocline. La vitesse d'entraînement We résulte d'une balance entre l'apport d'énergie cinétique par le courant moyen de surface posé à 6 cm s^{-1} (le courant résiduel sans le courant de marée), selon Prinsenberg et Bennet (1987) pour le détroit de Barrow, et la dissipation d'énergie mécanique et convective où des longueurs de dissipation ont été obtenues aussi durant la campagne AIDJEX. La figure 10 présente les profils géométriques de T et S utilisés dans les relations du modèle de Lemke (1990).

2.9 Épaisseur de glace et de neige en incluant les flux de chaleur océaniques calculés

La figure 11 présente le résultat de l'épaisseur de neige et de glace que j'ai obtenu en utilisant la paramétrisation modifiée de Maykut et Church pour le flux d'ondes longues, la paramétrisation de Moritz pour le flux d'ondes courtes, et en utilisant le modèle de Martinson et Iannuzzi et le modèle de Lemke pour obtenir le flux

de chaleur océanique. On utilise pour calculer les profils idéaux pour les modèles de flux de chaleur océanique la méthode de split-and-merge appliquée sur les profils de température et de salinité de Fortier et al. (2002). Le modèle de Martinson et Iannuzzi utilise entre les jours 108 et 154 (18 avril et 3 juin) les relations géométriques hivernales, et entre les jours 155 et 178 (4 juin et 27 juin) la relation géométrique printanière (période de fonte). Les données météorologiques servant au calcul des flux de surface (flux de chaleur sensible et flux de chaleur latente) proviennent des observations horaires de la station de Resolute Bay, alors que les profils de Fortier et al. servant au calcul du flux de chaleur océanique sont plutôt à tous les 2 à 3 jours. On observe alors (figure 11) que l'épaisseur de la glace calculée avec un flux de chaleur océanique constant de 2 W m^{-2} et des flux de chaleur océanique calculés à l'aide du modèle de Martinson et Iannuzzi et celui de Lemke, sont tous à l'intérieur des écarts types des observations. Cela vient confirmer trois choses : 1) le choix d'une constante de 2 W m^{-2} des modèles climatiques reflète bien les conditions de flux de chaleur océanique pour la région près de Resolute Bay, 2) les modèles de flux de chaleur océanique (Martinson et Iannuzzi, Lemke) permettent d'obtenir des flux qui lorsque posés dans le modèle neige/glace occasionnent des valeurs d'épaisseurs de neige et de glace qui correspondent bien aux observations, 3) la glace nécessite un flux de chaleur océanique assez important pour que puisse s'effectuer une ablation significative. Le choix de trois différents flux de chaleur océanique n'occasionne pas dans ce cas de différence sur l'épaisseur de la couverture de neige comme on aurait pu l'anticiper.

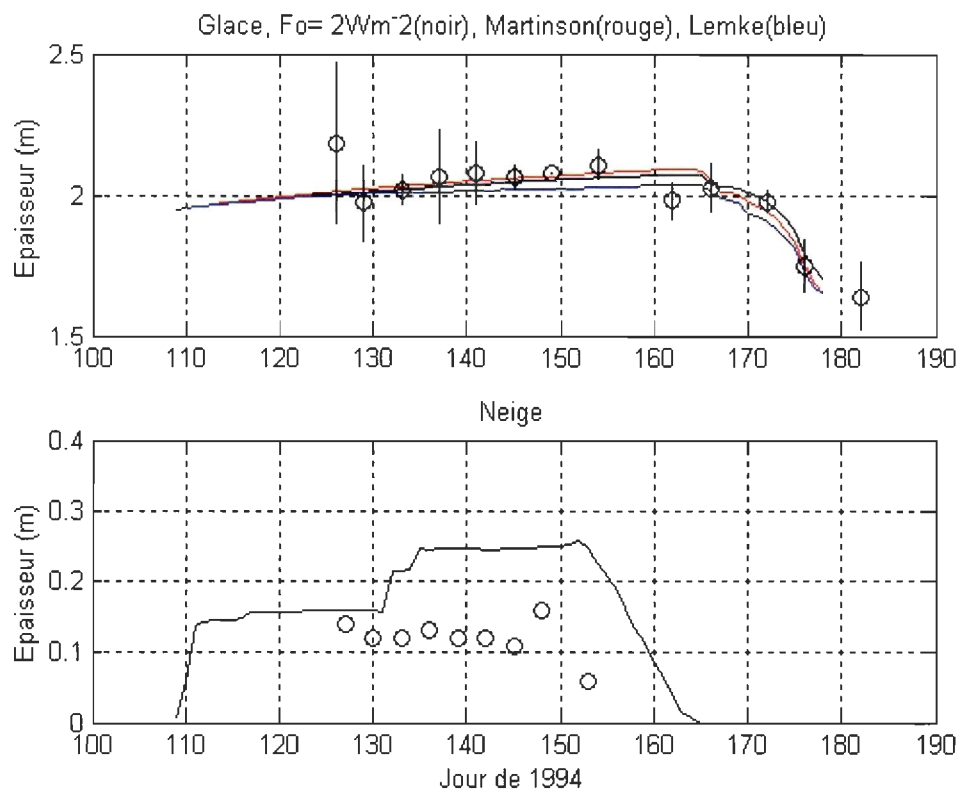


Figure 11 : Épaisseur de glace et de neige observée (o) avec écart par rapport à la moyenne et épaisseur calculée en utilisant trois différents flux de chaleur océanique. Flux constant (noir), flux obtenu selon Martinson et Iannuzzi (rouge) et flux obtenu selon Lemke (bleu).

Les profils de température dans la glace (figure 12) calculés (avec 7 niveaux pour la neige et 50 niveaux pour la glace) par le modèle neige/glace montrent bien le réchauffement en surface par les flux radiatifs, et le réchauffement à l'interface océan-glace causé par le flux de chaleur océanique. Dans ce cas, on observe peu ou pas de différence de température dans la glace suite à l'utilisation des trois types de flux de chaleur océanique.

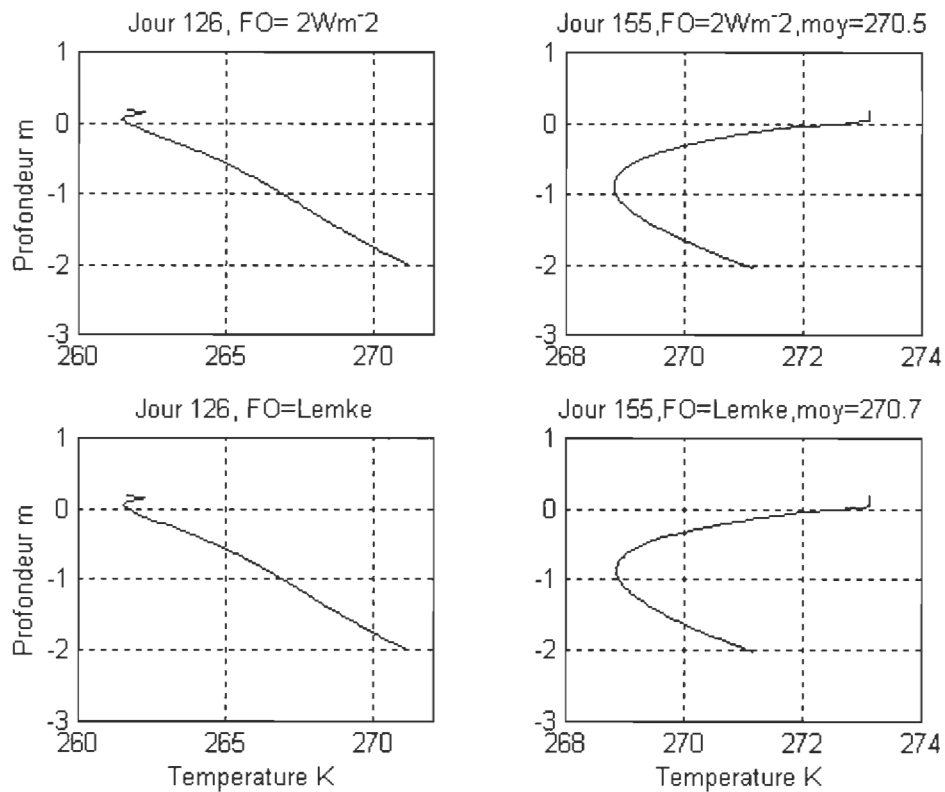


Figure 12 : Profils de température dans la glace et la neige près du moment d'initialisation du modèle glace/neige (jour 126, 6 mai) et lors du début du moment de fonte (jour 155, 4 juin).

Les flux de chaleur océanique obtenus (figure 13) par le modèle de Martinson et Iannuzzi sont en moyenne, pour la période, près de 2 W m^{-2} et plus près de 5 W m^{-2} pour le modèle de Lemke. Éventuellement, les flux de chaleur océanique calculés vont s'atténuer lorsque le couvert de glace disparaîtra. En fait, plus les profils observés de température et de salinité sont disponibles, plus la série de flux de chaleur océanique calculés est représentative.

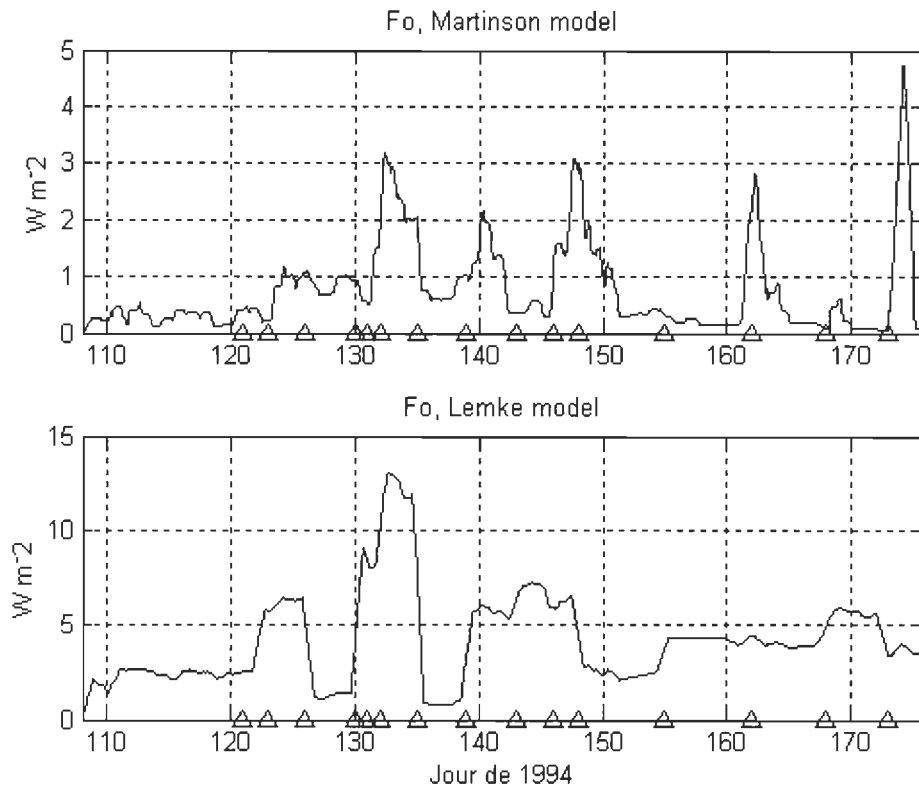


Figure 13 : Flux de chaleur océanique utilisés pour le calcul des épaisseurs de glace et de neige.

Les Δ représentent les jours où les profils de température et de salinité ont été utilisés dans les modèles (Martinson et Iannuzzi, Lemke) entre lesquels les données météorologiques horaires sont toujours disponibles.

2.10 Étude de la stabilité de la colonne d'eau près de Sommerville Island

L'évolution des épaisseurs de la couche de mélange (figure 14) obtenue par la méthode de split-and-merge en utilisant les profils de température et de salinité de Fortier et al. (2002), montrent une diminution lente de celle-ci avec l'arrivée de la fonte de la glace et de la neige. La stabilité calculée à l'aide de la variable stabilité provenant du modèle de Martinson et Iannuzzi, montre que la colonne d'eau est très stable

(variable stabilité près de 1) et qu'elle n'est pas favorable à un retournement de la colonne d'eau par entraînement qui pourrait faciliter l'obtention d'un flux de chaleur océanique plus important. Le flux de diffusion de chaleur FDT est très faible et serait dû à un faible gradient thermique dans la thermocline. Le flux d'entraînement de chaleur FET est en moyenne de l'ordre de 2 W m^{-2} dû à la faible barrière thermique TBW ainsi que le faible déficit en sel SDW ayant pour effet d'obtenir un faible rapport d'efficacité γ de retournement. La vitesse d'entraînement obtenue selon le modèle de Lemke, calcule approximativement une valeur de dix mètres par jour, une valeur trop faible pour obtenir un flux de chaleur océanique plus important que 5 W m^{-2} .

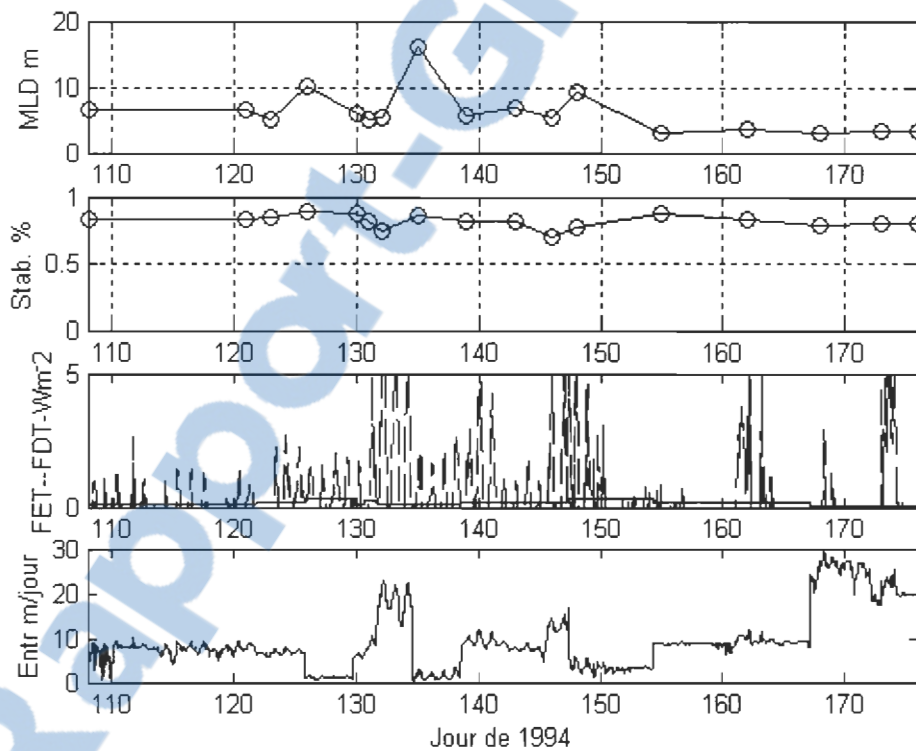


Figure 14 : Épaisseur de la couche de mélange en mètre (MLD), variable stabilité (Stab %), flux d'entraînement (FET) et flux de diffusion (FDT) de chaleur selon Martinson et Iannuzzi, entraînement en mètre par jour selon Lemke (Entr).

2.11 Bilan d'énergie pour Resolute 1994

Le calcul du bilan d'énergie B_E pour la période considérée à Resolute en 1994 (figure 15), montre que comparativement à l'année 1992 (figure 7), le bilan d'énergie est nettement plus positif, dû à des flux radiatifs et turbulents plus importants occasionnant une température atmosphérique plus grande qui aurait été la cause d'une période de précipitation significative de pluie tôt au printemps, tel qu'observé par Fortier et al. (2002). D'autre part, une façon de vérifier le contenu en chaleur près de la surface est l'utilisation de notion de chaleur (Joules), puisque la température seule est une caractéristique incomplète du contenu de chaleur de l'air en surface (Pielke et Davey, 2004). Ainsi, le contenu en chaleur de la surface de l'air ($z = 2\text{m}$) peut être exprimé par l'expression suivante : $H = C_p T + L q$, où C_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante (100 kPa), T la température de l'air, L la chaleur latente de vaporisation et q l'humidité spécifique (fonction de la vapeur de saturation au-dessus d'une surface de glace/neige (Gill, 1982)). Afin de faciliter la comparaison avec la température, il est préférable de calculer une température effective donnée par : $T_e = H / C_p$. Selon Pielke et Davey (2004), en termes de contenu en chaleur, à 100 kPa, l'augmentation de 1°C du point de rosée produit le même changement de H qu'une augmentation de 2.5°C de la température. Ainsi une différence assez grande peut résulter entre T et T_e lorsque l'humidité absolue est forte, ce qui est le cas entre Resolute 1992 et Resolute 1994. En fait, pour une étude du contenu en chaleur près de la surface, le contenu en humidité de la surface de l'air doit être inclus. Pendant la période étudiée, la température moyenne sur la période pour Resolute 1992 est de –

11.6°C et T_e est de -7.7°C avec H égale à $2.66 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$, alors que pour Resolute 1994, on obtient plutôt une moyenne de $T = -5.6^\circ\text{C}$ et $T_e = 0.5^\circ\text{C}$ avec H égale à $2.74 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$ (figure 15 et 16). Les résultats que j'ai obtenus reflètent bien le fait que pour la période de Resolute 1994 étudiée, le contenu de chaleur près de la surface était plus important qu'en 1992 et que l'humidité de la masse d'air est une variable non négligable dans ce cas. En fait, les valeurs de T_e et H sont en somme des mesures étalons qui pourraient servir à effectuer des comparaisons du climat dans le futur et ainsi quantifier la notion de réchauffement global dans cette région.

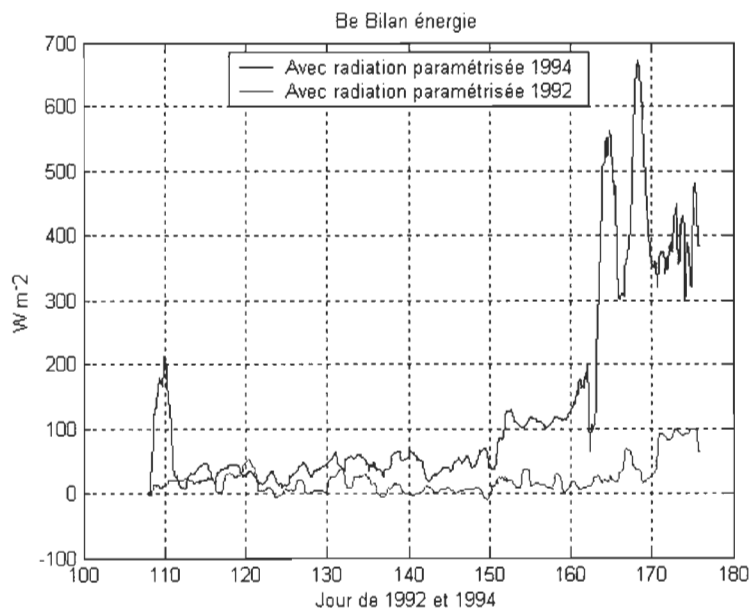


Figure 15 : Bilan d'énergie B_E de Resolute Bay 1994 et 1992, en utilisant les paramétrisations de Moritz pour les ondes courtes et modifiées Maykut et Church pour les ondes longues.

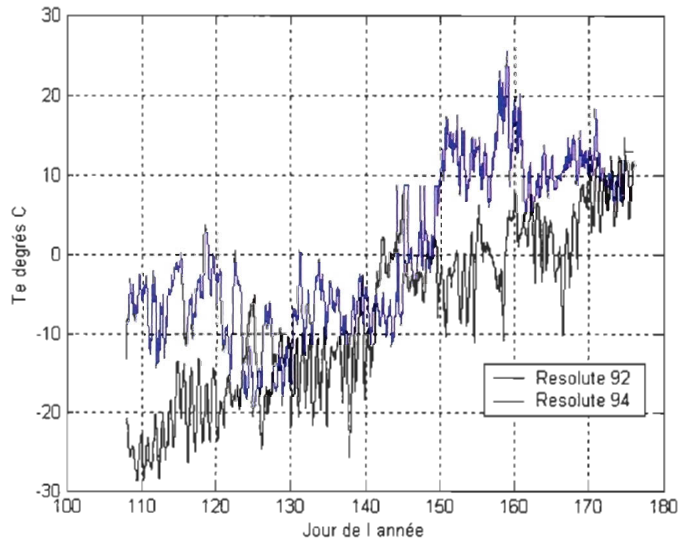


Figure 16 : Température équivalente T_e en degrés $^{\circ}\text{C}$ pour Resolute 1992 (noir) et Resolute 1994 (bleu).

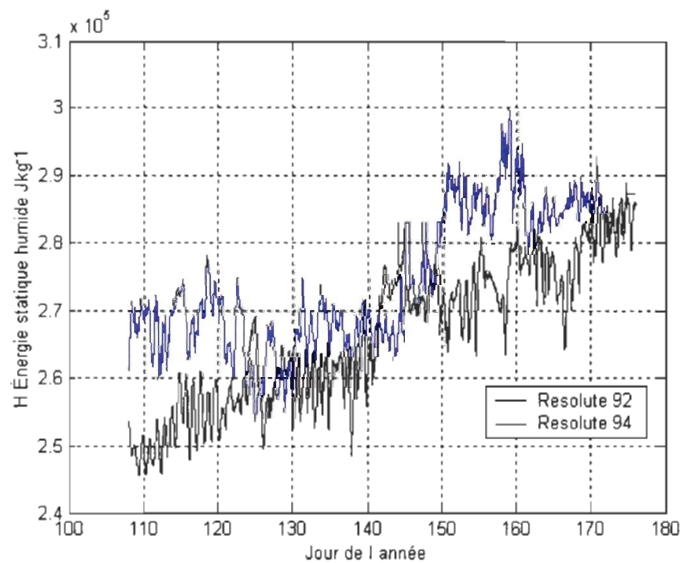


Figure 17 : Énergie statique humide H en J kg^{-1} pour Resolute 1992 (noir) et Resolute 1994 (bleu).

2.12 Conclusion du chapitre 2

Suite aux diverses étapes qui ont précédé, on peut conclure à ce point-ci que: le choix des paramétrisations pour les flux radiatifs utilisés (Moritz pour les ondes courtes, modifiées Maykut et Church pour les ondes longues) a fait l'objet d'une étude de sensibilité à l'aide des observations de la campagne SIMMS 1992 près de Resolute Bay, et que celles-ci étaient suffisamment précises pour effectuer l'étude des épaisseurs de neige et de glace de la même période considérée près de Resolute Bay mais en 1994. Pour la période de 1994, l'étude des épaisseurs de neige et de glace s'est effectuée avec trois flux de chaleur océanique différents, soit une constante de 2 W m^{-2} , et des flux variables provenant de modèle couche de mélange-pycnocline de : 1) Lemke et de 2) Martinson et Iannuzzi. Cette approche m'a permis de confirmer trois choses : 1) le choix d'une constante de 2 W m^{-2} des modèles climatiques reflète bien les conditions de flux de chaleur océanique pour la région près de Resolute Bay, 2) les modèles de flux de chaleur océanique variables permettent d'obtenir des flux qui lorsque posés dans le modèle neige/glace occasionnent des valeurs d'épaisseurs qui se comparent bien aux observations, 3) un flux de chaleur océanique assez important est nécessaire pour que puisse s'effectuer une ablation significative de la glace. Les faibles valeurs de flux de chaleur océanique calculées par les modèles s'expliquent par le fait que la colonne d'eau est très stable, ce qui a pour effet d'obtenir des flux d'entraînement et des rapports d'efficacité de retournement de la colonne d'eau qui sont faibles. Les flux de chaleur océanique correspondants ne permettent donc pas dans ce cas d'effectuer une ablation importante de la glace. L'étude du bilan d'énergie pour la période considérée en 1992 et 1994 près de Resolute Bay, m'a permis de montrer qu'avec un bilan

d'énergie plus grand en 1994, il y avait un contenu en chaleur près de la surface plus important ce qui s'était traduit par une pluie significative observée de façon plus précoce que la normale.

Si on résume la procédure qui m'a permis d'obtenir les conclusions ci-haut mentionnées, il y a que : 1) Une validation de deux paramétrisations (Hanesiak et al. 2001) et Moritz (1978) a été nouvellement introduite dans le modèle couplé neige/glace de mer permettant ainsi une représentation plus réaliste des conditions radiatives pour l'arctique. 2) En se basant sur les équations de Lemke et al. (1990) et de Martinson et Iannuzzi (1998), j'ai développé un modèle couche de mélange-pycnocline permettant le calcul du flux de chaleur océanique qui lorsque inclus dans le modèle neige/glace de mer permet d'exclure l'utilisation d'une constante de 2 W m^{-2} pour ce flux. Cela a été rendu possible suite à l'obtention des profils idéaux par la méthode split-and-merge développée par Thomson et Fine (2003), celle-ci utilisant les profils océaniques observés pour cette région. Les variables utilisées par le modèle couplé neige/glace de mer sont : les valeurs horaires de température, d'humidité relative, de vitesse du vent, du taux de précipitations et son type (neige/pluie), la fraction nuageuse, des flux radiatifs d'ondes courtes et longues qui par défaut utilisent une paramétrisation s'ils ne sont pas disponibles et enfin, un flux de chaleur océanique. Le rapport de Jordan (1991) et l'article de Flato et Brown (1996) décrivent la conception technique et la procédure d'utilisation du modèle neige/glace de mer.

Enfin, le chapitre 3 qui suivra pourra permettre de vérifier si un flux de chaleur océanique plus important dans la polynie des Eaux du Nord (NOW) existe, et si celui-ci peut être considéré comme un facteur occasionnant une couverture de glace plus mince sur un côté de la polynie tel qu'observé par Mundy et Barber (2001).

CHAPITRE 3

Formation et fonte de la glace de mer de la polynie des eaux du Nord

3.0 Introduction

On tente de comprendre la formation et la fonte de la glace de mer de la polynie des eaux du Nord (NOW) (figure 2A), en déterminant les facteurs qui ont un impact direct sur le couvert de glace. Les facteurs (advection de chaleur atmosphérique, flux turbulent, chaleur océanique) permettent de comparer la formation et la fonte de la glace différentes de part et d'autre de la polynie. On utilise des observations provenant des stations météorologiques de Grise Fjord (Ellesmere Island, Canada) et de Thule (Groenland), des profils océaniques, ainsi que les sorties du modèle Canadien GEM (Global Environmental Model, Côté et al. 1998 a,b) de prévision 12 heures compilées pour l'année de la campagne de mesure NOW en 1998. La version du modèle GEM utilisée possède une résolution spatiale de 24 km. À l'aide du modèle unidimensionnel de prédiction neige/glace, auquel est couplé un entrant du flux de chaleur océanique d'un modèle unidimensionnel de type couche de mélange-pycnocline, il est possible de quantifier l'impact des facteurs thermodynamiques sur le comportement évolutif du couvert de glace de mer. L'étude purement thermodynamique permet d'obtenir des épaisseurs de glace qui peuvent être comparées aux observations qualitatives obtenues lors de la campagne NOW et ainsi donner par ordre d'importance la contribution des différents facteurs de part et d'autre de la polynie. Par la suite, une étude comparative entre les valeurs journalières observées de température et du vent sur la surface de la polynie et celles déterminées par le modèle GEM sera effectuée afin de valider ce

modèle opérationnel, celui-ci pourra alors être utilisé pour l'analyse du facteur d'advection de chaleur atmosphérique et les analyses subséquentes.

3.1 Objectifs

La présente étude tente d'élucider les trois points suivants :

- 1) Quels facteurs atmosphériques et/ou océaniques peuvent contribuer à la différence des conditions de glace de mer côtière entre le côté est et ouest de la polynie NOW au printemps 1998. À l'aide des observations météorologiques des stations automatiques (AWOS) de Grise Fjord sur la côte d'Ellesmere et de celles de Thule sur la côte du Groenland, on effectuera une comparaison des facteurs météorologiques prévalant durant cette période. On étudiera leur l'impact sur la formation et la fonte de la glace de mer résultant d'un modèle thermodynamique neige/glace de mer, en prenant un apport semblable pour le flux de chaleur sensible océanique pour les deux côtés de la polynie.
- 2) Quelle est la contribution du flux de chaleur sensible océanique à la formation et à la fonte de la glace, considérant le fait que celui-ci peut être différent sur le côté ouest et est de la polynie. Pour quantifier ce facteur, j'utiliserai le modèle unidimensionnel vertical présenté dans les sections 2.6 et 2.7 servant à calculer le flux de chaleur océanique résultant de l'entraînement dans la couche de surface et la diffusion dans la thermocline tel que formulé par les modèles de Lemke et al. (1990) et Martinson et Iannuzzi (1998) en utilisant les profils de température et de salinité obtenus lors de la campagne de mesures dans la polynie NOW en 1998 (Gratton et *al.* 2006). Ce flux de chaleur océanique sera appliqué au modèle

thermodynamique neige/glace de mer près de Grise Fjord et Thule afin d'y comparer l'impact sur la formation et la fonte de la glace. L'advection de chaleur océanique horizontal dans ce cas n'est pas considéré.

- 3) Afin d'analyser l'impact possible du facteur thermodynamique de l'advection de chaleur atmosphérique pour l'étude de la formation et la fonte de la glace sur la surface de la polynie, j'effectuerai une comparaison de la température et du vent du modèle GEM avec les observations journalières obtenues sur le navire lors de la campagne de mesures NOW en 1998. Ainsi, on pourra répondre à la question, est-ce que le modèle GEM, dans ce cas, est suffisamment réaliste pour que l'on puisse étendre l'analyse unidimensionnelle à bidimensionnelle de la formation et la fonte de la glace de la polynie en se servant des champs de GEM ?

3.2 Observations comparées entre les côtés est et ouest de la polynie NOW

Les observations météorologiques utilisées pour effectuer les simulations numériques proviennent des stations AWOS (Automatic Weather Observation System) de Thule (Groenland), latitude 76.5° Nord, longitude 68.5° Ouest, et de Grise Fjord (Canada), latitude 76.5° Nord, longitude 82.8° Ouest. La période couverte est du 1^{er} avril (jour 91) au 31 juillet (jour 212) de l'année 1998. Les données disponibles sont les valeurs horaires de la condition nuageuse et du type de nuage, la visibilité, le type de précipitation, la pression atmosphérique, la température, le point de rosée, enfin la direction et la vitesse du vent. De plus, les valeurs de radiation solaire incidente sont

disponibles à Thule. Des profils de température océanique et de salinité recueillis pendant la campagne de mesures NOW seront utilisés pour calculer les flux de chaleur océaniques près de Thule et Grise Fjord aux positions géographiques suivantes, respectivement : latitude 76.4° Nord, longitude 71.4° Ouest et latitude 76.4° Nord, longitude 77.4° Ouest. La figure 18 représente la région de la polynie NOW ainsi que l'emplacement des stations AWOS et les positions où les profils océaniques utilisés ont été recueillis.

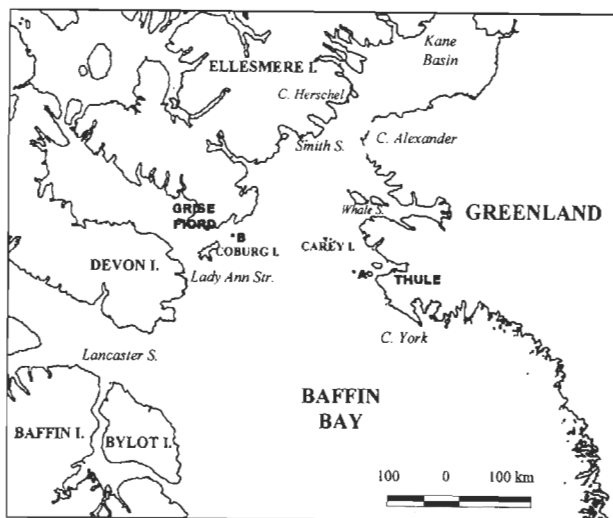


Figure 18 : Géographie de la Baie de Baffin. A et B sont les positions où les profils océaniques ont été recueillis près de Thule et Grise Fjord respectivement.

Une règle météorologique observationnelle utilisant la visibilité a été utilisée pour déterminer le taux de précipitations de neige. La règle utilisée est la suivante : le taux de précipitation de neige en cm est grossièrement égal à x où la visibilité en mille terrestre est $1/x$. Cette règle doit être prise avec précaution dans le cas de blizzard à cause de la neige soulevée par le vent et est efficace lorsque le rapport des précipitations liquides

solides est près de 1 sur 10 (1cm de neige équivaut à 1 mm d'eau). Les observations nuageuses montrent que Thule possède une fraction nuageuse ainsi qu'une moyenne de température pour la période plus grande que son opposé sur le côté ouest de la polynie, Grise Fjord (voir la figure 19). Par contre, elles possèdent une humidité relative sensiblement semblable. Les vents sont en moyenne de deux fois supérieurs à Thule comparativement à ceux de Grise Fjord (voir la figure 20).

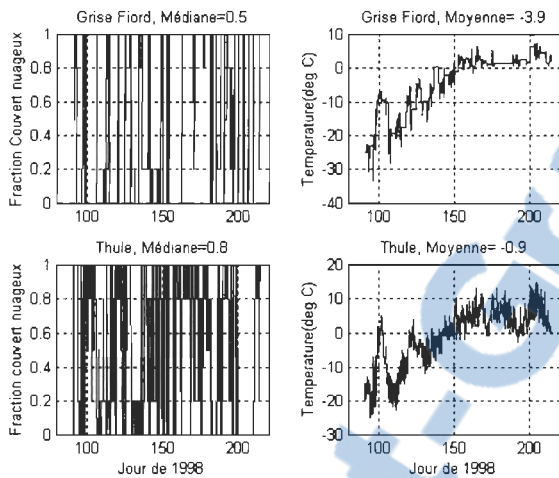


Figure 19 : Valeurs horaires de la couverture nuageuse et température à Grise Fjord et Thule entre le 1^{er} avril (jour 91) et le 31 juillet (jour 212) 1998. (Notez les différences entre les échelles de température).

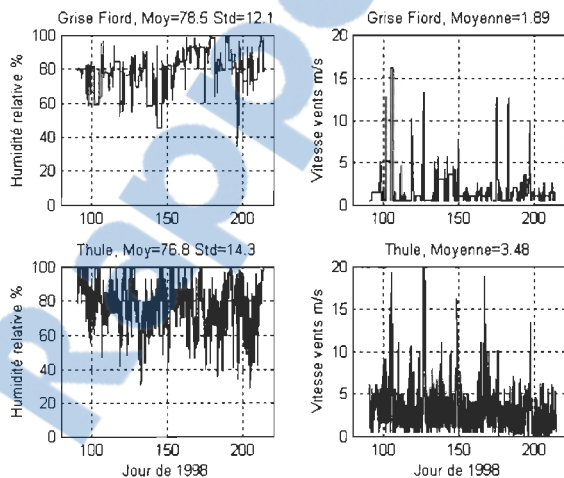


Figure 20 : Valeurs horaires d'humidité relative et vitesse du vent à Grise Fjord et Thule entre le 1^{er} avril (jour 91) et le 31 juillet (jour 212) 1998.

3.3 Bilan d'énergie et présentation du modèle neige/glace de mer

La bilan d'énergie B_E (équation 15) est obtenue de façon semblable à celle effectuée dans la section 2.4, en utilisant les mêmes paramétrisations pour les flux d'ondes longues (atmosphériques) et courtes (solaires) retenues par l'étude de sensibilité pour Resolute Bay. La figure 21(a) présente une comparaison du flux d'ondes courtes observé pour Thule et celui paramétrisé (Moritz (1978) et nuage, Parkinson et Washington 1979) par le modèle thermodynamique neige/glace ainsi que le bilan d'énergie pour Grise Fjord et Thule. Un excellent coefficient de corrélation de 0.8 existe entre le flux paramétrisé d'ondes courtes et celui observé. On observe que le bilan d'énergie devient plus fortement positif après le jour 180 (29 juin), ce qui correspond au début de la fonte de la glace perceptible aussi sur la figure 22 de l'évolution des épaisseurs de neige et de glace. Pour un flux océanique semblable de 2 W m^{-2} aux deux endroits, la fonte totale de la neige et de la glace est plus précoce à Thule qu'à Grise Fjord, même si la couverture de neige sur la glace est le double à Thule. L'initialisation de l'épaisseur de neige de 30 cm dans le modèle neige/glace est considérée semblable aux deux endroits et provient de l'analyse du Centre Météorologique Canadien (CMC), alors que l'épaisseur de glace initiale provient de la mesure effectuée près du Smith Sound par Mundy at Barber (2001) et prise égale à 1.2 mètre et est considérée semblable aux deux endroits. La couverture de neige plus grande à Thule modifie l'épaisseur de la glace de deux façons différentes. La neige avec son rôle isolant et sa plus faible absorption (elle absorbe 10 à 30 % du flux solaire incident, comparé à 40 à 80 % pour la glace) a pour effet de réduire l'accrétion sous la glace et occasionne une glace plus mince ; par contre, le poids de la neige peut pousser

l'interface neige-glace sous le niveau de flottaison et occasionner la saturation de la neige qui se transformera en glace, et donc augmenter l'épaisseur de la glace. Ces deux effets sont en compétition.

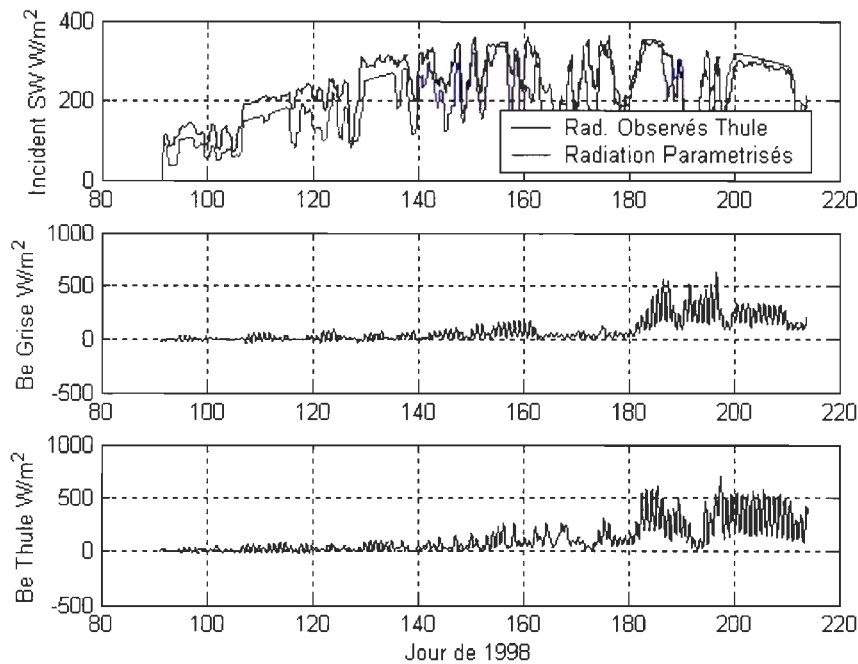


Figure 21(a) : Comparaison du flux d'ondes courtes solaires observé et paramétrisé à Thule et bilan d'énergie à Grise Fjord et Thule.

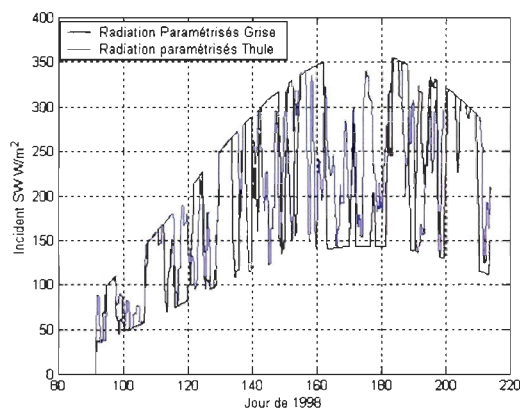


Figure 21(b) : Comparaison du flux d'ondes courtes solaires paramétrisés à Grise Fjord et Thule.

La figure 21(b) compare les flux d'ondes courtes solaires paramétrisés à Grise Fjord et Thule. Les moyennes respectives des flux d'ondes courtes sont de 197.5 W m^{-2} à Grise Fjord et de 207 W m^{-2} à Thule. À cause de la ressemblance de leur intensité, les flux d'ondes courtes ne permettent pas d'expliquer à eux seuls une fonte de la glace plus hâtive sur le côté est de la polynie.

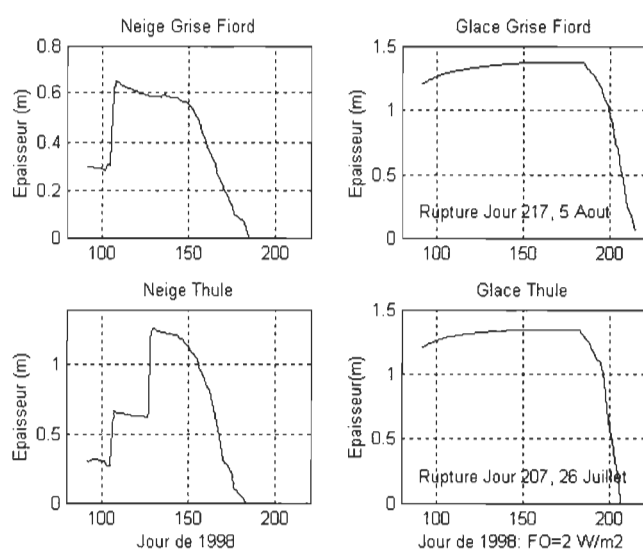


Figure 22 : Épaisseurs de neige et de glace à Grise Fjord et Thule en présumant un flux de chaleur océanique semblable de 2 W m^{-2} .

3.4 Comparaison des flux turbulents de Thule et Grise Fjord

Le flux de chaleur latente LH, fonction de l'humidité spécifique et de la vitesse du vent, est légèrement plus négatif (dégagement de chaleur dû à la fusion) à Grise Fjord qu'à Thule et reflète bien le fait d'une période de formation de glace plus longue à Grise Fjord. Par contre, le flux de chaleur sensible SH, (de signe contraire à LH ici), fonction de la température et de la vitesse du vent, est nettement supérieur à Thule du

fait d'une température de l'air plus élevée et d'une vitesse du vent qui est double par rapport à Grise Fjord. Un LH positif contribue à la fonte de la glace. Le flux turbulent (LH + SH) est donc légèrement positif (moyenne) à Grise Fjord causant des alternances de formation et de fonte de la glace durant la période, alors qu'à Thule un flux turbulent positif et quatre fois supérieur à celui de Grise Fjord, pourrait indiquer une fonte plus précoce et plus rapide de la glace de mer.

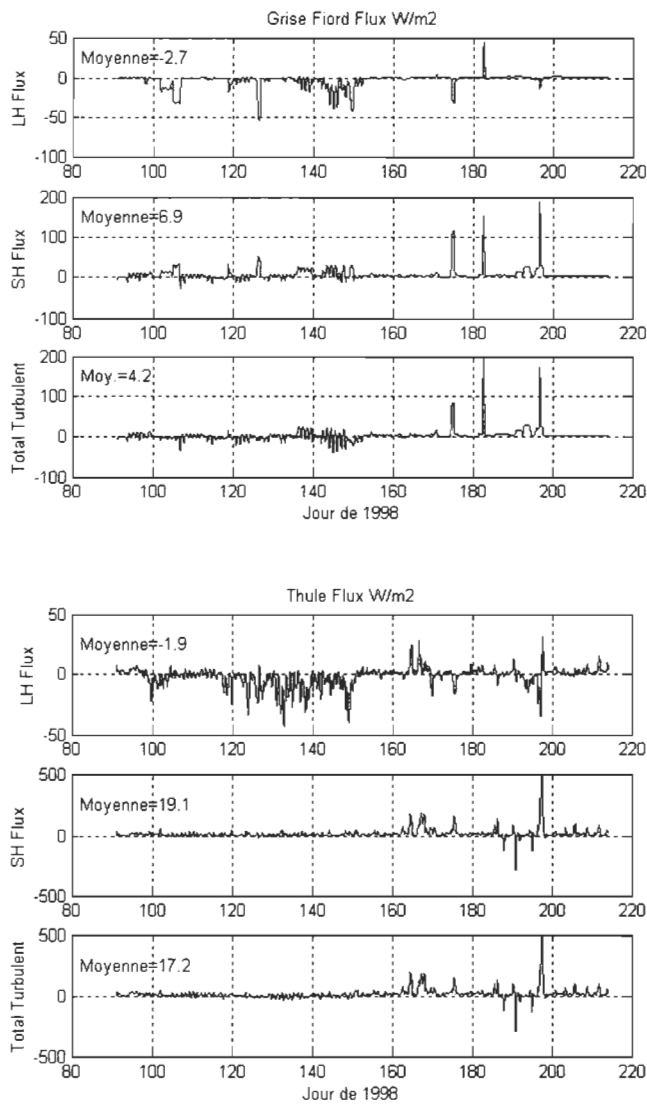


Figure 23 : Flux de chaleur latente LH, flux de chaleur sensible SH et flux de chaleur turbulent pour Grise Fjord et Thule. (Notez les différences des échelles pour les flux)

Ce qui nous fait dire que le flux turbulent dans ce cas peut être considéré aussi comme un indicateur utile lorsqu'il s'agit d'effectuer une comparaison de part et d'autre de la polynie. La figure 23 représente les flux calculés à la surface de la neige ou de la glace selon la surface exposée à l'atmosphère durant la période. Afin de quantifier la contribution de la chaleur sensible océanique différente des deux côtés de la baie de Baffin sur le processus de fonte de la glace de mer, permettant la formation de la polynie NOW, j'effectuerai par la suite une étude de l'impact du flux de chaleur océanique en conservant les mêmes composantes météorologiques tout juste présentées.

3.5 Etalonnage du contenu en chaleur près de la surface

En utilisant les variables déjà présentées de température et d'humidité pour Thule et Grise Fjord, on peut calculer les valeurs de température équivalente (T_e) et d'énergie statique humide (H) selon Pielke et Davey (2004), tel que décrit dans la section 2.10. Comme mentionné auparavant, ces valeurs servent de mesure étalon et pourraient être utilisées pour effectuer des comparaisons dans le futur. Pendant la période étudiée, la température moyenne sur la période pour Thule est de -0.9°C et T_e est de 8.4°C avec H égale à $2.81 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$, alors que pour Grise Fjord on obtient plutôt une moyenne de $T = -3.9^\circ\text{C}$ et $T_e = 3.4^\circ\text{C}$ avec H égale à $2.77 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$ (figure 24). Comparativement aux résultats obtenus pour la température équivalente et l'énergie statique humide pour Resolute Bay (section 2.10), on observe facilement que les résultats pour Thule et Grise Fjord sont nettement supérieurs et reflètent bien un apport

thermique atmosphérique plus grand malgré une latitude de près de deux degrés plus septentrionale, principalement due au fait de l'apport de l'advection d'air chaud des dépressions atmosphériques qui remontent la Baie de Baffin qui viennent se combler et éventuellement mourir.

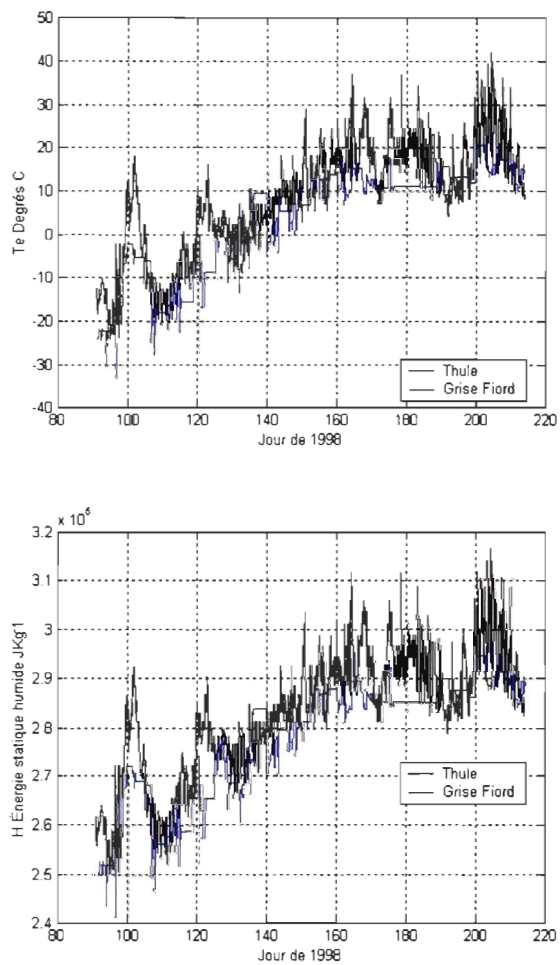


Figure 24 : Température équivalente T_e en degrés $^{\circ}\text{C}$ et énergie statique humide H en 10^5 J kg^{-1} pour Thule et Grise Fjord.

3.6 Contribution du flux de chaleur océanique dans le processus de fonte de la glace de mer différent d'un côté et de l'autre de la polynie NOW

Selon les observations qualitatives de Mundy et Barber (2001), l'épaisseur de la glace de mer serait moindre d'environ 30-50 cm sur le côté est de la polynie. De plus, selon Yackel et al. (2001), la fonte complète de la glace de mer s'effectue approximativement un mois plus tôt sur le côté est de la polynie et serait due à l'arrivée d'une température moyenne journalière près de 0°C plus précoce sur le côté est de la polynie, un flux radiatif total positif et une diminution de l'albédo de surface. Selon ce qui a été présenté jusqu'ici, cela est probablement correct, mais quelle est la contribution du flux de chaleur océanique dans le processus de fonte de la glace de mer qui diffère de chaque côté de la polynie ?

La méthode utilisée ici pour calculer le flux de chaleur océanique est un modèle hybride provenant du modèle de Lemke et al. (1990) et de Martinson et Iannuzzi (1998), qui sont, rappelons-le, des modèles qui font intervenir les notions d'entraînement et de diffusion de chaleur, suite à un processus de convection peu profonde résultant de la déstabilisation de la couche de mélange par l'apport de sel lors de la formation de la glace et de chaleur provenant de la thermocline. En fait la diffusion de chaleur vient compléter le modèle de Lemke et al. (1990). Les caractéristiques océaniques (épaisseur de la couche de mélange, de la pycnocline, thermocline et halocline) seront déterminées par la méthode split-and-merge (Thomson et Fine 2003, voir section 2.5) et appliquées aux profils de température et de salinité provenant de l'utilisation de CTD (conductivité-température-profondeur) pendant la campagne de mesure NOW. La

méthode SM a été initialisée avec une profondeur minimum de $Z_{min}= 3m$, afin d'utiliser des données du CTD en mode d'acquisition parfaite, et une profondeur maximale de $Z_{max}= 600 m$ pour Thule et de $300 m$ pour Grise Fjord. Les figures 25, 26, 27, 28 présentent les profils provenant du CTD et les profils idéaux calculés par la méthode SM, pour un moment où la glace est en période de formation et l'autre en période de fonte. On observe facilement la décroissance de l'épaisseur de la couche de mélange de formation à la fonte, et le réchauffement de la couche de surface avec une diminution de salinité lors de la période de fonte. Les profils idéaux seront utilisés par le modèle hybride afin de calculer le flux de chaleur océanique.

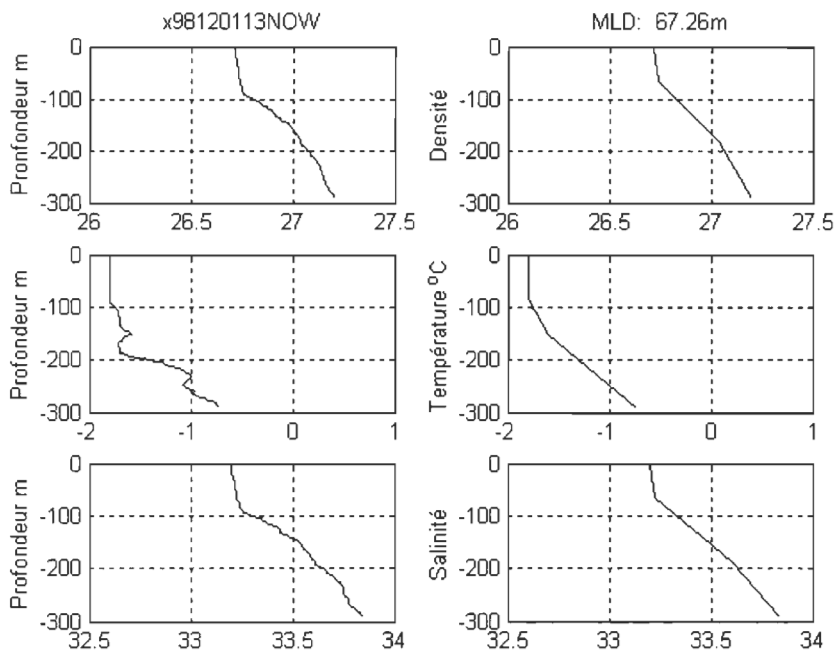


Figure 25 : Profils observés près de Grise Fjord le 30 avril (jour 120) pendant la période de formation de la glace et profils calculés correspondants par la méthode split-and-merge.

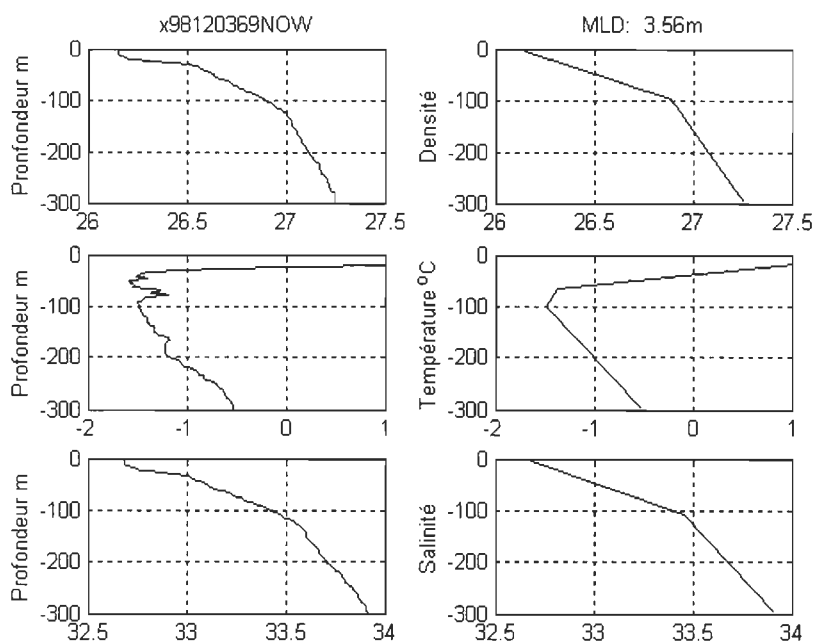


Figure 26 : Profils observés près de Grise Fjord le 24 juin (jour 175) pendant la période de fonte de la glace et profils calculés correspondant par la méthode split-and-merge.

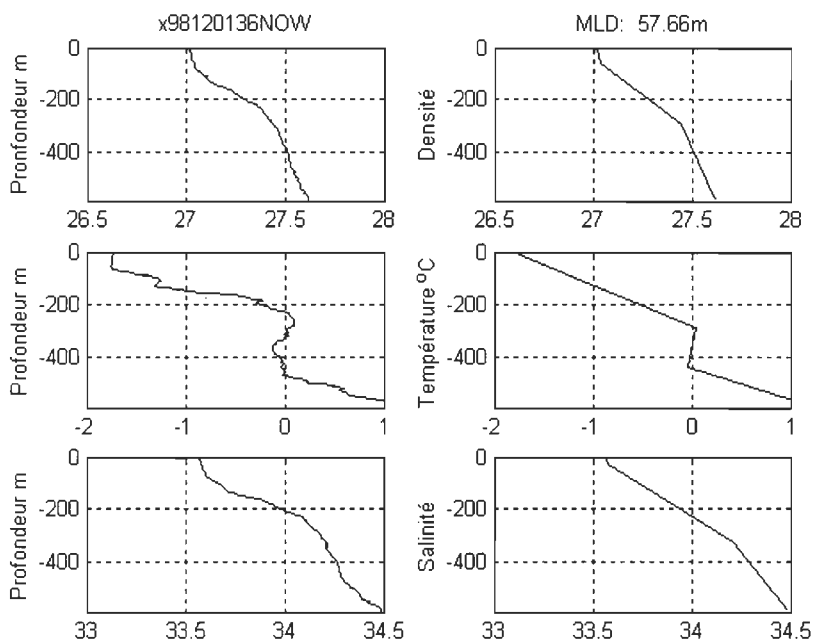


Figure 27 : Profils observés près de Thule le 3 mai (jour 123) pendant la période de formation de la glace et profils calculés correspondant par la méthode split-and-merge.

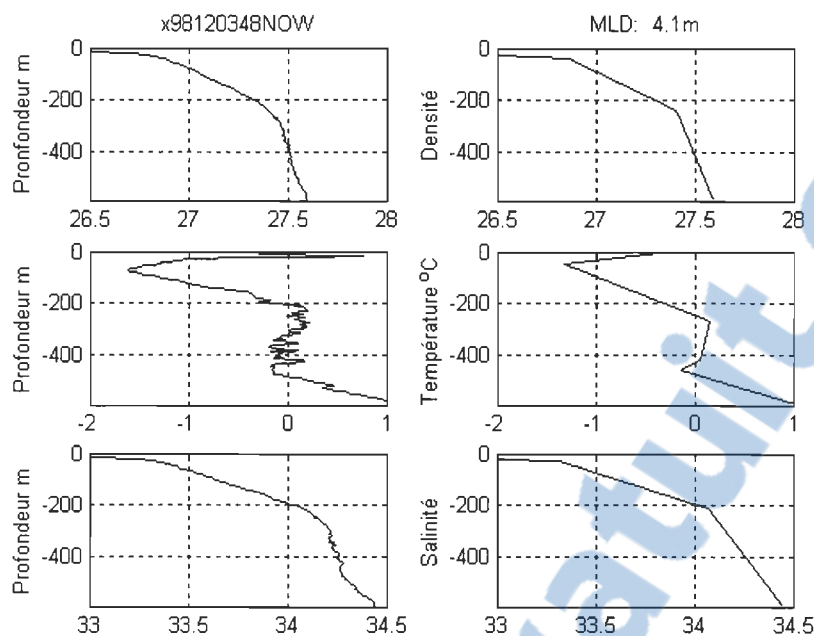


Figure 28 : Profils observés près de Thule le 21 juin (jour 172) pendant la période de fonte de la glace et profils calculés correspondant par la méthode split-and-merge.

3.7 Modèle hybride pour le calcul du flux de chaleur océanique

Un modèle hybride pour le calcul du flux de chaleur océanique a été mis au point en utilisant les modèles de Lemke et al. (1990) et de Martinson et Iannuzzi (1998), de façon à obtenir un modèle unidimensionnel relativement complet pouvant être appliqué au modèle couplé neige/glace de mer. Le modèle hybride est utilisé en hiver lorsque la surface de la couche de mélange est directement au-dessus de la pycnocline et en période de fonte lorsqu'une mince couche océanique de surface est observé. Les résultats du calcul du flux de chaleur océanique par le modèle de Lemke sont moins sujets aux erreurs provenant du calcul du modèle neige/glace de mer, dont le calcul du flux de chaleur latente de fusion utilisé dans le modèle de Martinson et

Iannuzzi pour obtenir le flux de chaleur océanique. Par contre le modèle de Martinson et Iannuzzi permet une plus grande interprétation des observations océaniques à travers l'étude possible de la stabilité de la colonne d'eau, qui sera faite plus loin. Suite à ces remarques, le calcul du flux de chaleur océanique qui sera appliqué au modèle couplé neige/glace de mer utilise l'expression suivante :

$$Fo = (T^* - T) We + FDT. \quad (20)$$

Le premier terme provenant du modèle de Lemke et al. (1990) fait intervenir la température dans la couche de mélange T , la température moyenne dans la zone d'entraînement T^* et la vitesse d'entraînement We . Le deuxième terme provient du modèle de Martinson et Iannuzzi (1998) et correspond à un flux de chaleur par diffusion. Ces modèles ont été présentés dans les sections 2.6 et 2.7. La vitesse d'entraînement We résulte d'un équilibre entre l'apport d'énergie cinétique par le mouvement relatif glace de mer-couche de surface, posé relativement faible ici à 1 cm s^{-1} , correspondant à une vitesse moyenne de la dérive des glaces pour toute la période de la campagne NOW. La vitesse de dérive des glaces a été retracée par l'algorithme Tracker et des images Radarsat par le Centre Canadien des Glaces (Wilson et al. 2001).

3.8 Impacts des flux de chaleur océaniques sur l'ablation de la glace de mer près de Thule et Grise Fjord

La figure 29 présente les flux de chaleur océaniques pour les régions de Thule et Grise Fjord utilisés pour effectuer la simulation pour le calcul des épaisseurs de glace et neige en considérant que la glace côtière est immobile. Le flux de chaleur océanique varie de nil à 8 W m^{-2} près de Grise Fjord et de nil à 30 W m^{-2} près de Thule. La plus

grande période de formation de la glace s'effectue plus tard à Grise Fjord (30 mai, jour 150) qu'à Thule (10 mai, jour 130). Pendant la période de fonte, le flux de chaleur océanique revient à une valeur près de 2 W m^{-2} pour les deux régions. Sur les flux de chaleur océaniques, une moyenne mobile de 24 heures est appliquée afin de contourner le fait que des valeurs horaires météorologiques ont été utilisées alors que les données provenant des profils océanographiques étaient plutôt des valeurs journalières. La figure 30 présente les épaisseurs de neige et de glace calculées par le modèle couplé neige/glace de mer auquel on a appliqué les flux de chaleur océaniques provenant du modèle hybride. Peu de changement aux épaisseurs de neige est apparu suite à la simulation comparativement à la figure 22 où un flux constant de chaleur océanique de 2 W m^{-2} avait été utilisé, puisque le flux de chaleur océanique contribue principalement à la fonte sous le couvert de glace, c'est-à-dire l'ablation. Par contre, l'impact thermodynamique de l'application des flux provenant du modèle hybride fait que la fonte complète s'effectue près de 3 à 4 semaines plutôt à Thule qu'à Grise Fjord. De plus, une épaisseur de glace de 22 cm moindre à Thule qu'à Grise Fjord est apparue, ce qui est en accord avec les observations qualitatives de Mundy et Barber (2001) et Yackel et al. (2001). La présence de fissures dans la glace et l'apport supplémentaire du rayonnement solaire dans la couche de mélange via les fissures, ainsi que le mouvement des glaces dû aux courants et du vent, pourraient expliquer l'écart entre les observations et le calcul purement thermodynamique fait ici. Le profil de salinité utilisé dans la glace provient de l'observation effectuée dans le Smith Sound, le 9 mai 1998 par Kawamura (Kawamura et al. 2001). J'ai réalisé une paramétrisation équivalente à celle de Weeks and Ackley (1986) (Ebert et Curry, 1993), paramétrisation dont la salinité dépend de l'épaisseur de la glace qui reflète bien dans ce cas une glace de première année

contenant une saumure plus élevée que pour une glace multi-annuelle. Le profil de salinité S dans la glace est donné par l'équation suivante :

$$S = 14.24 - 19.40 h_i \quad h_i < 0.535\text{m} \quad (21)$$

$$S = 3.83 \quad h_i \geq 0.535\text{m} \quad (22)$$

où h_i est l'épaisseur de la glace.

Remarquons le fait intéressant suivant : l'impact du flux de chaleur océanique calculé pour Grise Fjord est en moyenne inférieur à 2 W m^{-2} alors que pour Thule l'impact y est supérieur, démontrant l'aspect régional du flux de chaleur océanique distinct de part et d'autre de la polynie suite aux différences entre les profils observés.

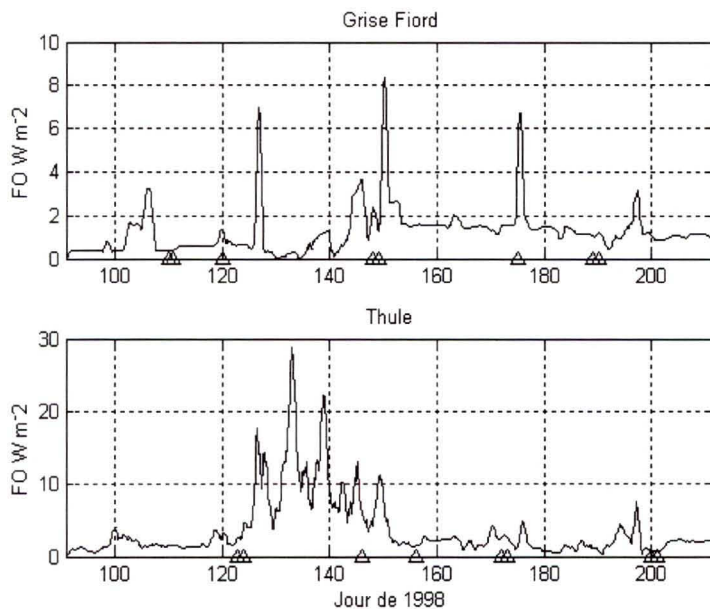


Figure 29 : Flux de chaleur océanique pour Grise Fjord et Thule obtenu par le modèle hybride et utilisé pour le calcul des épaisseurs de glace et de neige. (Notez les différences d'échelles des flux). Les Δ représentent les jours où les profils de température et de salinité ont été utilisés dans le modèle hybride entre lesquels les données météorologiques horaires sont toujours disponibles. Une moyenne mobile de 24 heures a été appliquée sur les flux de chaleur océanique FO.

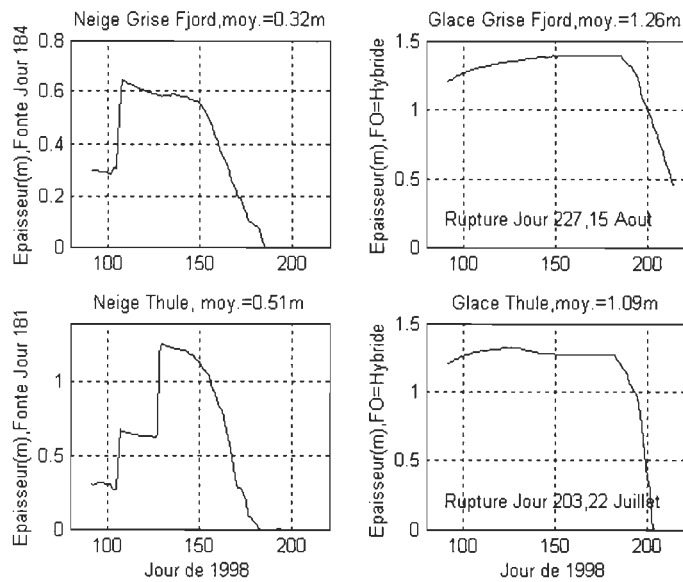


Figure 30 : Épaisseurs de neige et de glace à Grise Fjord et Thule en assumant un flux de chaleur océanique provenant du modèle hybride.

3.9 Étude de la stabilité de la colonne d'eau près de Thule et Grise Fjord

La figure 31 présente l'évolution des épaisseurs de couche de mélange obtenue par la méthode split-and-merge. On observe la diminution rapide de celles-ci avec l'arrivée de la fonte de la neige et de la glace et la stabilisation qu'elle occasionne, donnée par la variable stabilité. Le calcul de la variable stabilité provient de la composante du modèle de Martinson dans le modèle hybride et est égal à $\text{stabilité} = (1 - \gamma)$ où γ est un rapport d'efficacité à retourner la colonne d'eau et égal à $\gamma = \text{TBW} / (\text{SDW} + \text{TBW})$. Tel que déjà mentionné, SDW (déficit en sel) et TBW (barrière thermique), sont en fait des profils géométriques calculés en utilisant les profils idéaux de la méthode SM. Ainsi, lorsque la variable stabilité est près de 1, le contenu en eau douce à la surface domine, et lorsqu'il est petit, c'est que la thermocline contient une

large enthalpie favorisant la déstabilisation. Le rapport d'efficacité γ nous permet aussi de calculer le flux d'entraînement FET (Martinson et Steele, 2001), $FET = \gamma \times FL$, où FL est le flux de chaleur latente de surface utilisé initialement comme flux de chaleur latente de fusion.

Les paramètres favorables pour que s'effectue une déstabilisation de la colonne d'eau et que l'entraînement érode la pycnocline et par la suite occasionne la diffusion de chaleur vers la surface sont, selon Martinson (1990) : 1) une faible épaisseur de la pycnocline ; 2) un grand ratio gradient de température / gradient de salinité dans la pycnocline ; 3) un faible gradient de densité dans la pycnocline ; 4) une grande perte de chaleur de la surface vers l'atmosphère. Le présent cas, où le flux de chaleur océanique provenant de la convection peu profonde et la déstabilisation de la colonne d'eau, est plus élevé près de Thule que près de Grise Fjord peut s'expliquer par les faits suivants : 1) une couche de mélange plus mince près de Thule facilitant la diffusion de chaleur vers la surface, même si l'épaisseur de la pycnocline est plus grande que près de Grise Fjord ; 2) un grand ratio gradient de température / gradient de salinité dans la pycnocline près de Thule, 3) un faible gradient de densité dans la pycnocline près de Thule ; 4) une perte de chaleur de l'océan vers l'atmosphère n'expliquerait pas ici une convection supérieure près de Thule, puisque selon la figure 23, les flux turbulents (somme des flux de chaleur sensible et de chaleur latente) sont supérieurs en direction de l'atmosphère vers la surface près de Thule que près de Grise Fjord. On peut observer ces paramètres à l'aide de la figure 31 b.

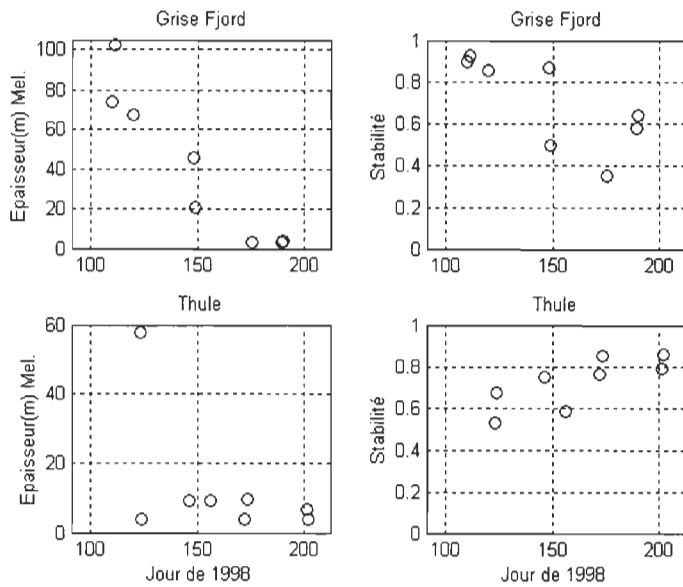


Figure 31 A : Épaisseurs de couche de mélange obtenues par la méthode split-and-merge et variables stabilité correspondantes. (Notez la différence d'échelle d'épaisseurs de couche de mélange).

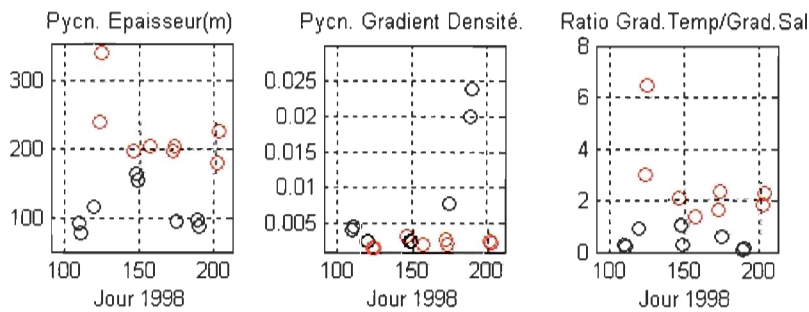


Figure 31 B : Épaisseur de la pycnocline, gradient de densité dans la pycnocline, ratio du gradient de température / gradient de salinité dans la pycnocline, pour Thule (rouge) et Grise Fjord (noir).

La figure 32 permet de comparer le flux de diffusion de chaleur FDT et flux d'entraînement FET. On observe que le flux de diffusion de chaleur est bien inférieur au flux d'entraînement et que le flux d'entraînement est supérieur à Thule qu'à Grise Fjord pendant la période de formation de la glace, ceci est dû aux profils de température et de salinité pour Thule qui occasionnent une barrière thermique TBW plus grande et un déficit en sel SDW plus facile à combler, favorisant un rapport d'efficacité γ supérieur combiné à une couche de mélange plus faible.

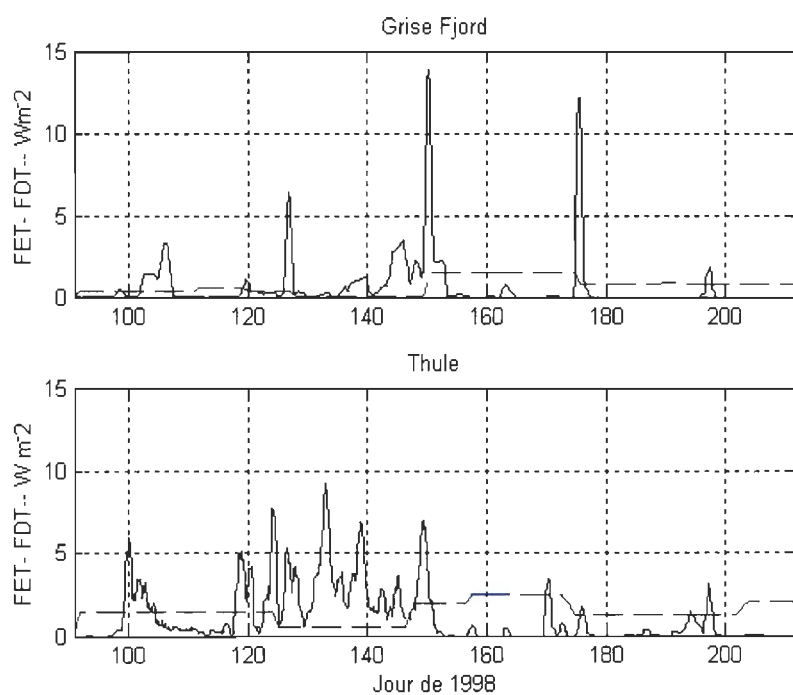


Figure 32 : Flux d'entraînement FET (noir) et flux de diffusion FDT (tireté bleu) de chaleur océanique pour Grise Fjord et Thule provenant du modèle de Martinson et Iannuzzi (1998).

3.10 Advection horizontale du flux de chaleur océanique

Afin d'obtenir un aperçu complet du flux de chaleur océanique dans la polynie, il serait nécessaire d'effectuer une analyse de l'advection horizontale du flux de chaleur océanique. Rail (2005) a obtenu les courants totaux dans la polynie NOW à partir du calcul des courants géostrophiques, par la méthode dynamique, ainsi que des courants du niveau de référence, par méthode inverse, ce qui a permis d'obtenir le transport de chaleur le long des transects traversant la polynie. Par la suite, Rail (2005), utilise un modèle à boîtes simples permettant le calcul des flux échangés à l'interface air-mer. Ces flux obtenus en respectant la conservation de la chaleur dans les boîtes, sont respectivement de -33 W m^{-2} (mai) et de -29 W m^{-2} (juin) pour le transect entre Thule et Grise Fjord. Le signe négatif indique une perte de chaleur de la mer vers l'atmosphère. En comparaison avec des valeurs publiées par d'autres auteurs (Muench, 1971; Steffen et Ohmura, 1985) pour les mois de mai et juin (legs 2 et 3), les flux selon ces auteurs devraient être inversés. Le débalancement entre les valeurs de Rail (2005) et ces auteurs serait causé par l'absence d'estimation des flux radiatifs et turbulents en surface. Si on ajoute les valeurs moyennes de $+120 \text{ W m}^{-2}$ (mai) et de $+180 \text{ W m}^{-2}$ (juin) obtenues par le bilan d'énergie en surface (section 4.4) aux valeurs de Rail (2005), on obtient des valeurs de $+87 \text{ W m}^{-2}$ (mai) et de $+151 \text{ W m}^{-2}$ (juin), qui sont intermédiaires aux valeurs de Muench (1971), soit de $+42 \text{ W m}^{-2}$ (mai) et de $+134 \text{ W m}^{-2}$ (juin) et de Steffen et Ohmura (1985) soit de $+120 \text{ W m}^{-2}$ (mai) et de $+227 \text{ W m}^{-2}$ (juin). Les différences entre les diverses valeurs des flux échangés à l'interface air-mer font en sorte que les courants le long du transect entre Thule et Grise Fjord sont soumis à des incertitudes difficilement évaluables. De plus, selon (Gratton et al., 2006), la température océanique forme un

noyau chaud de 1.0 °C loin de la surface, soit à près de 350 m de profondeur. Suite à ces résultats, il a été décidé de négliger l'advection horizontale de chaleur océanique dans cette étude.

3.11 Comparaison du vent et de la température sur la polynie NOW

Afin de déterminer si une advection de chaleur atmosphérique différente de part et d'autre de la polynie existe et contribue à une glace plus mince du côté est de la polynie, on effectuera une étude comparée du vent et de la température observés journalièrement à Grise Fjord, Thule, au centre de la polynie et à la position du navire pendant la campagne de mesure NOW, avec les valeurs du vent et de la température données par le point de grille correspondant du modèle GEM. Si une corrélation suffisante existe entre les observations et les données, il sera opportun d'utiliser le modèle GEM pour représenter spatialement l'advection de température atmosphérique.

On utilisera comme variable temporelle la durée d'un trajet du navire sur la polynie, c'est-à-dire le leg 1 (12 avril – 6 mai), leg 2 (7 mai – 3 juin), leg 3 (4 juin au 29 juin) et le leg 4 (30 juin – 22 juillet). Cette étude permettra aussi de déterminer s'il existe des vents de nature catabatique à Thule et Grise Fjord et expliquer un retrait des glaces plus rapide sur le côté est de la polynie.

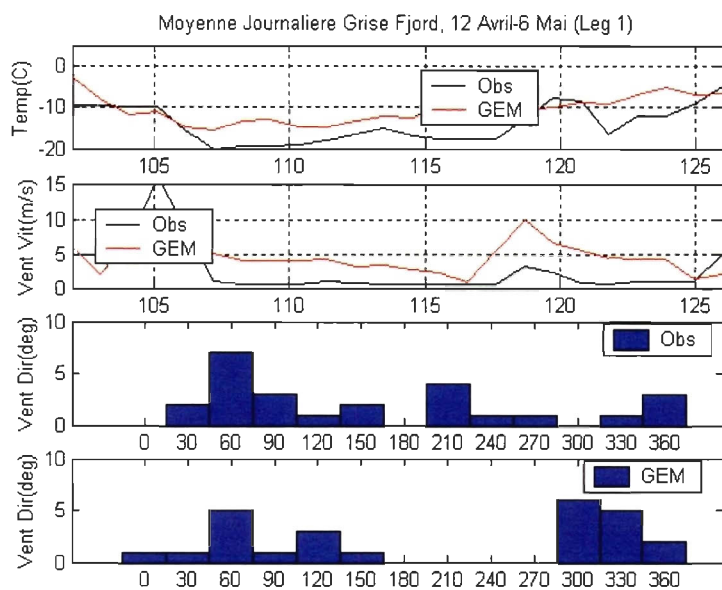
On obtient comme résultats pour Grise Fjord et Thule pour les différents legs les valeurs suivantes :

Grise Fjord	Temp. C	Temp. GEM	errRMS Te.	Vit.Vent m/s	Vit. GEM	errRMS V.	Direction	Dir. GEM
Leg 1	-13,5	-10,3	0,9	2,7	4,7	0,73	74	7
Leg 2	-3,3	-3,7	0,49	1,9	4,8	0,77	185	14
Leg 3	2	2,4	0,41	1,4	3,6	0,56	215	51
Leg 4	4,6	4,6	0,41	2,4	2,9	0,34	210	39
Thule								
Leg 1	-9	-8,9	0,28	4,7	4,8	0,57	122	95
Leg 2	-1,2	-1,3	0,18	3,5	4	0,39	231	25
Leg 3	5,1	4,4	0,42	3,4	3,8	0,35	268	95
Leg 4	4,6	4,6	0,41	2,44	2,9	0,34	269	39

Tableau 2 : Comparaison des moyennes et erreurs rms sur la durée d'un leg de la température et du vent observés à Grise Fjord et Thule avec les données correspondant au point de grille de GEM pour Grise Fjord et Thule.

On observe qu'il existe que de faibles écarts entre la température et le vent observés et les données GEM, sauf pour la direction du vent qui tend à être canalisée nord-est sud-ouest par la topographie de Grise-Fjord et est-ouest pour Thule. Le modèle GEM ne parvient pas à reproduire ces effets locaux. On observe aussi dans les figures 33 et 34, qu'il ne semble pas exister de vent catabatique qui corresponde à des vents de plus de 25 m s^{-1} pendant une période de plus de 12 heures pour Grise Fjord et Thule.

A)



B)

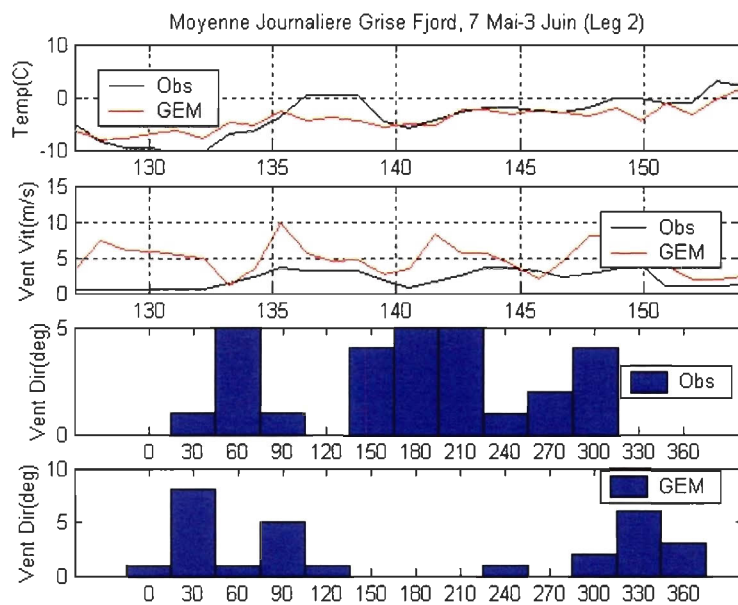
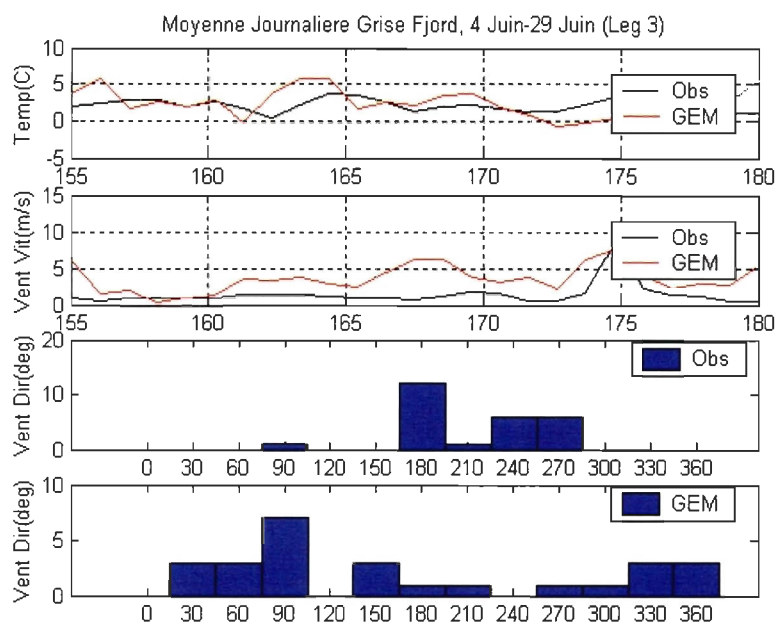


Figure 33 : Comparaison de la température et vent moyen journalier observés et selon GEM pour Grise Fjord pour le leg 1 (a), leg 2 (b), leg 3 (c), leg 4 (d).

C)



D)

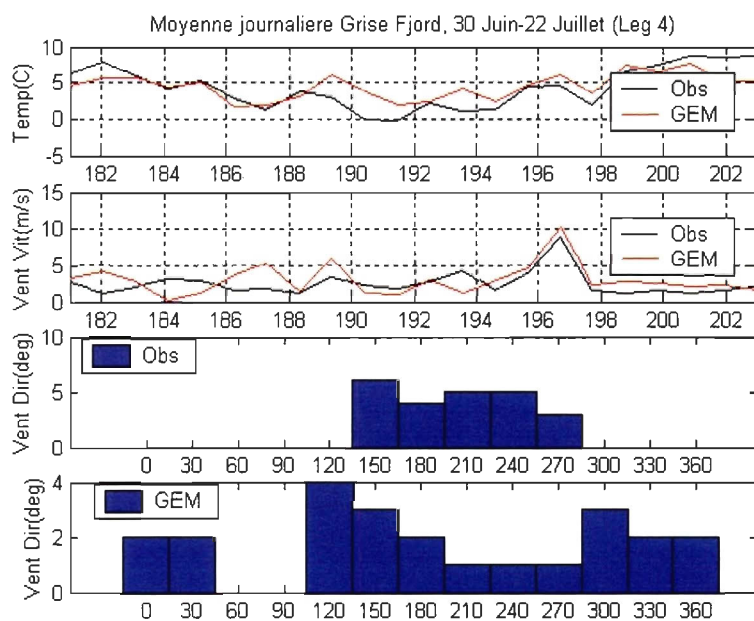
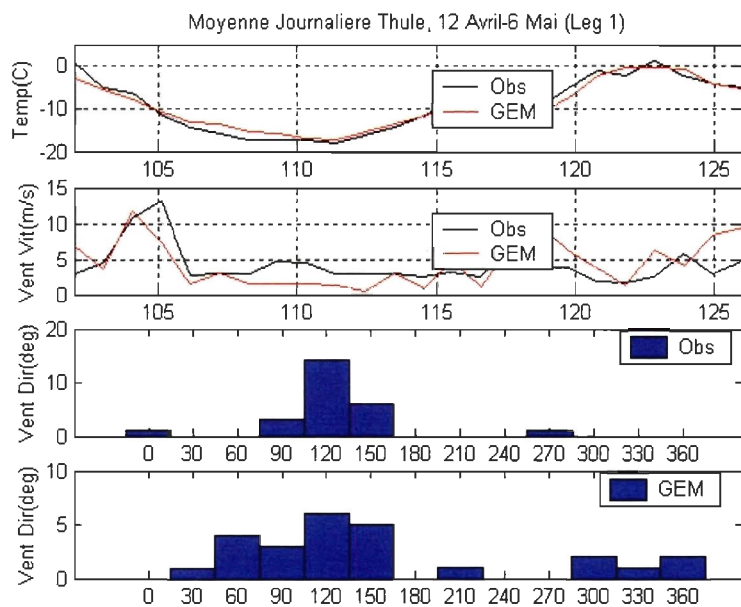


Figure 33 : ... suite.

A)



B)

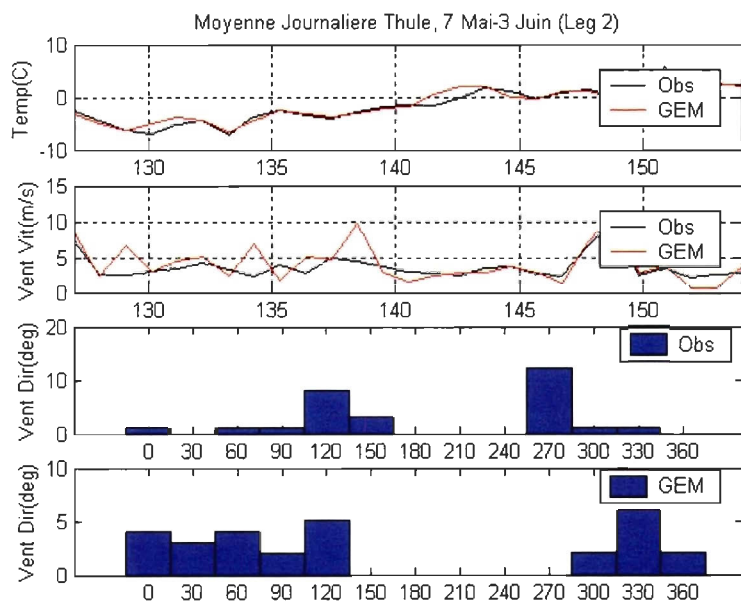
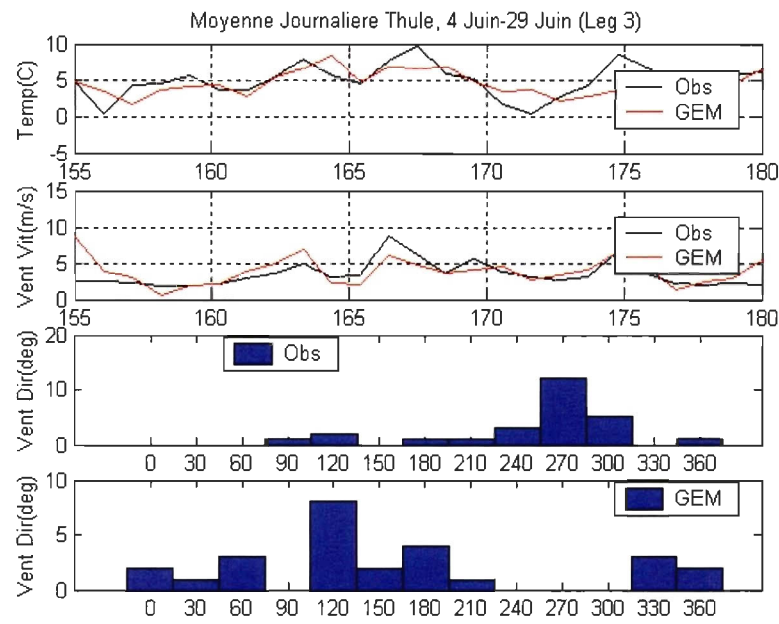


Figure 34 : Comparaison de la température et vent moyen journalier observés et selon GEM pour Thule pour le leg 1 (a), leg 2 (b), leg 3 (c), leg 4 (d).

C)



D)

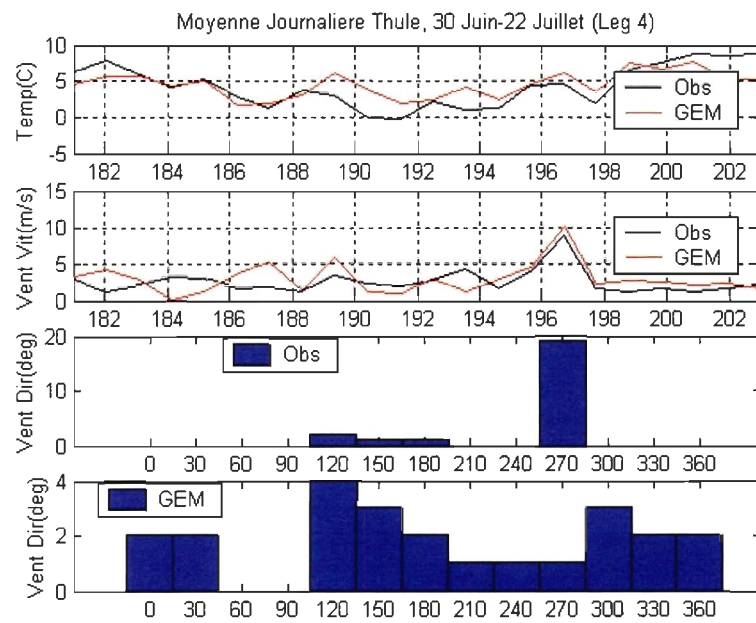


Figure 34 : ... suite.

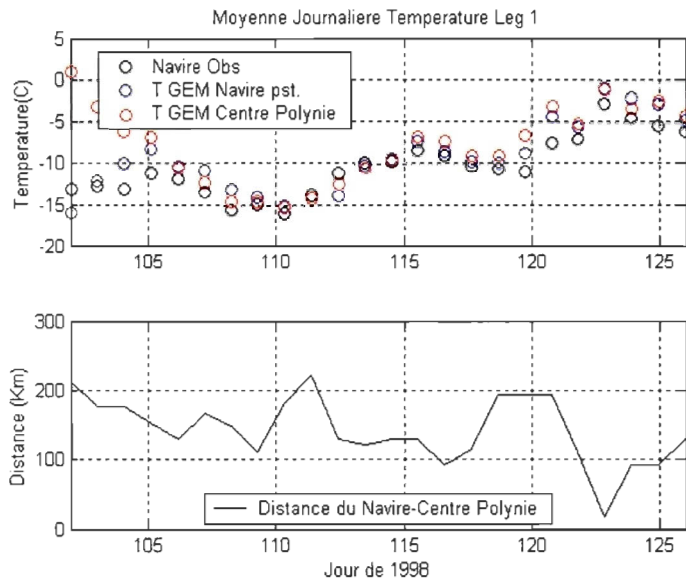
On obtient les résultats suivants en effectuant la comparaison des valeurs journalières obtenues sur le navire et le point de grille GEM correspondant à la position du navire et du centre de la polynie :

	Temp. Obs. C	Temp. GEM	Temp. GEM centre	errRMS Obs-G	errRMS Obs-c
Leg 1	-10,1	-8,9	-7,5	0,39	0,84
Leg 2	-3,8	-2,4	-1,2	0,34	0,55
Leg 3	1	4,2	4,4	0,69	0,39
Leg 4	1,8	3,7	4,6	0,63	0,64
	Vit. Obs. m/s	Vit. GEM	Vit. GEM centre	errRMS Obs-G	errRMS Obs-c
Leg 1	6,5	5,8	5,3	0,58	0,79
Leg 2	7	5,6	5,6	0,57	0,65
Leg 3	3,7	4,1	3,8	0,33	0,38
Leg 4	3,7	2,9	2,9	0,39	0,5
	Dir. Obs	Dir. GEM	Dir. GEM centre		
Leg 1	3	18	40		
Leg 2	3	24	8		
Leg 3	103	81	95		
Leg 4	293	338	39		

Tableau 3 : Comparaison des moyennes et erreurs rms sur la durée d'un leg de la température et du vent observés sur le navire avec les données correspondant au point de grille de GEM de la position du navire et au point de grille du centre de la polynie.

On observe qu'il n'existe qu'un très faible écart entre la température et le vent observés et les données GEM à la position du navire et une faible erreur pour les données situées au centre de la polynie. Ce succès tient principalement au fait que l'on se situe loin des effets locaux et que la surface de la polynie peut être considérée comme étant relativement lisse. Les figures 35 et 36 représentent les résultats pour la température et le vent respectivement pour chacun des legs.

A)



B)

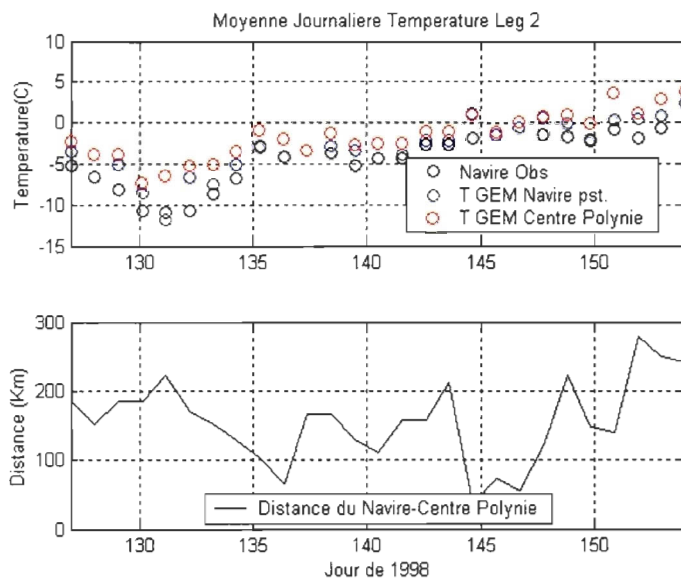
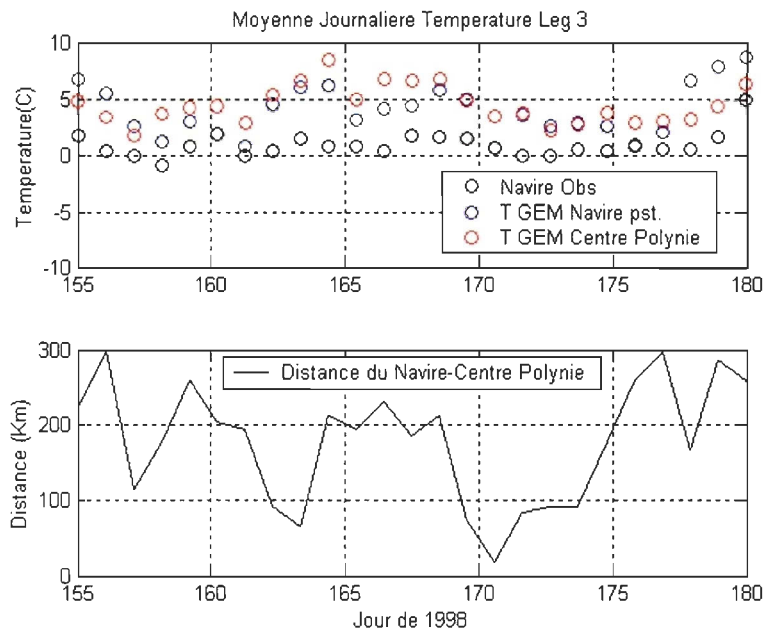


Figure 35 : Comparaison des observations de température atmosphérique obtenue du navire sur la polynie avec la température de GEM à la position du navire et au centre de la polynie pour le leg 1 (a), leg 2 (b), leg 3 (c), leg 4 (d) ainsi que de la distance navire-centre de la polynie.

C)



D)

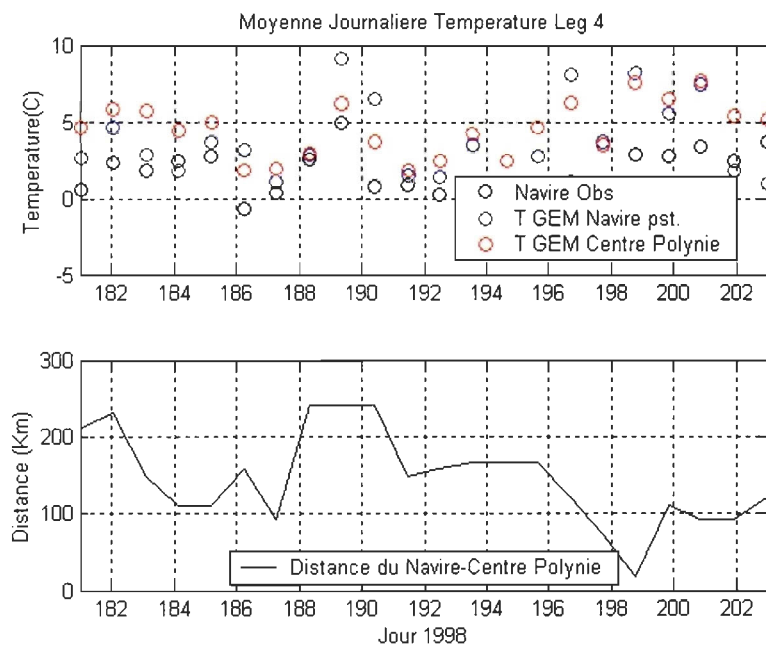
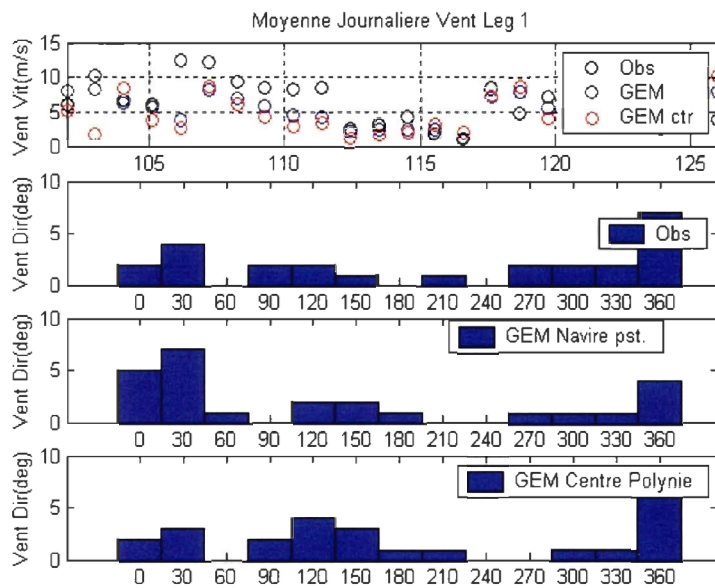


Figure 35 : ... suite.

A)



B)

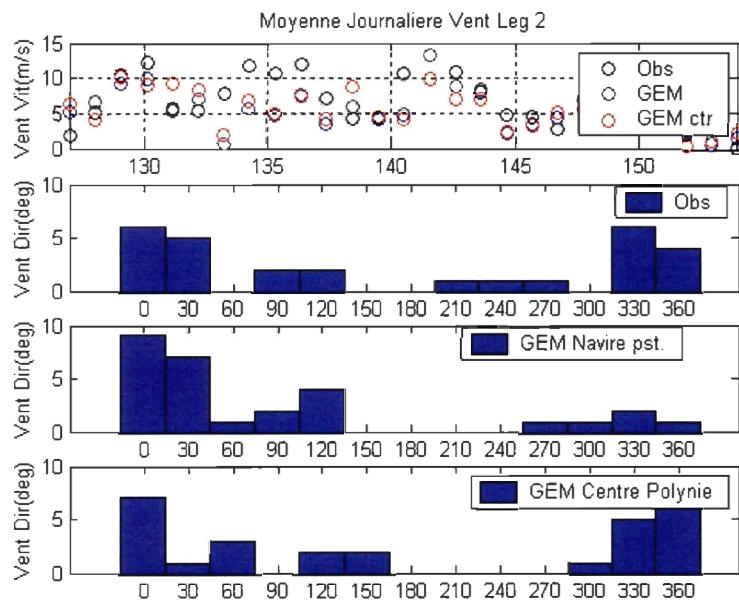
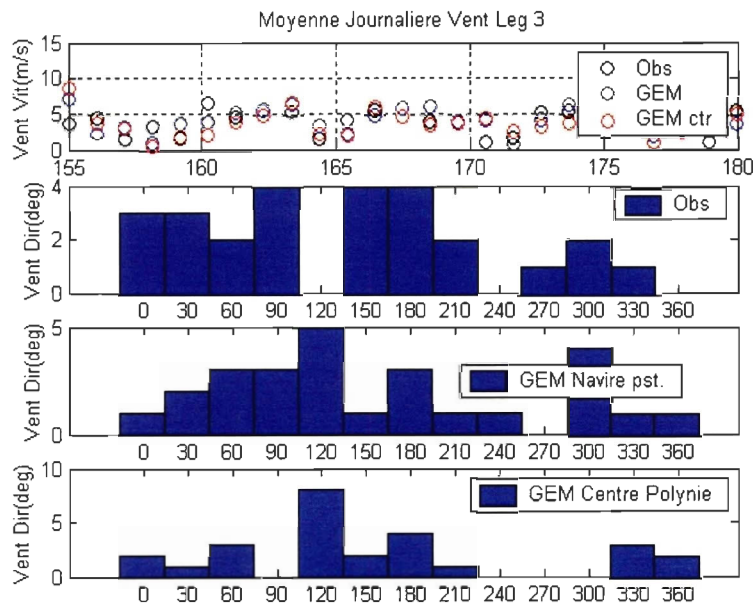


Figure 36 : Comparaison des observations de vitesse et direction du vent obtenues du navire sur la polynie avec la température de GEM à la position du navire et au centre de la polynie pour le leg 1 (a), leg 2 (b), leg 3 (c), leg 4 (d).

C)



D)

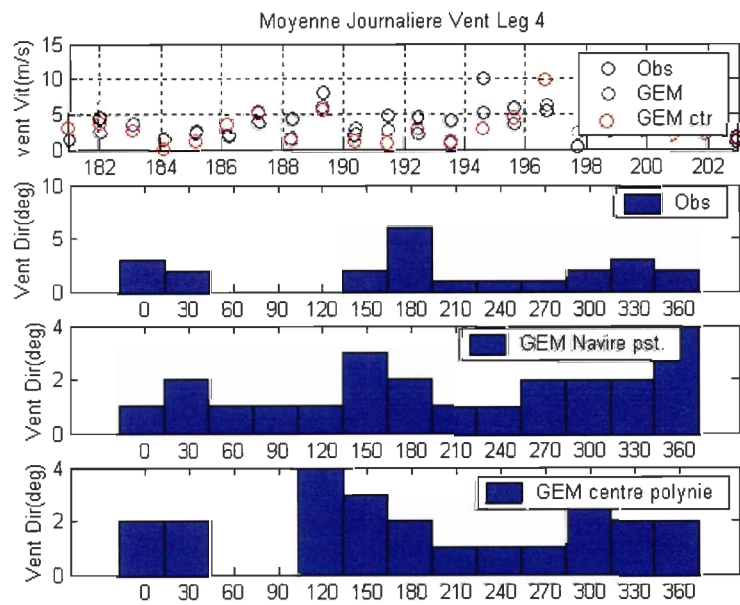


Figure 36 : ...suite.

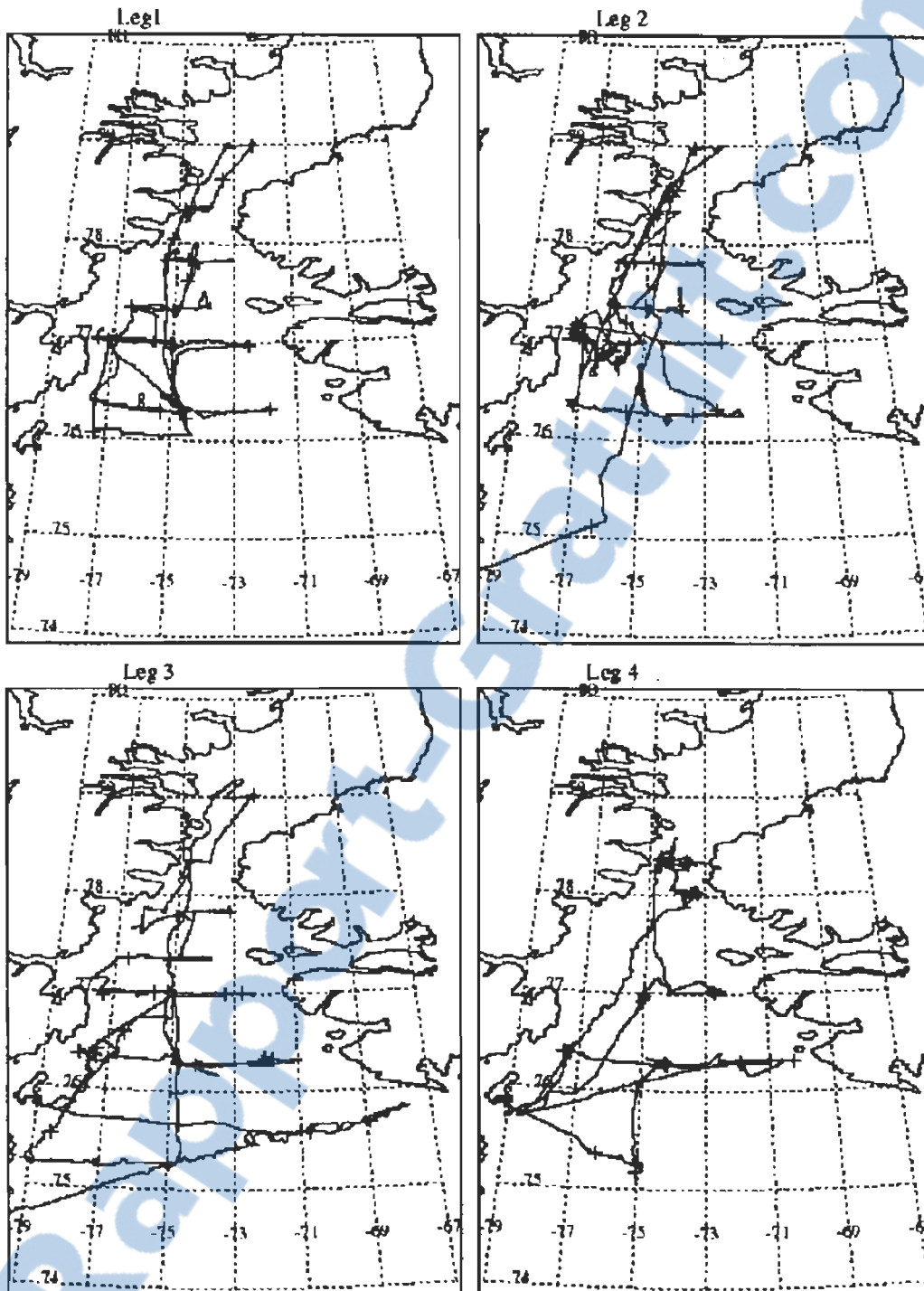


Figure 37 : Tracé du navire NGCC Pierre Radisson durant les quatre legs dans la polynie NOW durant l'année 1998 (modifié de Minnett, 2001).

3.12 Contribution atmosphérique à la fonte de la glace de mer de la polynie NOW

D'après une étude climatologique effectuée par Barber et al. (2001), un creux atmosphérique engendre une circulation cyclonique sur la Baie de Baffin avec un vent vers le nord sur le côté est de la baie et vers le sud du côté ouest. Le vent vers le nord, additionné d'une advection d'air chaud, serait un facteur pour une fonte plus précoce près de la côte du Groenland. Comme le présente la figure 38 en utilisant le modèle GEM, puisque selon la section 3.10 celui-ci est représentatif des variables température et vent sur la polynie, une advection d'air chaud (advection de signe positif ici) est nettement perceptible près de la côte du Groenland pour les legs 1 et 2. L'advection d'air chaud atmosphérique est d'autant plus efficace que la vitesse du vent à cet endroit est de deux fois supérieur en moyenne comparativement au vent près de la côte canadienne. Une fraction de la couverture nuageuse plus grande près de la côte du Groenland, causant des précipitations plus abondantes, aura pour effet de réduire les écarts entre le maximum et minimum de température journalier, avec une advection d'air chaud, le tout permettant ainsi d'obtenir une moyenne de température sur toute la période supérieure favorisant la fonte sur le côté est de la polynie. Le calcul de l'advection de chaleur atmosphérique est effectué à l'aide d'un schème à différences finies centrées et de la relation suivante :

$$\text{Advection} = U \cdot \frac{\partial T}{\partial x} + V \cdot \frac{\partial T}{\partial y} \quad (23)$$

pour chacun des Legs. L'advection d'air chaud est présente de façon notable pendant le leg 2 près de la côte du Gröenland et contribue directement à obtenir une glace plus mince et une fonte plus précoce sur ce côté de la polynie. Les coordonnées de la figure

38 ont été transformées en coordonnées cartésiennes par une projection Mercator transverse de l'ellipsoïde de Clarke (MTU), à partir des coordonnées sphériques de position (Snyder, 1987). La position de référence est 0° N et 74° O. Pour faciliter la lecture des axes, la coordonnée (0,0) a ensuite été déplacée au coin sud-ouest de la polynie. Si l'on effectue le même exercice pour l'advection de température de surface de la mer provenant du modèle GEM qui utilise les données satellitaires, on observe une advection qui est de deux ordres de grandeur inférieure à celle de l'advection de la température de l'air. Une erreur rms d'environ 0.5°C existe entre température de surface de la mer provenant des observations satellitaires et celles obtenues lors de l'échantillonnage des profiles CTD dans la polynie.

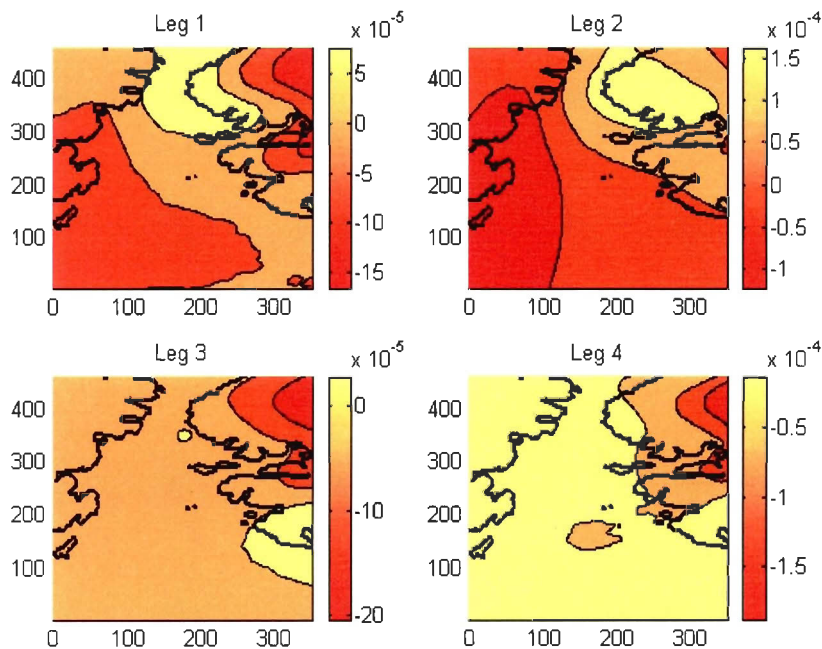


Figure 38 : Advection de chaleur atmosphérique en degrés $^\circ\text{C sec}^{-1}$ pour les legs 1 à 4. L'advection d'air chaud est représentée par des valeurs positives et est nettement perceptible pendant les legs 1 et 2. Coordonnées MTU (Mercator transverse universelle).

3.13 Conclusion du chapitre 3

Suite aux simulations sur les épaisseurs de glace et de neige en utilisant les variables météorologiques observées et un flux de chaleur océanique calculé à partir des profils de température et de salinité près de Grise Fjord et Thule (figure 30), j'observe que la fonte s'effectue 3 à 4 semaines plus tôt près de Thule que de Grise Fjord (jour 203 pour Thule et 227 pour Grise Fjord). Si on effectue la même simulation en considérant cette fois un flux de chaleur océanique de 2 W m^{-2} près de Grise Fjord et Thule (figure 22), j'observe que la fonte s'effectue seulement une dizaine de jours plus tôt près de Thule que de Grise Fjord (jour 207 à Thule et 217 à Grise Fjord). On remarque aussi que la glace est plus mince de 22 cm près de Thule avec une fonte plus hâtive, ce qui est en accord avec les observations qualitatives de Mundy et Barber (2001) et Yackel et al. (2001). On peut expliquer la situation observée par le fait qu'indépendamment du fait que le flux de chaleur océanique est près de 2 fois supérieur près de Thule que près de Grise Fjord (figure 29), l'apport thermique atmosphérique est prépondérant près de Thule, puisqu'avec un flux de chaleur océanique plus important, la fonte (l'ablation) s'effectue seulement 4 jours plus tôt comparativement au résultat obtenu en utilisant un flux de chaleur océanique de 2 W m^{-2} . Par contre, cet écart de 4 jours réfute le fait que l'eau plus chaude du courant ouest Groenlandais pourrait être juste suffisante pour éviter la croissance de la glace, mais qu'elle était insuffisante pour contribuer à sa fonte (Melling et al. 2001, Bâcle et al. 2002). Notons que l'apport horizontal du flux de chaleur océanique n'est pas considéré. En fait, près de Thule, l'apport de chaleur atmosphérique occasionne une fonte en surface de la glace et de la neige plus importante que l'ablation de la glace par le flux de chaleur océanique qui est

alors secondaire dans ce cas. Près de Grise Fjord, l'apport thermique atmosphérique est beaucoup plus faible et la contribution du flux de chaleur océanique de moitié inférieure à ceux qu'on retrouve près de Thule. Par contre, le flux de chaleur océanique près de Grise Fjord ne participe pas à l'ablation de la glace de façon sensible et mesurable, puisque la fonte s'effectue du jour 217 au jour 227 lorsque l'on utilise un flux de chaleur océanique autre que de 2 W m^{-2} et en utilisant les mêmes considérations météorologiques. Le flux de chaleur océanique dans ce cas peut être considéré comme étant inférieur à 2 W m^{-2} . Suite à ces résultats obtenus des simulations, il est possible de poser par ordre d'importance les facteurs contribuant à une glace plus mince et une fonte plus hâtive près de Thule (figure 39): 1) un apport de chaleur atmosphérique de première importance en surface contribuant à une fonte égale à 1.1 cm/jour et 2) un apport secondaire du flux de chaleur océanique correspondant à 0.1 cm/jour soit près de 10% de l'apport atmosphérique. Le classement par ordre d'importance près de Grise Fjord des facteurs contribuant à la fonte de la glace est alors : 1) un apport de flux de chaleur océanique quasiment nul et 2) une faible contribution de chaleur atmosphérique en surface contribuant à une fonte de 0.7 cm/jour.

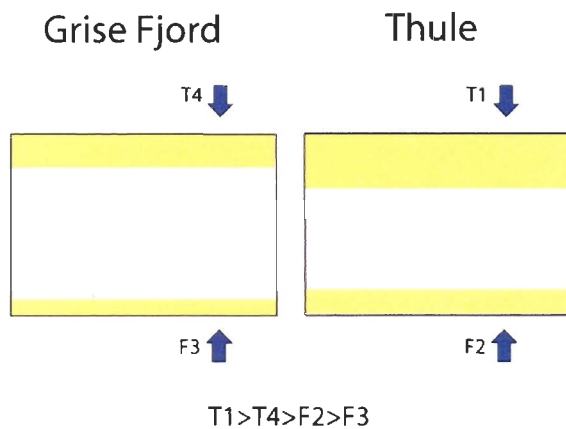


Figure 39 : Contributions relatives des facteurs qui ont un impact direct sur la fonte de la glace. T1 et T4 flux de chaleur atmosphérique, F2 et F3 flux de chaleur océanique.

CHAPITRE 4

Étude bi-dimensionnelle des flux de chaleur de la polynie des Eaux du Nord

4.0 Introduction

Lors de la formation de la polynie, qui s'effectue rapidement à l'intérieur de quelques semaines seulement, la formation de la glace de mer à l'intérieur de la polynie devrait être contrecarrée par le processus de rétroaction positif des composantes suivantes : flux radiatifs/glace/albédo. L'objectif premier de ce chapitre est de déterminer le moment (leg) où le bilan radiatif pourrait empêcher que de la glace ne se reforme dans la polynie après son ouverture. À cela vient s'ajouter l'apport du flux de chaleur océanique par sa contribution sur l'ablation de la glace en bordure de la polynie et la glace en mouvement à l'intérieur de celle-ci. Ces deux flux opèrent-ils simultanément afin de maintenir la polynie ouverte ? En deça de quel leg peut-on affirmer que l'ouverture de la polynie est essentiellement due à un apport dynamique via le vent et les courants ? À l'aide d'une représentation bi-dimensionnelle des flux radiatifs, d'une part observés journalièrement à partir du navire et ceux paramétrisés à partir du modèle neige/glace correspondant à la position du navire ainsi qu'une moyenne pendant la durée du leg provenant du modèle GEM, il sera possible d'effectuer une analyse spatio-temporelle de la contribution de ces flux ainsi qu'un bilan d'énergie de la surface. En utilisant le modèle couche de mélange-pycnocline déjà discuté, il sera possible en utilisant les profils de température et de salinité obtenus durant la campagne NOW, d'effectuer aussi une analyse temporelle sur la surface de la polynie du flux de chaleur océanique et les caractéristiques océaniques, telles les épaisseurs de la couche de mélange et la stabilité de la colonne d'eau. Le tout devrait nous permettre d'obtenir une analyse spatio-temporelle des

contributions des flux de chaleur de la polynie. Par la suite, une représentation conceptuelle du flux de chaleur de la polynie sera présentée.

4.1 Concentration de glace et ouverture de la polynie NOW

À l'aide des concentrations de glace de mer dans la région de la polynie obtenues par Mundy et Barber (2001) pour la période entre le 9 avril (jour 99) et le 1^{er} juillet (jour 182) données avec des intervalles bi-hebdomadaires (biweek), on calcule l'étendue de la surface libre de glace de la polynie. Mundy et Barber ont mis au point et intégré dans un système d'information géographique (GIS) un modèle de classification de la glace de mer pour les images ScanSAR de RADARSAT1. La classification de la glace de mer considère la glace multi-annuelle, de première année et côtière. La surface S libre de glace de la polynie est donnée par la somme du complément de la concentration C , multipliée par la taille de la résolution de la cellule d'observation $\Delta = 4 \text{ km}^2$ pour une période bi-hebdomadaire ou quinzaine de jour (biweek):

$$S(\text{biweek}) = \sum (1 - C(\text{biweek})) \Delta. \quad (24)$$

Le résultat permet d'obtenir une surface libre de glace de la polynie de 9974 km^2 pour le biweek 8 (9 avril-22 avril, jours 99-112) en considérant la glace multi-annuelle, de première année et côtière ; 9446 km^2 pour le biweek 9 (23 avril-6 mai, jours 113-126) en considérant la glace multi-annuelle, de première année et côtière ; 31851 km^2 pour le biweek 10 (7 mai-20 mai, jours 127-140) en considérant la glace multi-annuelle et de première année ; 47651 km^2 pour le biweek 11 (21 mai-3 juin, jours 141-154) en considérant la glace multi-annuelle et de première année ; 47652 km^2 pour le biweek 12 (4 juin-17 juin, jours 155-168) en considérant

la glace multi-annuelle et de première année ; 43639 km² pour le biweek 13 (18 juin -1 juillet, jours 169-182) en considérant la glace annuelle seulement. Les biweek 8 et 9 forment tous deux la période correspondant au leg 1. De même, les biweek 10 et 11 forment la période du leg 2, et les biweeks 12 et 13 la période du leg 3. En fait, la polynie des Eaux du Nord est la plus vaste des polynies canadiennes. Au mois de juillet, sa superficie atteint un maximum entre 80000 et 90000 km² (Lewis et al., 1996 ; Barber et al., 2001). La figure 40 présente l'étendue de la polynie dans la région considérée (entre 75°N et 79°N et entre 66°W et 80°W) pour chacun des biweeks.

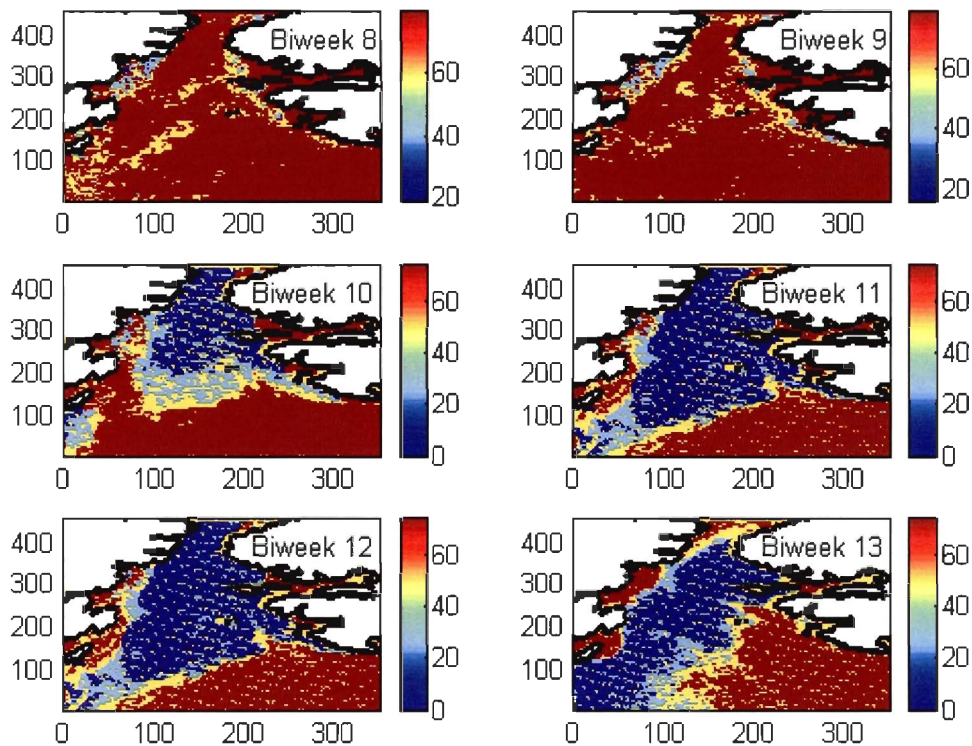


Figure 40 : Concentration des glaces en pourcentage obtenues à partir des données de Mundy et Barber (2001) pour chacune des quinze semaines de jours (biweeks). Coordonnées MTU.

4.2 Bilan radiatif observé à partir du navire

On utilise les observations obtenues par Minnett (2001) des flux solaires incidents moyennés journalièrement $SW\downarrow$, des flux solaires réfléchis moyennés journalièrement $SW\uparrow$ et des flux atmosphériques incidents moyennés journalièrement $LW\downarrow$ pour calculer le bilan radiatif. Le bilan est donné par :

$$\text{Bilan Radiatif } B_R = SW\downarrow - SW\uparrow + LW\downarrow - LW\uparrow = SW\downarrow + SW\uparrow + \varepsilon LW\downarrow - \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (25)$$

L'émissivité atmosphérique ε est approximée par la constante de 0.9, la même qui est utilisée par le modèle neige/glace. La température de surface est estimée par la température de l'air tout près de la surface. Dans ses notes, Minnett (2001), ce dernier indique le fait important que l'instrument (pyromètre) servant à mesurer le flux solaire réfléchi $SW\uparrow$ a été endommagé par l'eau de mer suite à une tempête le 21 mai 1998. L'instrument a été remis à neuf plusieurs fois, mais la calibration restait suspecte. En fait, ce n'est qu'à partir du 12 juin que l'instrument a pu être considéré comme étant fiable. Un nouvel instrument a été utilisé par la suite à partir du 27 juin. Pendant cette période (21 mai-12 juin), les mesures présentaient un albédo de la surface supérieure à l'unité, ce qui n'est pas physiquement possible. Durant cette période, afin que puisse tout de même s'effectuer une comparaison entre les observations et le bilan radiatif provenant de la paramétrisation et tirer avantage des autres flux disponibles, l'albédo de la surface a été considéré comme étant l'albédo moyen calculé à partir des valeurs d'albédo fiables disponibles pour un leg considéré. Ainsi, durant cette période, le flux solaire réfléchi est donné par : $SW\uparrow = \alpha \text{ moyen } SW\downarrow$.

À l'aide des observations constituant le bilan radiatif sur la surface de la polynie, on remarque que dès le leg 3 (figure 41), le bilan s'homogénéise sur la surface de la polynie et atteint des valeurs maximales de 150 W m^{-2} . Celui-ci augmente du sud vers le nord comme prévu, mais aussi de l'est vers l'ouest favorisant une glace plus mince du côté est de la polynie.

Il est intéressant de remarquer qu'au leg 4, il existe sur le côté nord-est de la polynie une région où le bilan radiatif est plus faible, possiblement dû à la présence de nuages bas. En première approximation, on considère que l'effet dominant des nuages de basses et moyennes altitudes (stratus et stratocumulus) est de réfléchir le rayonnement solaire incident, et donc de réduire l'ensoleillement près de la surface. L'effet net de cette catégorie de nuages est ainsi un refroidissement local par une augmentation de l'albédo. On remarquera aussi que le bilan d'énergie du leg 4 correspondant à la région mentionnée est plus faible, suite à la diminution de température provoquée par la présence de stratus ou de stratocumulus.

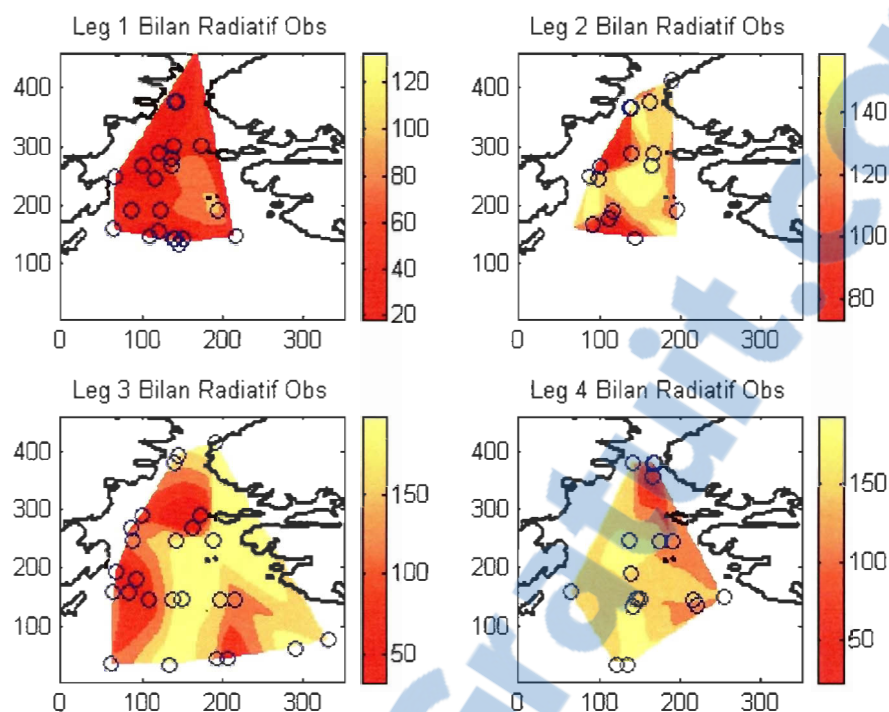


Figure 41 : Bilan radiatif ($W m^{-2}$) provenant des observations de Minnett (2001) pour chacun des legs. Notez les différences d'échelles. Coordonnées MTU.

4.3 Bilan radiatif paramétrisé par le modèle neige/glace et par le modèle GEM

On utilise pour calculer le bilan radiatif paramétrisé les données obtenues sur le navire par Minnett : température, humidité relative et vitesse du vent. Le bilan radiatif obtenu à l'aide du modèle neige/glace (figure 43) présente une intensité différente du bilan radiatif observé; il est plus faible pendant les legs 1 et 2 et plus grand pour les legs 3 et 4. Cet écart est dû d'une part 1) aux erreurs implicites des paramétrisations utilisées (Moritz 1978, ondes courtes ; Hanesiak, 2001 ondes longues) dans le modèle glace/neige, 2) une fraction nuageuse provenant du champ nuage du modèle GEM, 3) un albédo paramétrisé légèrement différent de l'albédo

observé (figure 42) . Le champ nuage de GEM semble avoir développé une masse nuageuse pendant le leg 1, suite au transfert d'humidité de la surface partiellement libre de glace vers l'atmosphère causant une saturation des bas niveaux de l'atmosphère. Par contre, lorsque la polynie est bien formée au leg 4, le champ nuage n'a pas représenté le couvert de stratus ou de stratocumulus dans la partie nord-est de la polynie comme mentionné auparavant, suite à la sublimation de la glace lorsque la température de l'air est au-dessus du point de congélation et de l'advection d'air chaud au-dessus de la glace côtière. Il est connu que le modèle GEM ne représente pas bien la distribution du couvert des nuages de basse altitude. Les autres facteurs pouvant occasionner une différence entre le bilan radiatif observé et celui paramétrisé est la température de surface observée et les flux d'ondes courtes et d'ondes longues observés. Selon l'étude du chapitre 3 (section 3.10) sur la comparaison entre la température observée et celle de GEM, il semblerait qu'il n'existe pas d'écart significatif entre elles, ce qui nous permet de croire que la température observée est correcte. Reste alors à valider les flux observés; une étude comparée avec les flux paramétrisés sera donc effectuée dans la section suivante (section 4.5).

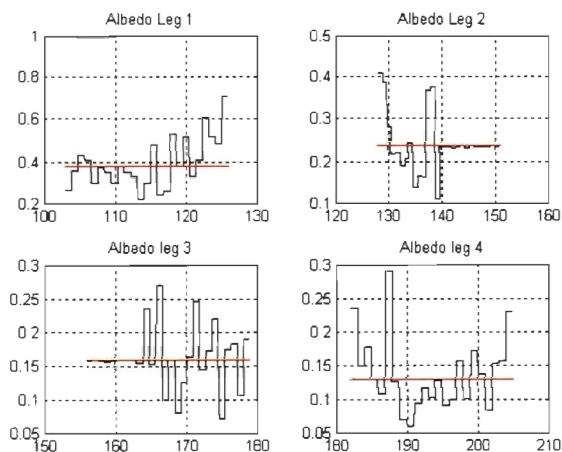


Figure 42 : Albédo observé (noir) et paramétrisé (rouge) pour chacun des legs. Notez les différences d'échelles.

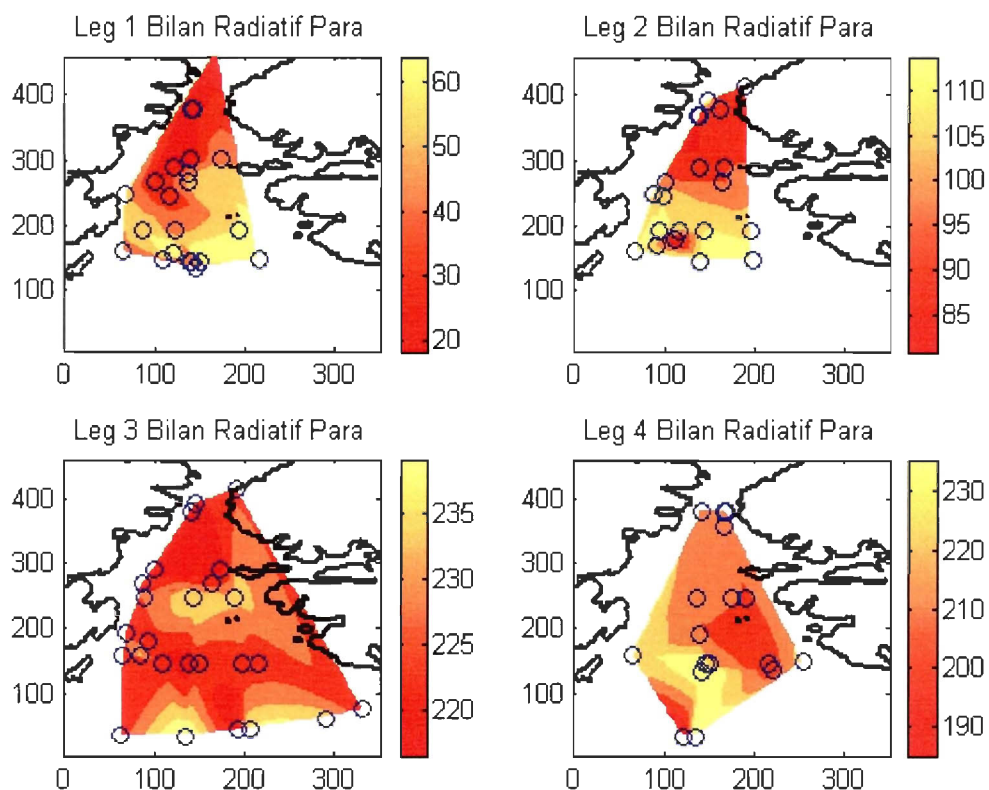


Figure 43 : Bilan radiatif paramétrisé ($W m^{-2}$) provenant du modèle glace/neige pour chacun des legs. Notez les différences d'échelles. Coordonnées MTU.

Le bilan radiatif provenant du modèle GEM a l'avantage de présenter l'impact radiatif dans la formation de la polynie. Il faut noter que le bilan radiatif provenant du modèle GEM est une moyenne sur la période du leg, alors que les observations et le bilan radiatif du modèle neige/glace constituent une suite formée des observations et des calculs radiatifs lors du trajet du navire et forme ce que l'on pourrait nommer une mosaïque, d'où l'écart existant entre l'intensité et la distribution spatiale du bilan radiatif provenant du modèle GEM. Les flux radiatifs à la surface proviennent d'un modèle simple de glace de mer à trois niveaux (une couche de neige, deux couches de glace) dans le modèle régional GEM. L'analyse de la couverture de glace utilise des données satellitaires SSMI (Special Sensors Microwave Imager)

(Ramseier and Rubinstein, 1992) ainsi que des observations journalières du Service Canadien des Glaces.

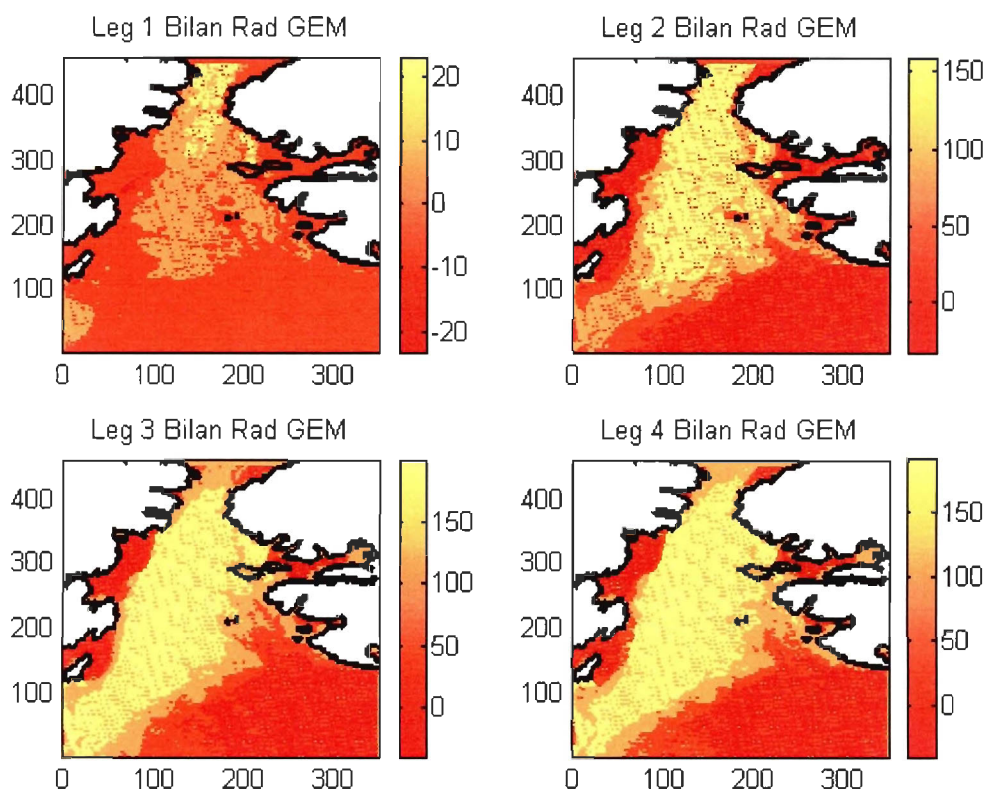


Figure 44 : Bilan radiatif moyen ($W m^{-2}$) provenant du modèle GEM pour chacun des legs. Notez les différences d'échelles. Coordonnées MTU.

4.4 Bilan d'énergie

Le bilan d'énergie B_E (équation 15) est composé de la somme du bilan radiatif observé et des flux de chaleur sensible et latente calculés par le modèle neige/glace. Le bilan d'énergie (figure 45) augmente du sud-est vers le centre de la polynie favorisant une période de fonte plus hâtive dans cette direction. À partir des legs 3 et 4, le bilan est relativement semblable en intensité et correspond à la présence du printemps arctique. Le bilan d'énergie plus faible en

deça du leg 2 reflète bien le fait que si l'ouverture de la polynie est déjà bien commencée (biweek 11 et 12), l'ouverture serait bien due à des apports dynamiques, tels la présence d'un pont de glace dans le Nares Strait et un vent qui souffle du nord, ayant pour impact la formation d'une polynie purement à chaleur latente pendant cette période. En comparant les figures du bilan radiatif observé (fig. 41) et celles du bilan d'énergie, on remarque que lorsque la polynie est ouverte, la contribution positive (vers la surface) du flux de chaleur sensible et latente a pour effet de produire un bilan d'énergie supérieur au bilan radiatif observé alors que la situation est inversée en période d'ouverture. En fait, pendant la période d'ouverture (legs 1 et 2), la température de la surface partiellement recouverte de glace laissant la présence d'eau libre et de fissures, serait plus élevée que la température de l'air, produisant ainsi des flux de chaleur sensible et latente négatifs, alors que lorsque la polynie est ouverte (legs 3 et 4), une température de l'air plus élevée que la surface libre de glace (vent du nord diminuant lorsque le numéro du leg augmente) a pour effet de renverser les flux de chaleur sensible et latente. Par contre, dans les régions de glace côtière et sur la terre, les flux de chaleur sensible et latente pourraient rester plutôt négatifs durant le leg 3 .

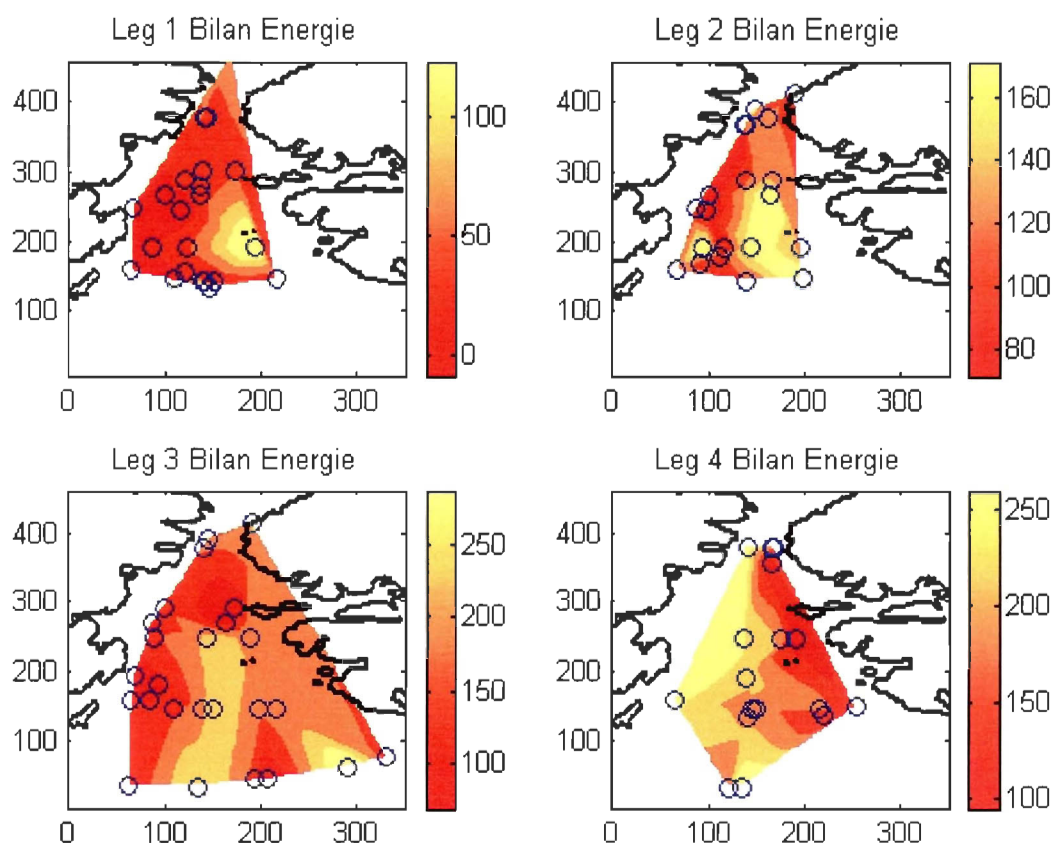


Figure 45 : Bilan d'énergie (W m^{-2}) provenant des observations et du modèle neige/glace pour chacun des legs. Notez les différences d'échelles. Coordonnées MTU.

Il est d'usage courant d'analyser le ratio entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente en utilisant le concept du ratio de Bowen = $\text{SH}\uparrow / \text{LH}\uparrow$. Malheureusement, les résultats du ratio de Bowen au-dessus des polynies dans la littérature sont très éparés. Au-dessus des polynies en hiver, les résultats varient entre 2 et 6 et au-dessus des océans en été (mer de Beaufort), les résultats peuvent être du double et de signe contraire (Andras et al. 1979 ; Andreas, 1989). Les résultats du tableau 3 pour chacun des legs du ratio de Bowen au-dessus de la polynie NOW reflètent l'augmentation des flux turbulents de la surface vers l'atmosphère

avec l'ouverture de la polynie et le renversement de ceux-ci lorsque la polynie est ouverte au leg 4 au moment où il devient alors improbable qu'un processus réversible se produise au printemps. Les grands écart-types révèlent la nature de la dépendance du fetch sur les flux turbulents calculés sur toute la polynie.

BO	moyenne	écart-type
Leg 1	0,4	3
Leg 2	0,6	2,5
Leg 3	8,5	17,5
Leg 4	-11,1	17,3

Tableau 4 : Ratio de Bowen au-dessus de la polynie NOW avec moyenne et écart-type pour chacun des legs.

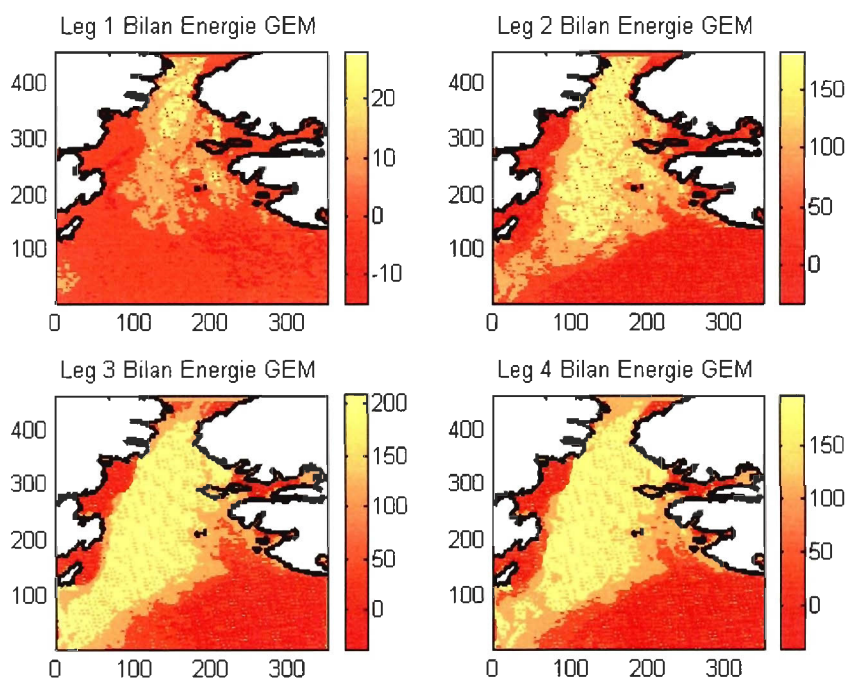


Figure 46 : Bilan d'énergie moyenne (W m^{-2}) provenant du modèle GEM pour chacun des legs. Notez les différences d'échelles. Coordonnées MTU.

4.5 Comparaison des flux radiatifs et nombre adimensionnel de la rétroaction glace/nuage/albedo

Étant donné les écarts qui existent entre les bilan radiatifs observés et paramétrisés avec le modèle neige/glace de mer, une comparaison entre les flux incidents de la radiation d'ondes courtes et longues est effectuée. Les paramétrisations d'ondes courtes (Moritz, 1978) et longues (Hanesiak et al. 2001) ont déjà auparavant fait l'objet d'une étude de sensibilité (chapitre 2) pour Resolute Bay. Maintenant, comment ces paramétrisations se mesurent-elles devant des flux observés sur la polynie ? Les flux observés ont été mesurés (Minnett, 2001) durant le trajet du navire soumis à un environnement parfois difficile (tempête). Par contre, les flux radiatifs incidents ont toujours été disponibles pour chacun des legs.

	SW moy obs	SW moy para	Err Rms	LW moy obs	LW moy para	Err Rms
Leg 1	156,4	177,3	12,5	227,9	200,8	7,36
Leg 2	242,7	284,5	14,7	237,12	219,9	5,84
Leg 3	215,6	348,4	31,6	280,3	236,3	9,55
Leg 4	235	324,6	35,7	274,5	240	10,8

Tableau 5 : Comparaison des moyennes et erreurs rms en $W m^{-2}$ sur la durée d'un leg du flux d'ondes courtes (solaire) incident et du flux d'ondes longues (atmosphérique) incident, observés et paramétrisés.

On observe à l'aide du tableau 5 que les flux solaire incidents moyens paramétrisés sont supérieurs aux observations. La différence peut provenir des phénomènes obscurcissants (brume, brouillard ...) observables dont la paramétrisation ne tient pas compte. Pour les flux d'ondes longues, les flux moyens observés sont supérieurs, possiblement à cause d'une couverture nuageuse plus grande que celle introduite dans la paramétrisation. Le fait que la

température de l'air observée est utilisée lors du calcul du flux d'ondes longues dans la paramétrisation a eu pour effet de réduire considérablement l'erreur rms calculée. Notons que l'observation du flux d'ondes courtes incident observé du jour 112 est probablement incorrecte.

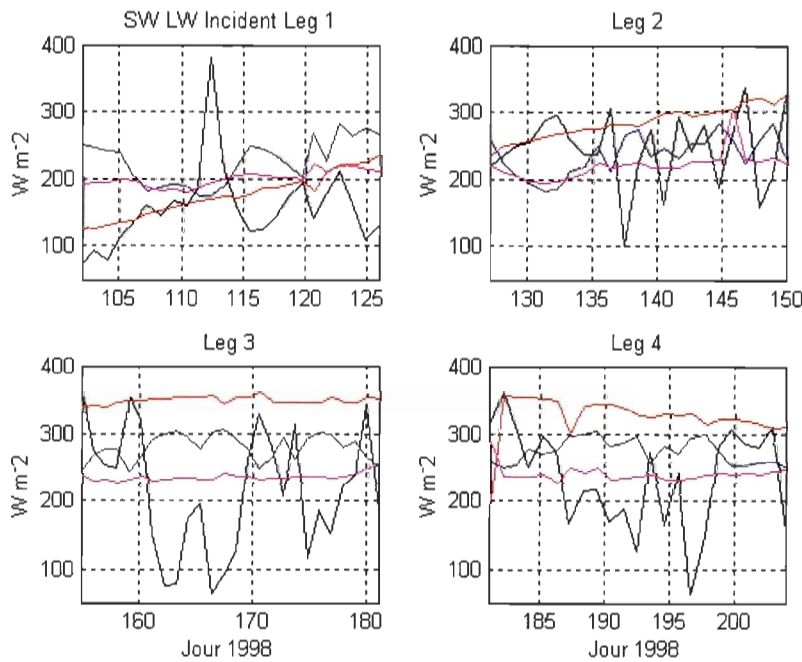


Figure 47 : Flux d'ondes courtes (solaire) observés (noir) et paramétrisés (rouge), flux d'ondes longues (atmosphériques) observés (bleu) et paramétrisés (magenta), pour chacun des legs.

J'ai développé ici une approche pour quantifier le phénomène de rétroaction positive entre la glace, les nuages et l'albédo, qui consiste à calculer le rapport entre le bilan d'énergie (fig. 45) et le bilan radiatif (fig. 41) sur α l'albédo observé.

$$\text{Retro} = (\text{Bilan énergie} / \text{Bilan radiatif observé}) * \alpha^{-1} \quad (26)$$

Le couvert nuageux qui est implicite dans le bilan d'énergie et le bilan radiatif via les flux d'ondes courtes (qui augmentent avec la période estivale) et d'ondes longues crée un effet de serre qui augmente du fait du réchauffement de la surface. Cet effet de serre dégrade la glace de mer, ce qui a pour conséquence de diminuer l'albédo, qui est en diminution continue jusqu'à sa

disparition complète. Plus spécifiquement au printemps, la présence d'eau libre et de mares sur la glace suite à la fonte de la neige sur celle-ci, a pour effet d'augmenter la fraction nuageuse. La présence plus importante de la couverture nuageuse a pour effet d'augmenter la radiation atmosphérique incidente tout en obscurcissant la radiation solaire dirigée vers la surface. Le nombre adimensionnel introduit ci-dessus donne une mesure du phénomène de rétroaction qui est en croissance continue au printemps. Cette façon de faire pourrait être utile pour étudier l'évolution de l'interaction entre la couverture nuageuse et la dégradation de la glace, lorsque les observations le permettent. L'avantage de cette façon de faire est qu'elle permet de quantifier un processus de rétroaction non linéaire avec des instruments de mesure déjà existants. Dans un contexte de réchauffement climatique, la courbe rouge de la figure 48 aurait tendance à balayer des valeurs du nombre adimensionnel plus élevées.

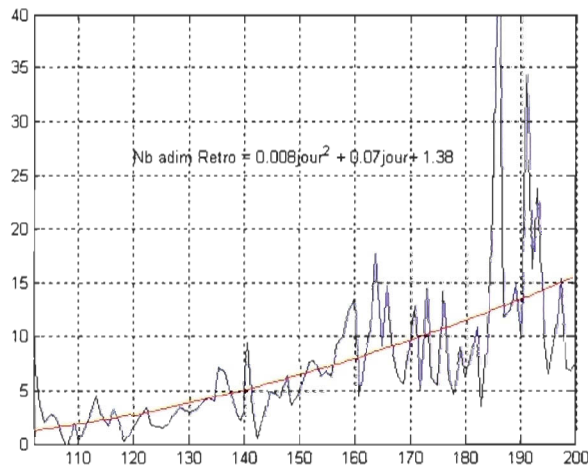


Figure 48 : Évolution du nombre adimensionnel (bleu) avec sa courbe d'ajustement polynomiale (rouge) permettant de quantifier le phénomène de rétroaction positive entre la glace, les nuages et l'albédo.

4.6 Épaisseur de la couche de mélange obtenue par la méthode split-and-merge

L'épaisseur de la couche de mélange obtenue par la méthode split-and-merge (figure 49), telle que présentée auparavant, a été calculée pour chacune des mesures de salinité et de température correspondant à l'observation journalière météorologique de surface. La couche de mélange s'amincit du leg 1 à 4, suite à la fonte de la neige et de la glace qui vient créer une couche de surface moins saline, la diminution de la tension du vent, et le réchauffement solaire. L'ouverture de la polynie, le mouvement divergent des plaques de glace et la fonte des bords des plaques ont pour effet de produire un amincissement très rapide de la couche de mélange, passant d'environ 100 m à 10 m des legs 1 à 4. L'épaisseur de la couche de mélange a aussi été déterminée par Gratton (communication personnelle) en utilisant la méthode des différences de densité potentielle. Dans ce cas, l'épaisseur de la couche de mélange est la profondeur à laquelle la densité potentielle n'excède pas plus que de 0.01 kg m^{-3} la densité potentielle de surface (threshold difference method, Schneider and Müller, 1990). On obtient dans ce cas un amincissement d'environ 120 m à 12 m lorsqu'un échantillon des profils correspondant à l'observation journalière météorologique de surface est utilisé. Dans le cas où tous les profils disponibles sont utilisés pendant la campagne de mesures NOW (près de 400 profils de température et de salinité, Gratton et *al.* 2006), l'amincissement de la couche de mélange est plutôt de 140 m à 14 m. Il semblerait donc que la méthode rapide de split-and-merge a tendance à légèrement sous-estimer les épaisseurs de couche de mélange. La couche de mélange est plus mince du côté est de la polynie que du côté ouest correspondant à une fonte plus hâtive du côté est et par le fait aussi que du côté ouest il y a advection d'eau froide en surface en provenance du Nord (Nares Strait). Au leg 4, la couche de mélange atteint une épaisseur quasi-homogène dans la polynie, soit 10 m à plus ou moins 4 m .

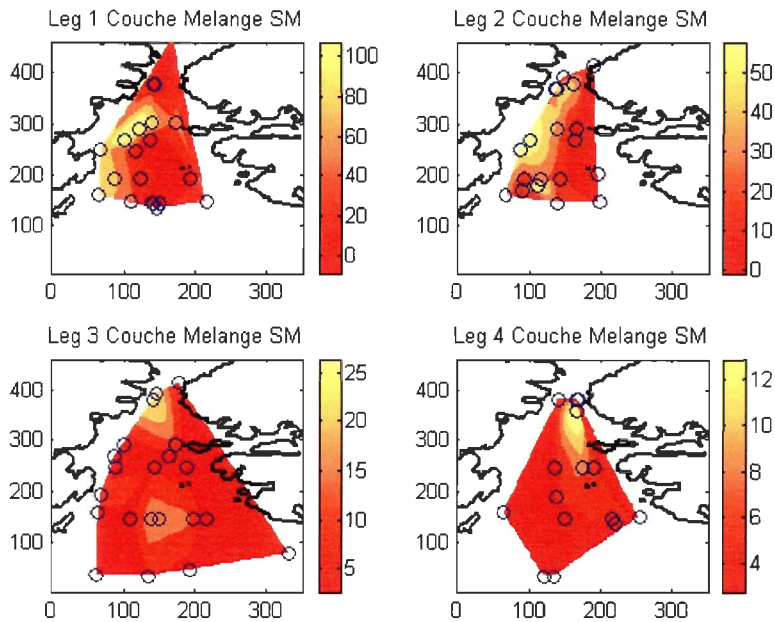


Figure 49 A: Épaisseur de la couche de mélange (m) obtenue par la méthode split-and-merge. Notez les différences d'échelles. Coordonnées MTU.

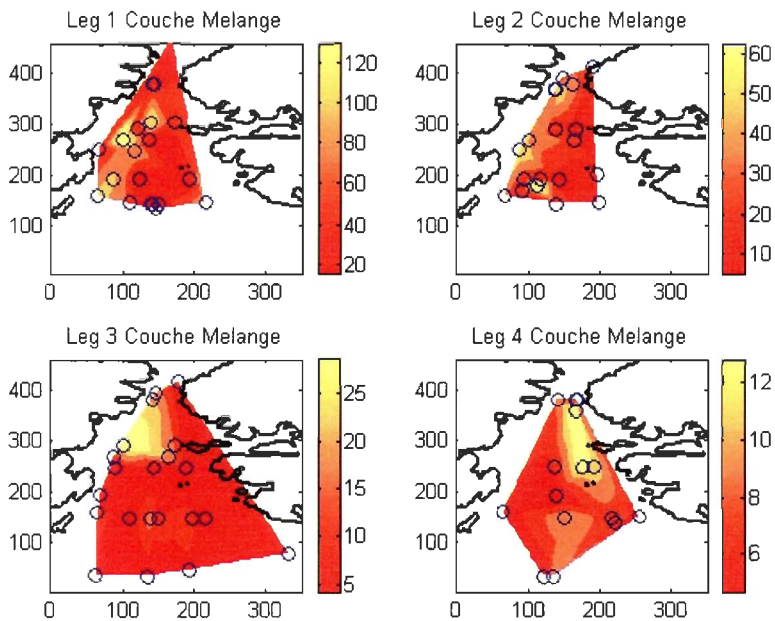


Figure 49 B : Épaisseur de la couche de mélange (m) obtenue par la méthode des différences par Gratton pour un échantillon des profils correspondant à l'observation journalière météorologique de surface. Notez les différences d'échelles. Coordonnées MTU.

4.7 Flux de chaleur océanique provenant du modèle hybride couche de mélange-pycnocline

Le flux de chaleur océanique calculé ici provient du modèle hybride couche de mélange pycnocline qui fait intervenir les processus d'entraînement et d'efficacité de retournement de la colonne d'eau près de la surface en période de formation de glace de mer. Il existe aussi deux autres méthodes qui permettent de calculer le flux de chaleur océanique, soit :

- 1) avec difficulté, via des mesures directes du flux turbulent vertical de chaleur sensible (Maykut and McPhee, 1995). Cela nécessite de mesurer des séries temporelles de profil vertical de la température océanique, de salinité et de courant en plus d'estimer la rugosité sous le couvert de glace.
- 2) À l'aide des mesures de température et de bilans de masse (Perovitch et al. 1997). La température de la glace et l'épaisseur de celle-ci permettent de calculer le flux de chaleur océanique comme étant le résidu du flux de conduction, de la chaleur latente de fusion et de la conductivité thermique. C'est la méthode utilisée lors de la campagne de mesure SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic ocean), Perovitch et Elder (2002).

Ces deux méthodes ont l'avantage, contrairement à la méthode utilisée ici, de calculer le flux de chaleur océanique et d'estimer l'apport de chaleur attribuable au réchauffement solaire de la couche de surface, tard au printemps à travers les mares et la glace mince. Par contre, aucune observation du bilan de masse de la glace de mer, ainsi que de mesure de flux de chaleur turbulent vertical n'étaient disponibles lors de la campagne de mesure en 1998 dans la polynie NOW. Ainsi la méthode hybride pour le calcul du flux de chaleur océanique qui utilise les profils océaniques à l'intérieur de la polynie présente donc un avantage du fait qu'observations météorologiques et océaniques sont disponibles simultanément pour une centaine de jours.

On observe que, le flux de chaleur océanique en période de formation de glace de mer est supérieur sur le côté est de la polynie, suite à une efficacité supérieure à obtenir de la convection peu profonde et de l'entraînement, tel que le montre la figure 50, ainsi qu'une couche de mélange moins profonde. On observe au leg 2, deux maximums de flux de chaleur océanique. Le maximum près du côté est de la polynie possède une couverture de glace de mer au-dessus d'une couche de mélange plus mince favorisant la diffusion de chaleur à travers cette couche, alors que le second maximum serait dû à la forte formation de glace de mer occasionnant un rejet de saumure plus important en eau profonde, là où la polynie ne s'est pas encore ouverte. Il y a deux maximums de causes physiques différentes. Le maximum de flux de chaleur océanique est atteint au leg 2, par la suite, le flux s'homogénéise dans la polynie suite à la période de fonte accueillant une couche de surface moins saline venant stabiliser la colonne d'eau et mettre un frein au processus de convection peu profonde. Le flux de chaleur océanique est donc quasiment nul au leg 4.

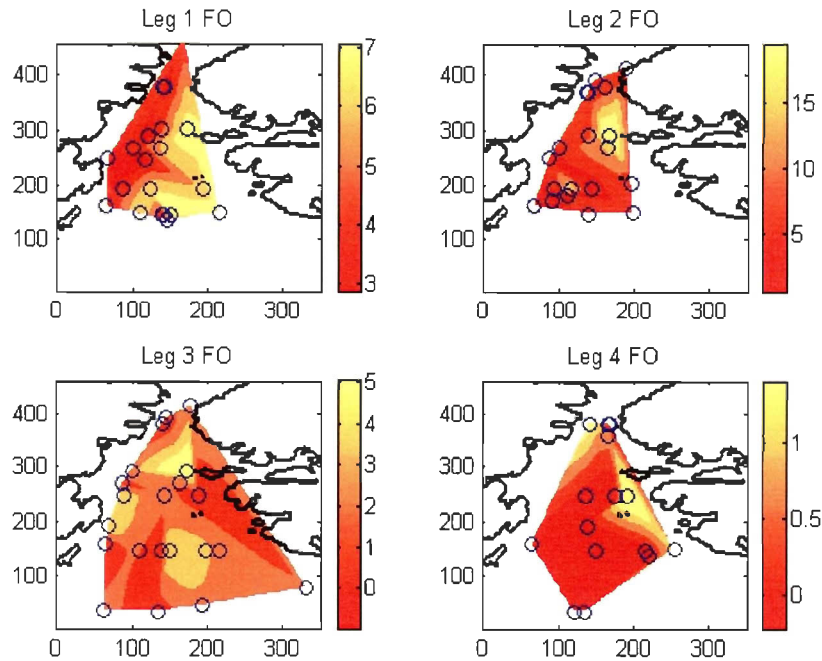


Figure 50 : Flux de chaleur océanique (W m^{-2}) obtenu par le modèle hybride couche de mélange-pycnocline. Notez les différences d'échelles. Coordonnées MTU.

4.8 Stabilité de la colonne d'eau obtenue selon la méthode de Martinson et Iannuzzi

Le rapport d'efficacité de retournement donné par la méthode de Martinson et Iannuzzi déjà discuté auparavant, est représenté par la variable stabilité pour chacun des legs. Tel que présumé par la représentation du flux de chaleur océanique, la stabilité est supérieure du côté ouest de la polynie, laissant envisager des flux de chaleur océanique moindres de ce côté. De même, pour les deux maximums de flux de chaleur océanique observés au leg 2, ces maximums correspondent à des minimums de stabilité. La stabilité s'homogénéise à partir du leg 3, pendant la période de fonte. Au leg 4, le facteur de stabilité atteint son état d'équilibre.

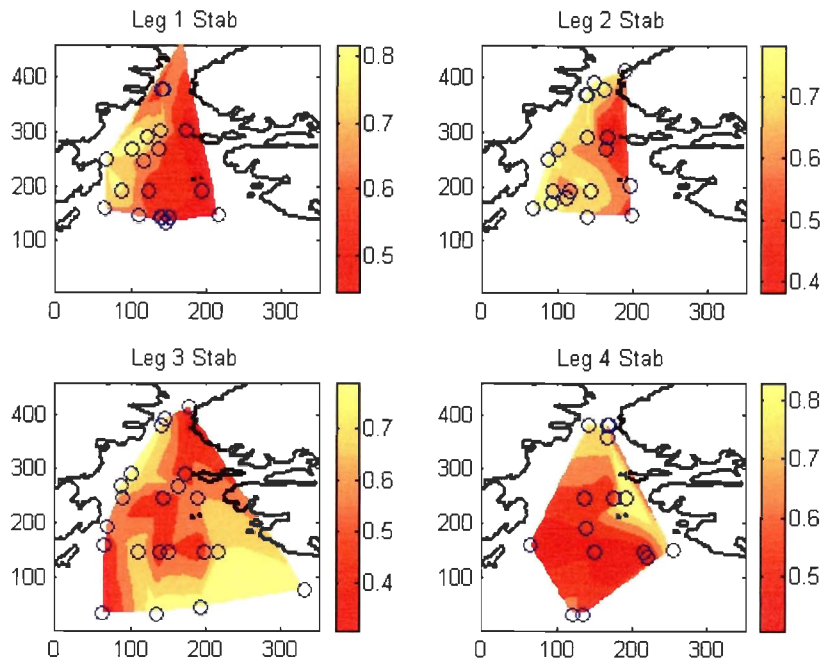


Figure 51 : Variable de stabilité pour chacun des legs. Coordonnées MTU.

4.9 Conclusion du chapitre 4 et représentation conceptuelle de la polynie

D'après l'analyse des bilans de rayonnement et d'énergie, j'observe qu'à partir du leg 3, l'intensité du bilan est telle que toute formation de glace mince derrière l'ouverture de la polynie est peu probable. La polynie est déjà présente au leg 2 et ferait suite à l'apport dynamique du vent du nord sur les plaques de glace. Le flux de chaleur océanique résultant de la formation de la glace de mer est maximal au leg 2. Le flux de chaleur océanique est maximal sur le côté nord-est de la polynie où la couche de surface est moins profonde, ainsi qu'en bordure sud de la polynie, où le vent provenant du nord apporte les plaques de glace et le frasil vers la bordure de la polynie. À partir du leg 3, la fonte des bords des plaques divergentes a

pour effet d'amincir la couche de surface et de la stabiliser et le développement d'une énergie radiative en croissance continue a pour effet de maintenir ouverte la polynie de façon irréversible.

La couverture de glace côtière limite le flux d'humidité de la mer disponible pour la formation nuageuse. Ainsi il y a absence de nuages stratiformes dans le nord de la polynie, près de l'ouverture derrière le pont de glace (Smith Sound), lorsque le vent souffle du nord au-dessus de la glace côtière. Par contre, l'advection de la température de l'air chaude dans le nord-est de la polynie qui souffle au-dessus de la glace côtière pourrait former des nuages bas de type stratus, de la brume ou du brouillard. Dans la partie sud de la polynie, une plus grande variété de formes nuageuses est possible, suite à l'apport d'humidité de la surface de la mer et du fetch qui s'étend du nord au sud. Selon Key et al. (2004), les stratus, stratocumulus et cumulus représentent près de 70 % du type de nuages observés. La couverture stratiforme est responsable de la chute de neige, pluie, bruine et mixte (pluie/neige). La couverture nuageuse augmente au printemps et en été, et est maximale le jour (Key et al., 2004). Une des découvertes significatives lors de la mission SHEBA (1998) dans le pack de glace de l'arctique a été le fait que la présence nuageuse en hiver réchauffait la surface. Il est connu que la couverture nuageuse possède deux effets opposés sur le bilan d'énergie à la surface. La couverture nuageuse agit comme un parasol pour le rayonnement solaire, réduisant les ondes courtes incidentes vers la surface. Elle agit d'autre part comme une couverture pour le rayonnement atmosphérique, augmentant la radiation nette d'ondes longues à la surface. La mission SHEBA a permis la reconnaissance du fait que l'effet d'une couverture de nuages bas en été contribue principalement à augmenter le rayonnement net d'ondes longues à la surface (Perovitch et al. 1999). C'est un résultat intéressant dans le présent contexte, puisque il a déjà

été démontré que la paramétrisation d'ondes longues possède une plus faible erreur rms que la paramétrisations d'ondes courtes.

La différence de pression atmosphérique entre Grise Fjord et Carey Island (située dans la polynie) est en accord avec l'analyse climatologique de Barber et al. (2004), qui ont trouvé que le forçage du vent au-dessus de la polynie était dirigé vers le sud (i.e. vent du nord) au printemps et que la pression au niveau de la mer était inférieure au-dessus de la polynie où la concentration de glace de mer était moindre (Marsden et al. 2004). La différence de température de l'air près de la surface de la polynie entre Grise Fjord et Carey Island est consistante avec l'idée d'une région relativement plus chaude au-dessus de la polynie (Marsden et al, 2004). Cette situation a été aussi observée lors de la comparaison entre Thule et Grise Fjord avec les observations de température de l'air prises sur le navire pendant les legs 1 à 4. Sur le côté ouest de la polynie les basses températures et une couverture nuageuse moindre se combinent pour produire une grande perte radiative d'ondes longues favorisant ainsi une fonte plus lente de la glace côtière. L'atmosphère est relativement stable à cet endroit, contrairement à la situation qui existe au centre de la polynie où la température de l'air et l'apport d'humidité près de la surface sont supérieurs, pouvant par le fait même occasionner une atmosphère plus instable et favoriser la formation nuageuse. Une autre situation intéressante est le renversement des flux turbulents du leg 2 à 3, obtenu à l'aide de l'analyse du bilan radiatif observé, du bilan d'énergie et le rapport de Bowen, qui nous confirme le fait qu'à partir de ce moment là l'ouverture de la polynie est alors irréversible. Par contre, sur les régions de glace côtière ce renversement est plus long à obtenir et ces régions subissent donc une perte de chaleur turbulente dirigée de la surface vers l'atmosphère qui s'amenuise plus longuement au printemps.

Tôt au printemps, le vent froid du nord force l'ouverture d'une petite polynie près du Smith Sound, mais la basse température de l'air a pour effet de reformer aussitôt la glace dans celle-ci. En fait, telle que présentée ici, cette petite polynie doit avoir lieu avant le leg 2, pour l'année 1998. Après cette période, le bilan d'énergie est nettement positif rendant impossible la reformation d'une glace mince derrière l'ouverture. Par la suite, le vent du nord contribue à évacuer les plaques de glace et le frazil du centre de la polynie en les dirigeant vers la bordure sud de celle-ci. La circulation cyclonique du vent et de la couche de surface de la mer dans la polynie, a pour effet de faire circuler cycloniquement les plaques de glace et le frazil, réduisant ainsi l'apport de l'air ambiant plus froid au-dessus de la terre et la glace côtière qui autrement pourraient se diriger vers le centre de la polynie. C'est, entre autres, ce qui a fait dire à Marsden (2004) que la polynie pourrait s'auto-entretenir durant cette période.

Yao et Tang (2003) ont utilisé un modèle couplé glace-océan, qu'ils ont appliqué sur la polynie NOW. À l'aide du forçage atmosphérique provenant de la climatologie mensuelle à l'aide des données de réanalyse du NCEP/NCAR et de l'initialisation de l'état de l'océan avec la température et la salinité provenant aussi de la climatologie mensuelle, ils ont retrouvé une moyenne du flux de chaleur océanique étalée entre janvier et mars. Les flux de chaleur océanique et de sel entre l'océan et la glace sont basés sur le modèle de couche limite sous la glace de Mellor et Kantha (1989). Pendant cette période de simulation, ils observent que la glace est plus mince sur le côté est de la polynie avec un flux de chaleur océanique moyen pour la période correspondant à environ 1/3 du flux de chaleur atmosphérique moyen pour cette période. Dans la présente étude, la période s'étale plutôt de la mi-avril (leg 1) à la mi-juillet (leg 4). On observe aussi une glace plus mince sur le côté est de la polynie en utilisant des

observations météorologiques horaires intercallées de profils de température océanique et de salinité à tous les 3 à 4 jours. Le modèle thermodynamique unidimensionnel, appliqué de part et d'autre de la polynie dans la présente étude est plus complet de part sa conception de la glace et sa couverture de neige que celui utilisé par Yao et Tang (2003). Par contre, le flux de chaleur océanique dans le modèle unidimensionnel est en moyenne, pendant la période s'étalant du leg 1 au leg 4, d'environ 1/5 du flux de chaleur atmosphérique à la surface. La différence peut s'expliquer par l'augmentation des flux radiatifs au printemps et par une couche de surface océanique plus douce qui stabilisent la colonne d'eau durant cette période de fonte, freinant ainsi l'apport de flux de chaleur océanique vers la surface.

Enfin, selon Bâcle (2002) et Rail (2005), les masses d'eau dans la polynie peuvent être décrites à l'aide de trois couches principales : la couche arctique, la couche intermédiaire atlantique et la couche du fond. La couche arctique provient de l'archipel canadien et se retrouve dans la polynie en empruntant les détroits de Smith, Jones et Lancaster ainsi qu'en étant transportée par le courant ouest grönlandais après avoir contourné le Grönland par son extrémité sud. À cette couche s'ajoute aussi l'eau de fonte des glaces au printemps. La couche arctique peut atteindre 0°C en surface pendant la période estivale et possède une salinité inférieure à 34.50. La couche intermédiaire atlantique est transportée par le courant ouest grönlandais et pénètre dans la polynie par le sud en traversant le détroit de Davis. Sa température moyenne est supérieure à zéro et son maximum se retrouve dans le noyau chaud entre 450-600 m de profondeur (Rail, 2005). Sa salinité se situe entre 33.80 et 34.45. La couche d'eau profonde composée de l'eau profonde de la baie de Baffin et l'eau très profonde de la baie de Baffin, a une température se situant entre -0.25 et -0.5C et sa salinité d'environ 34.45 (Rail, 2005). Les

couches d'eau profonde se situent sous les 1200 m et ne sont pas présentes sous la polynie des eaux du Nord.

Le courant du Groenland est composé de la masse d'eau atlantique et de la portion de la masse arctique qui revient vers le nord après avoir contourné le cap Farewell (Melling et al. 2001). L'intrusion de courant jusqu'à 73.5°N favorise la convection peu profonde sur le côté est de la polynie, lors de la formation de la glace de mer. Ainsi la présence de la couche chaude atlantique et moins profonde du côté est de la polynie, permet la formation possible d'un flux de chaleur océanique via l'entraînement, la diffusion et le rejet de sel lors de la formation de la glace. Cette situation n'est pas possible partout dans l'Arctique, comme on l'a vu lors du calcul du flux de chaleur océanique pour Resolute Bay. Une représentation conceptuelle des divers phénomènes expliqués jusqu'ici est reproduite à la figure 52.

Nous pouvons donc nous demander si effectivement le vent provenant du nord peut contribuer à la formation d'une petite polynie à chaleur latente derrière le pont de glace dans le Smith Sound en deça du leg 2. Est-ce que la contrainte du vent est favorable à la divergence des plaques de glace dans la polynie et existe-t-il un mouvement cyclonique de la tension du vent responsable de la circulation des courants de surface dans la polynie en deça du leg 3? La partie 5 étudiera la contribution de la contrainte du vent dans l'ouverture de la polynie pour la période correspondant plus précisément au leg 1 à 3, soient les quinzaines de jours (biweek) de 8 à 13. La polynie est effectivement en période d'ouverture en deça du leg 2, il s'agit maintenant de confirmer le fait que cette ouverture est due à la tension combiné du vent sur la

glace et de la glace sur la couche de surface océanique. Une fois la polynie en période de formation, il sera intéressant de déterminer l'impact de ces facteurs dynamiques.

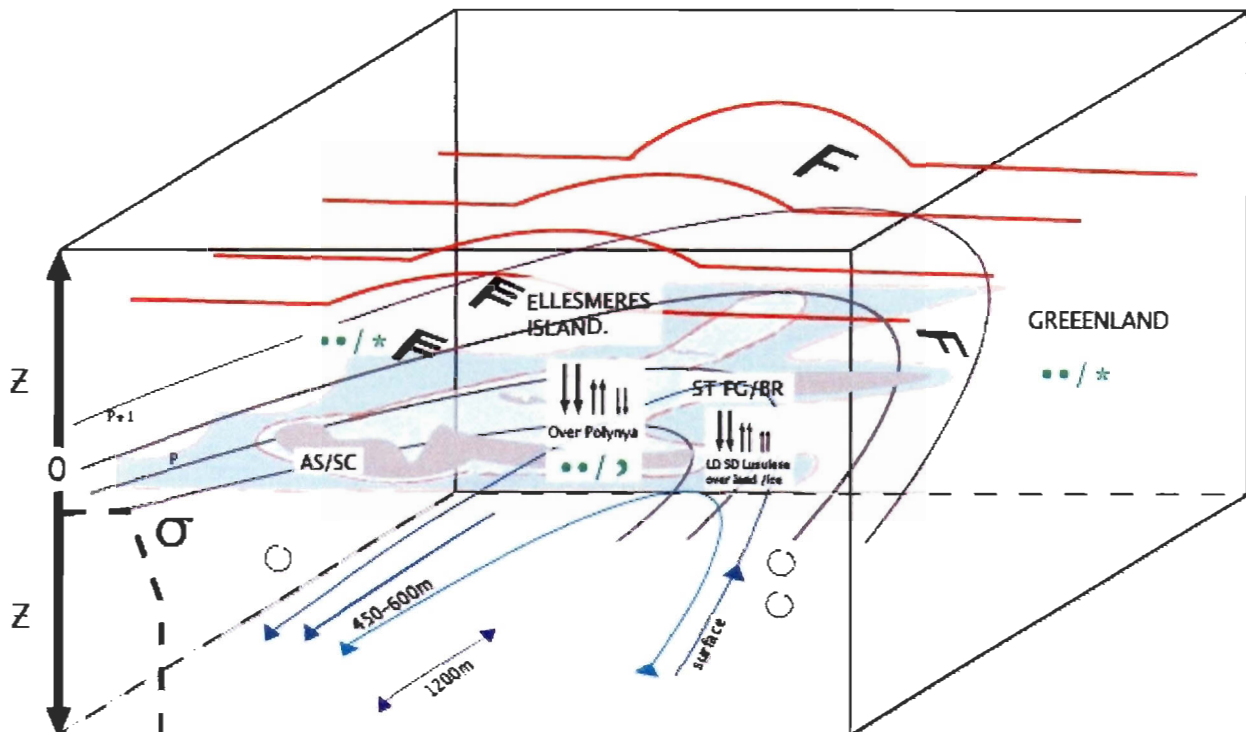


Figure 52 : Représentation conceptuelle de la polynie des eaux du Nord en période de fonte au printemps. Les lignes rouges représentent les isothermes atmosphériques, les lignes grises en arc de cercle les isobares, **ST** : stratus; **FG** : brouillard; **BR** : brume, **AS** : altostratus; **SC** : stratocumulus; **SD** ondes courtes et ondes longues vers le bas, **LD** ondes courtes et ondes longues vers le haut, **LH** flux de chaleur latente et **SH** flux de chaleur sensible, " pluie et ' bruine, * neige, barbule de vent **F**.

La figure 52 représente de façon conceptuelle la polynie des Eaux du Nord au printemps et les diverses interactions présentes durant cette période. Le soulèvement des isothermes atmosphériques en rouge indiquent que l'air est plus chaud au-dessus de la polynie

qu'au dessus de la glace cotière et de la terre ferme. Les arcs de cercle en gris, les isobares, forment une région légèrement dépressionnaire au-dessus de la polynie. Les nuages bas, stratus, sont majoritairement au-dessus de la glace cotière ou de la terre ferme. Les nuages d'élévations moyennes, alto-stratus et strato-culumulus, sont plutôt situés au-dessus de la polynie suite à l'interaction du vent qui souffle du nord (voir la direction des barbules) et de la masse d'air possédant une température légèrement plus chaude qui tend à déstabiliser celle-ci au sud de la polynie. Les flux turbulents de chaleur latente et de chaleur sensible sont dirigés de l'atmosphère vers la surface au-dessus de la polynie, alors qu'au-dessus de la glace cotière et de la terre ferme ils possèderaient en moyenne une direction plutôt inverse. Une température de l'air légèrement plus chaude au-dessus de la polynie aurait pour effet aussi d'entraîner des précipitations liquides sous forme de pluie ou de bruine alors qu'au dessus de la glace côtière et de la terre ferme les précipitations seraient plutôt sous forme de neige. Le courant de surface et de profondeur moyenne serait dans le sens de rotation cyclonique. Par contre, la masse d'eau de profondeur moyenne du côté est de la polynie (côté du Gröendland) occasionnerait de la convection peu profonde de façon plus marqué à cause du ratio gradient de température/gradient de salinité plus élevé et par le fait qu'elle se situerait plus près de la surface. La couche d'eau profonde provenant de la Baie de Baffin aurait par contre peine à pénétrer à l'intérieur de la polynie.

CHAPITRE 5

Impact des contraintes sur la distribution de la glace de mer dans la polynie NOW

5.0 Introduction

Pour compléter l'étude de la glace de mer dans la polynie NOW, on fait intervenir des facteurs dynamiques afin de percevoir leurs contributions sur la distribution de la glace. Au printemps, les cartes des mouvements des glaces tendent à confirmer la théorie de circulation de Mundy et Barber (2001), selon laquelle il y aurait un apport de glace provenant du nord de la polynie vers le sud, et un mouvement inverse d'apport de glace près de la côte du Groenland provenant du sud vers le nord, formant ainsi une circulation cyclonique de la glace de mer dans la polynie. D'autre part, selon Wilson et al. (2001) qui ont étudié la trajectoire des glaces à l'aide des images provenant de RADARSAT, il y aurait effectivement une circulation cyclonique, mais il n'a pas été possible de discerner si cette circulation était due à l'influence du vent et/ou des courants. Afin de mieux comprendre cette circulation, j'effectuerai une étude de la divergence et du rotationnel de la contrainte totale (contrainte du vent sur la glace et contrainte de la glace sur la couche de surface océanique) pouvant permettre de déterminer l'impact de ce facteur dynamique sur la distribution de la glace de mer. D'autre part, selon Melling et al. (2001), la formation d'une petite polynie à chaleur latente pourrait être possible derrière le pont de glace dans le Smith Sound en deça du leg 2. Selon la distribution de la concentration de la glace de mer, effectuée par Mundy et Barber (2001), cela est visible sur la figure 40. Notons que selon Barber et al. (2001), il existe un dipole de concentration de glace s'opérant entre la région près de Smith Sound et le sud-ouest de la côte du Gröenland . Pour ces

auteurs, lorsque l'anomalie de concentration est négative (positive) dans le Smith Sound, elle est aussi négative (positive) le long de la côte sud-ouest du Groenland .

5.1 Impact de la divergence et du rotationnel de la contrainte totale sur la distribution de la glace de mer dans la polynie

Pour les polynies australes, on a montré qu'il existait une corrélation directe entre la divergence de la glace de mer et la divergence atmosphérique (Bailey et al., 2004). Vérifions ici s'il existe une relation possible entre la concentration de la glace de mer et la divergence dans la polynie NOW. La contrainte occasionne un apport dynamique crucial responsable des courants, du mouvement des glaces et du mélange turbulent dans la couche de mélange. La contrainte totale fait intervenir la concentration de glace A , la contrainte du vent sur la glace τ_a et la contrainte due à la trainée de la glace sur la couche de surface océanique τ_w . La contrainte totale est donné par l'équation suivante, semblable à celle de Timmerman et al. (1999) mais pour la contrainte sur la glace :

$$\tau = A (\tau_a - \tau_w) \quad (27)$$

La contrainte de chacune des composantes est obtenu en utilisant les expressions suivantes, respectivement pour la contrainte du vent sur la glace, et de la glace sur la couche de surface océanique (Wadham, 2002) :

$$\tau_{ax} = C_d \rho u^2 \text{sign}(u), \tau_{ay} = C_d \rho v^2 \text{sign}(v), \quad (28)$$

$$\tau_{wx} = C_w \rho u_i^2 \cos\theta \text{sign}(-u), \tau_{wy} = C_w \rho v_i^2 \sin\theta \text{sign}(-v), \quad (29)$$

où C_d est le coefficient de traînée égale à 5×10^{-3} et C_w le coefficient de traînée de la glace égale à 1×10^{-3} (en considérant que la glace est en majorité annuelle et relativement lisse), ρ la densité de l'air, u et v la vitesse du vent vers l'est et le nord (provenant du modèle canadien GEM dont la direction et la vitesse ont été validées auparavant selon les observations provenant du navire, voir chapitre 3), u_i et v_i la vitesse moyenne mensuelle de la glace vers l'est et le nord, donnée par Wilson et al. (2001), en utilisant RADARSAT. θ est l'angle de dérive pris constant égal à 22.5° .

Une correction est apportée au coefficient de traînée afin de tenir compte du fait que lorsque la concentration de glace est faible, il existe une contrainte du vent sur la glace supérieure, occasionnant une vitesse plus grande pour la glace plus mince. Cette correction telle que celle utilisée par Bjornsson et al. (2001) est la suivante :

$$C_d(A) = 5 \times 10^{-3} * f(A) \quad \text{où } f(A) = 1/6 (9 + \arctan(25(1 - 2A))) \quad (30)$$

Le calcul de la divergence de la contrainte est fait à l'aide d'un schème à différences finies centrées (il en est de même pour le rotationnel et le cisaillement). Il est possible de calculer la

$$\text{contrainte totale comme étant : } \tau = ((\tau_{ax} + \tau_{wx})^2 + (\tau_{ay} + \tau_{wy})^2)^{1/2} = (\tau_x^2 + \tau_y^2)^{1/2} \quad (31)$$

$$\text{La divergence de la contrainte est alors } \text{Div} = \partial \tau_x / \partial x + \partial \tau_y / \partial y. \quad (32)$$

Comme il a été mentionné précédemment, le vent diminue avec l'arrivée du printemps et ceci se reflète par une contrainte totale qui diminue du biweek (quinzaine de jour) 8 au biweek 13 (figure 53). La formation d'une petite polynie à chaleur latente en deça leg 2 (figure 40) , résulterait d'une contrainte du vent provenant du Nord. La divergence est nettement

visible dans la région de la polynie aux biweeks 8, 10, 11 et 13 (figure 54), pouvant contribuer aussi à la formation d'une polynie à chaleur latente. La présence d'un pont de glace dans le Smith Sound ainsi que la divergence de la contrainte tôt au printemps (biweek 8) d'un ordre de grandeur supérieure aux autres biweeks, contribueraient favorablement à la formation d'une petite polynie à chaleur latente en deça du leg 2.

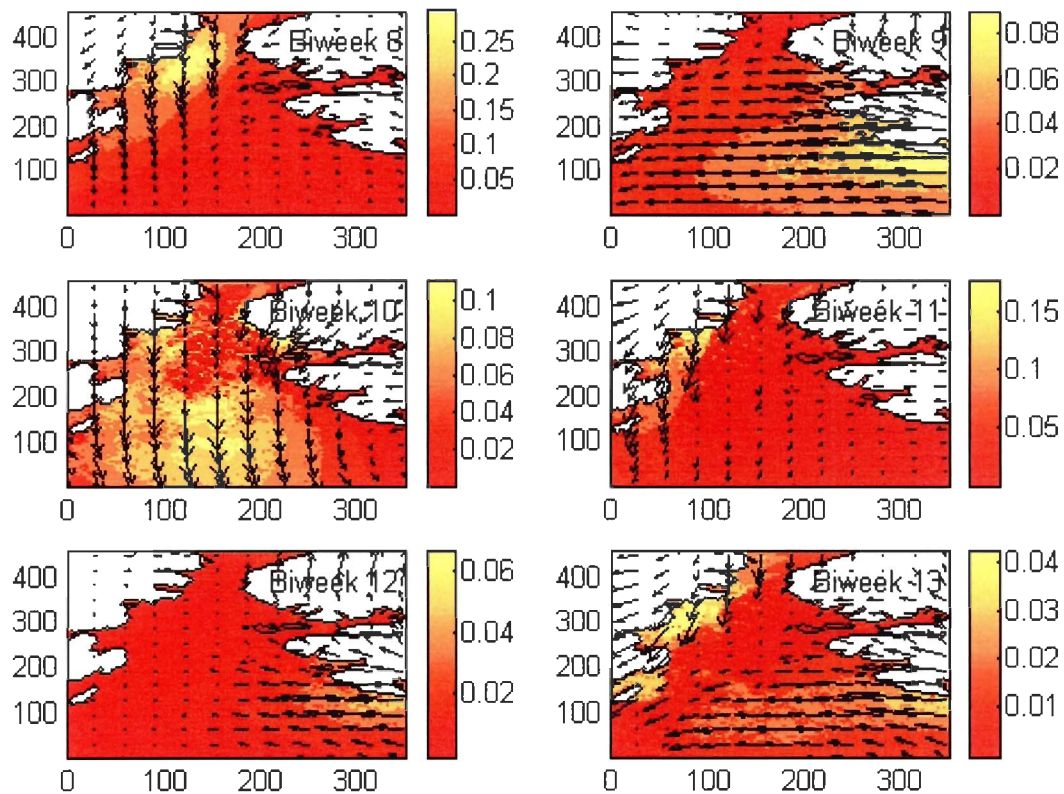


Figure 53 : Contrainte du vent sur la glace et contrainte de la glace sur la couche de surface combinés, en tenant compte de la concentration de glace, en N m^{-2} . Coordonnées MTU.

La divergence occasionne une trajectoire divergente des plaques de glace en mouvement et a pour effet de réduire la concentration. Initialement pendant le leg 1 (biweeks 8 et 9), la divergence s'exerce sur des concentrations plus grandes parce que la glace à ce moment est sous forme de banquise. Plus on s'approche de la période du début de fonte (biweek 10), plus la divergence et la convergence sont de même grandeur, et s'exercent davantage sur les régions de faible concentration, étant donné que les plaques de glace sont relativement relâchées les unes par rapport aux autres pendant cette période. Pendant la période de fonte (biweeks 12 et 13), la divergence de la contrainte est de moindre intensité dû à la diminution de la contrainte avec l'arrivée du printemps, voir la figure 55.

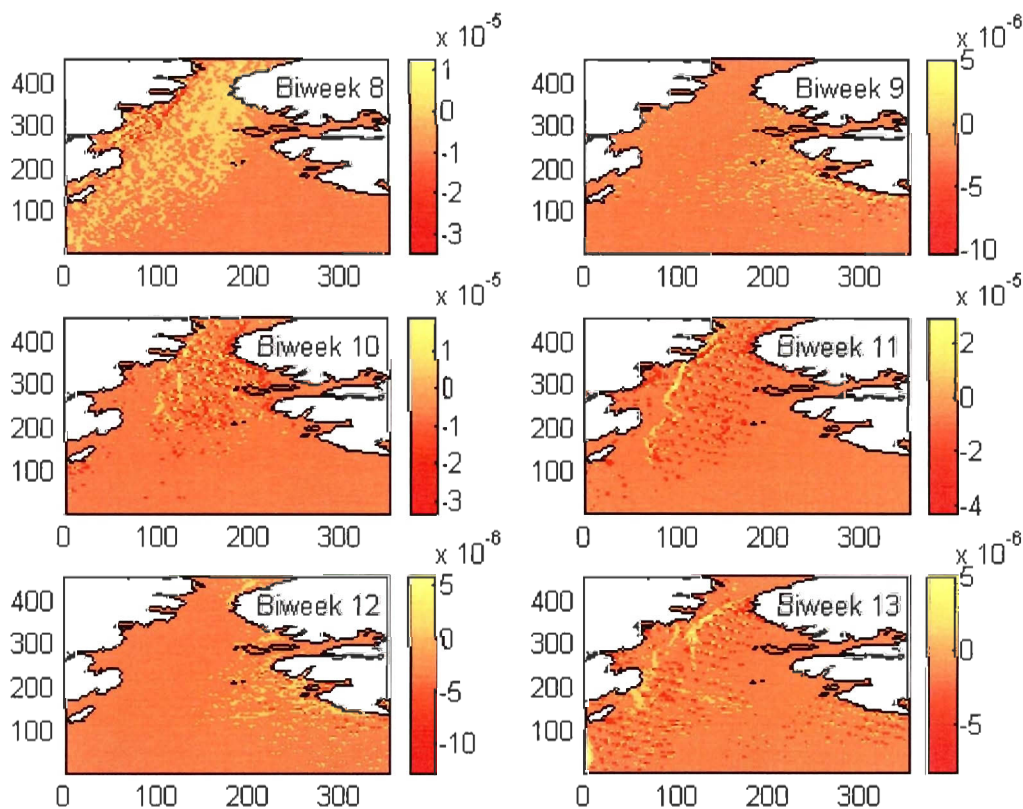


Figure 54 : Divergence de la contrainte totale, en tenant compte de la concentration de glace, en Pa m^{-1} . (Les valeurs négatives correspondent à de la convergence). Coordonnées MTU.

Le rotationnel est donné par la relation suivante : $\text{Rot} = \partial\tau_y/\partial_x - \partial\tau_x/\partial_y$. (33)

Le rotationnel de la contrainte totale est positif (cyclonique) pour le biweek 8, 10 et 11 (figure 57). L'effet combiné d'un rotationnel positif et de la divergence pour le biweek 8, tous deux étant plus grands tôt au printemps qu'en période de fonte, pourrait contribuer à initier le mouvement des glaces vers le sud du Smith Sound. Ceci implique que la circulation de la glace de mer est corrélée avec la contrainte totale, et que possiblement les courants de surface de la polynie sont aussi reliés à la contrainte totale à travers la traînée de la glace sur la couche de surface océanique.

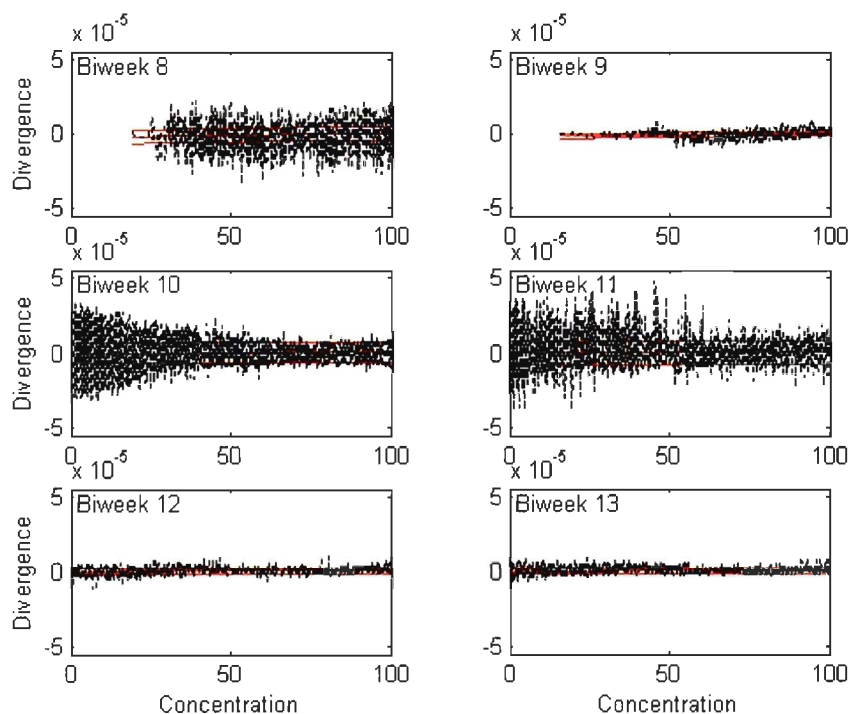


Figure 55 : Régression entre la divergence de la contrainte totale (Pa m^{-1}) et la concentration de glace en pourcentage avec un intervalle de confiance de 90 % (rouge). (Les valeurs négatives correspondent à de la convergence).

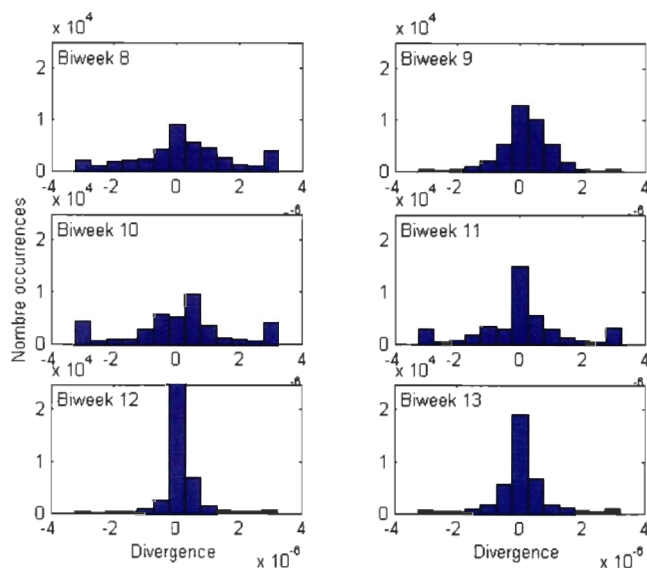


Figure 56 : Histogramme du nombre d'occurrences des points de grille au-dessus de la polynie possédant de la divergence. (Les valeurs négatives correspondent à de la convergence).

La divergence et le rotationnel de la contrainte totale occasionnent un faible cisaillement de la contrainte totale sur la côte de l'île d'Ellesmere et près de l'ouverture de la polynie pendant le biweek 8 (figure 58). Le cisaillement est plus perceptible pendant le leg 2 dans la polynie, alors qu'interagissent simultanément la divergence et le rotationnel de la contrainte totale sur des concentrations de glace plus petites. Quoique déjà mentionné la divergence de la contrainte totale est nettement perceptible pendant le biweek 8, pouvant faire envisager un effet précurseur à la formation d'une petite polynie avant le leg 2. Cette divergence ne semble pas occasionner un cisaillement fort de la contrainte totale pouvant comme on pourrait le croire et démanteler la banquise à ce moment, puisque le cisaillement est alors d'un ordre de grandeur inférieur à la divergence et le rotationnel, voir la figure 58.

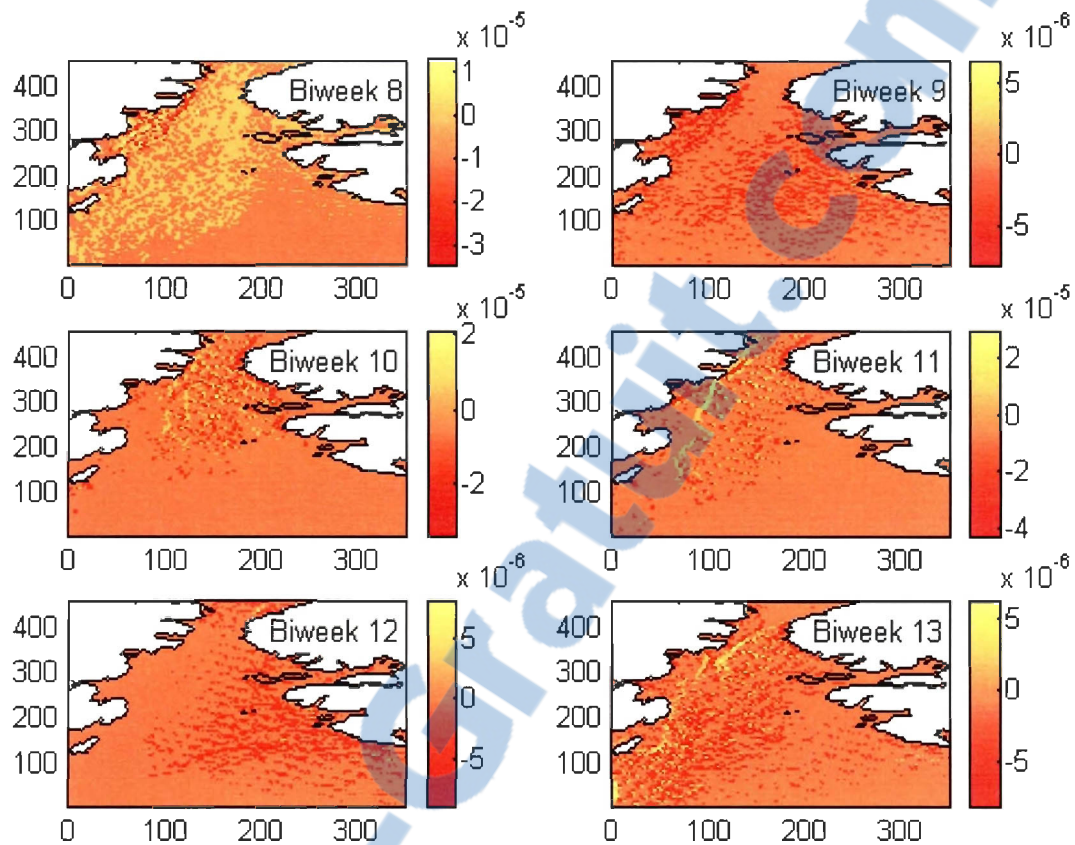


Figure 57 : Rotationnel de la contrainte totale, en tenant compte de la concentration de glace, en Pa m^{-1} . (Les valeurs positives correspondent à une rotation cyclonique).

Ainsi, la présence du pont de glace dans l'étranglement du Smith Sound de même qu'une divergence et d'un rotationnel positif participent à la formation de la polynie tôt au printemps.

Le cisaillement (Holland and Curry, 1999) est donnée par :

$$\text{Cis} = 1/2 ((\partial\tau_x/\partial_x - \partial\tau_y/\partial_y)^2 + (\partial\tau_y/\partial_x + \partial\tau_x/\partial_y)^2)^{1/2} . \quad (34)$$

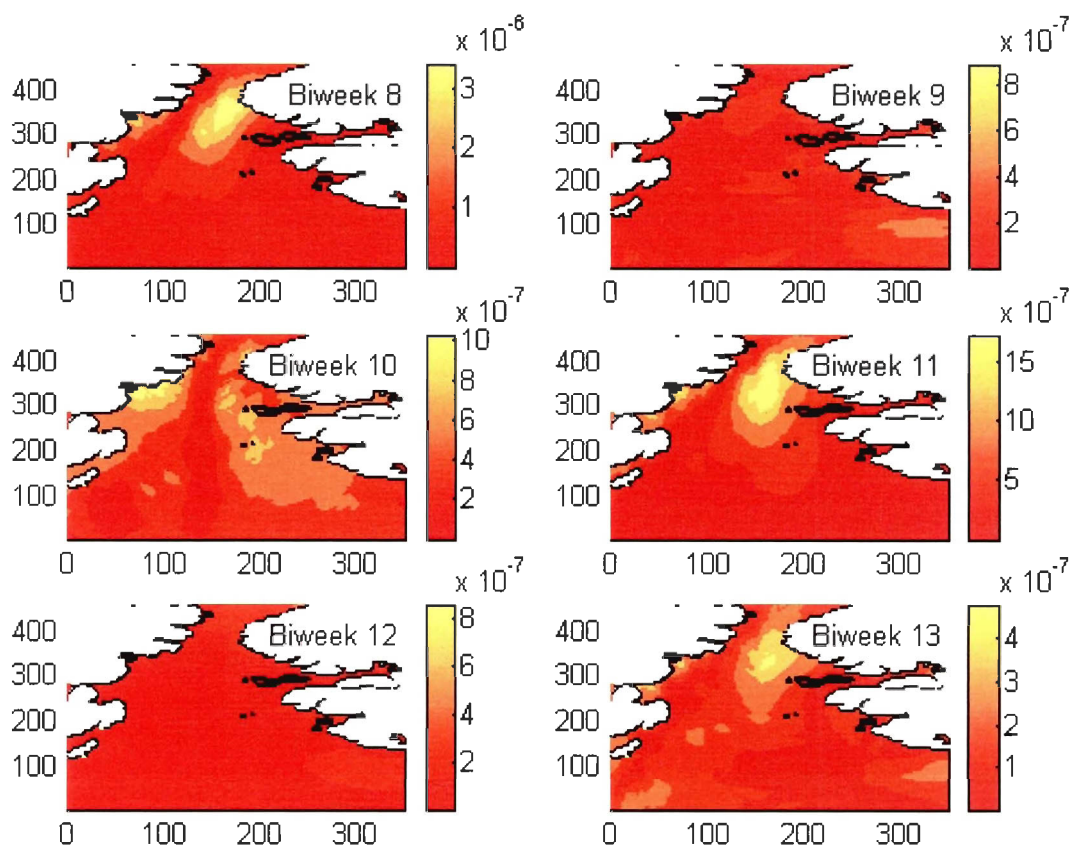


Figure 58 : Cisaillement de la contrainte totale , sans tenir compte de la concentration de glace, en Pa m^{-1} .

Comme pour la divergence, le rotationnel de la contrainte totale interagit également pour toutes les concentrations pendant la période de fonte (figure 59), mais au leg 1 (biweeks 8 et 9) le rotationnel est appliqué principalement aux grandes concentrations. Plus on s'approche de la période du début de fonte (biweek 10), plus le rotationnel est important, et s'exerce davantage sur les régions de faibles concentrations, étant donné que les plaques de glace sont relativement relâchées les unes par rapport aux autres pendant cette période. Le rotationnel est légèrement supérieur à la divergence à ce moment. Ainsi, on peut penser que la divergence et le rotationnel

positifs de la contrainte totale sont des facteurs non négligeables pour la distribution de la concentration de glace.

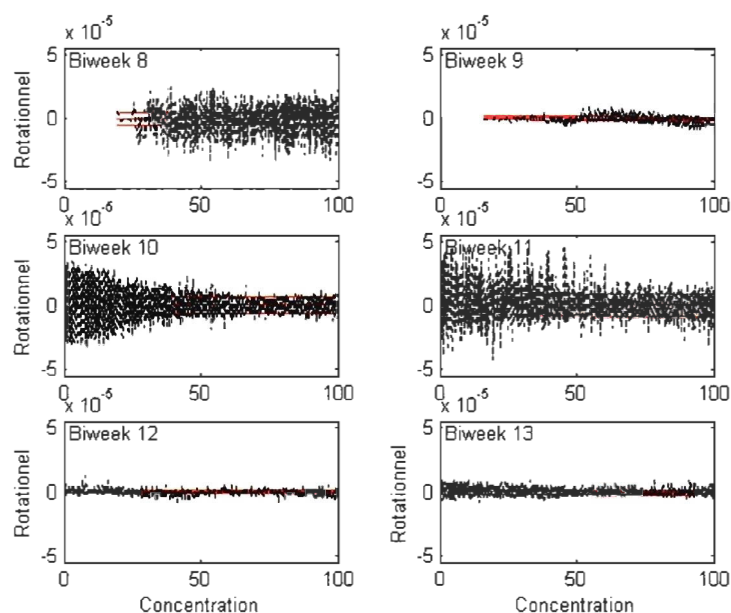


Figure 59 : Régression entre le rotationnel de la contrainte totale (Pa m^{-1}) et la concentration de glace en pourcentage avec un intervalle de confiance de 90 % (rouge). (Les valeurs positives correspondent à une rotation cyclonique).

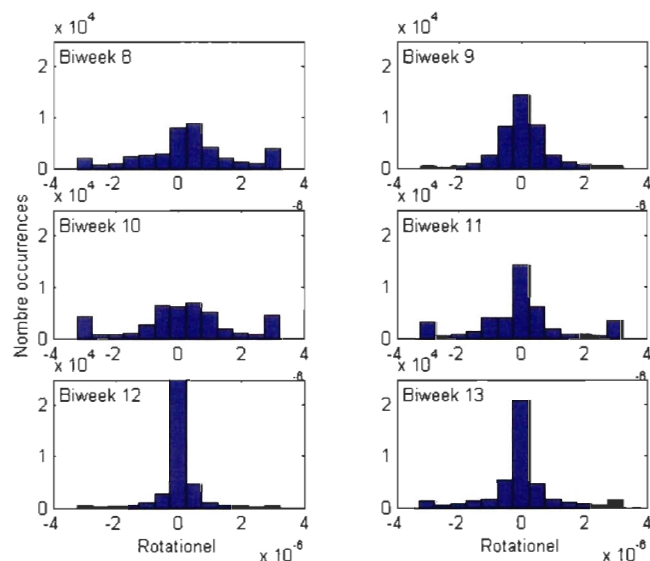


Figure 60 : Histogramme du nombre d'occurrences des points de grille au-dessus de la polynie possédant du rotationnel. (Les valeurs positives correspondent à une rotation cyclonique).

5.2 Scénario où la région de la polynie NOW deviendrait une zone marginale de glace de mer (Marginal Ice Zone)

Dans l'éventualité d'un réchauffement climatique dans l'Arctique qui occasionnerait des modifications non-négligables sur les conditions du couvert de glace, il est possible d'imaginer que la calotte polaire subisse une réduction de sa superficie et que les glaces de mer dans l'Archipel canadien soient plus minces avec une fonte plus rapide, ce qui faciliterait la présence d'un passage du nord-ouest (Falkingham et al. 2003). Selon Lindsay and Zhang (2005), depuis 1988 la glace de mer résultant des simulations numériques montre un amincissement dramatique dans l'océan Arctique. Cet amincissement serait dû : 1) à une augmentation de la température de l'air dans l'Arctique en automne, en hiver et au printemps, depuis les 56 dernières années, réduisant ainsi l'épaisseur de la glace de première année et sa formation au printemps. En fait, le réchauffement de la température de l'air représenté par les réanalyses NCEP/NCAR (Kalnay, 1996) au-dessus de l'océan Arctique aurait augmenté de 0.15°C décennie⁻¹ (1948-87) à 1.17°C décennie⁻¹ (1988-2003). 2) Le changement de deux indices climatiques débutant en 1989, soit le AO (Arctique Oscillation) et le PDO (Pacific Decadal Oscillation), a eu pour effet d'évacuer une partie de la glace épaisse multi-annuelle à travers le détroit de Fram, c'est ce que semblent montrer les simulations numériques. Lorsque l'index AO est élevé, le niveau de pression atmosphérique au niveau de la mer (SLP) de l'anticyclone de Beaufort est plus faible et la gyre de glace de mer dans la mer de Beaufort est normalement plus faible et déplacée plus près de la côte de l'Alaska. Un index positif de PDO correspond à une dépression atmosphérique des Aléoutiennes plus fortes. Depuis le milieu des années 1990, les indices AO et PDO sont retournés près des valeurs normales et malgré tout, la glace de mer ne cesse de s'amincir (Lindsay and Zhang, 2005). 3) L'amincissement de la glace

de mer serait dû à l'augmentation de l'eau libre de glace en été, (suite à une diminution de la concentration de la glace de mer), faisant place à une absorption plus grande de la radiation solaire dans la couche de surface océanique et l'augmentation de sa température, ce qui aurait pour effet la formation d'une glace annuelle plus mince, qui serait souvent entièrement fondue dès l'arrivée de l'été suivant.

Plus spécifiquement, dans la région de la polynie NOW, l'amincissement de la glace de mer pourrait avoir comme conséquence que la formation du pont de glace dans le Nares Strait ne s'effectue pas. Cela pourrait occasionner un apport continu de la glace de mer dans la polynie (au printemps, été et automne) et former ce que l'on appelle une zone marginale de glace de mer (MIZ). Cela semble une hypothèse envisageable sous un scénario de réchauffement climatique pour l'Arctique.

En fait, une zone marginale de glace de mer est une zone de glace saisonnière, tampon entre une banquise bien établie (la région de la calotte polaire ici) et une zone libre ou partiellement libre de glace (ici la baie de Baffin au printemps). Les glaces de mer dans la MIZ sont caractérisées par des conditions variables de glace, constituées de plaques de glace brisée de différentes dimensions et soumises à la contrainte de la houle et des vagues provenant de la région de l'océan libre de glace. Atmosphériquement, l'air plus chaud et humide au-dessus de la région libre de glace qui serait transporté au-dessus de la MIZ et refroidi par la présence de glace, pourrait occasionner la présence plus accrue de nuages sous forme de stratus.

Ici, on se propose de comparer la contrainte totale sur la polynie NOW, suite à un apport continu de glace via le Nares Strait étant donné l'absence du pont de glace tel qu'envisagé lors du scénario de réchauffement climatique dans l'Arctique. Pour représenter cette situation, j'ai posé : 1) une concentration de glace de mer constante de 75 % dans la polynie pour chacune des simulations bi-hebdomadaire (biweek), 2) une augmentation de la

température de l'air de 2°C, une valeur plus élevée que celle observée durant la dernière décennie, 3) une majoration des vents de 20 %, suite à un gradient thermique plus grand entre la région libre de glace et la polynie recouverte partiellement de glace. On observe, sur la figure 61, que la contrainte totale est alors plus uniforme à l'intérieur de la polynie et d'autant importante lorsque le vent vient du nord favorisant l'apport de glace mince dans la polynie. Malgré une majoration des vents au dessus de la polynie, la contrainte totale est légèrement supérieure à celle de la simulation effectuée sans le scénario de réchauffement climatique. À cause de l'effet de proximité des plaques de glace plus nombreuses et le plus faible déplacement résultant de l'augmentation de la trainée plus grande pour les plus grande concentrations, l'évacuation de la glace de mer dans la baie de Baffin est rendue plus difficile. Il est donc possible ainsi d'envisager que la polynie NOW sous le scénario de réchauffement climatique forme effectivement une zone marginale de glace de mer.

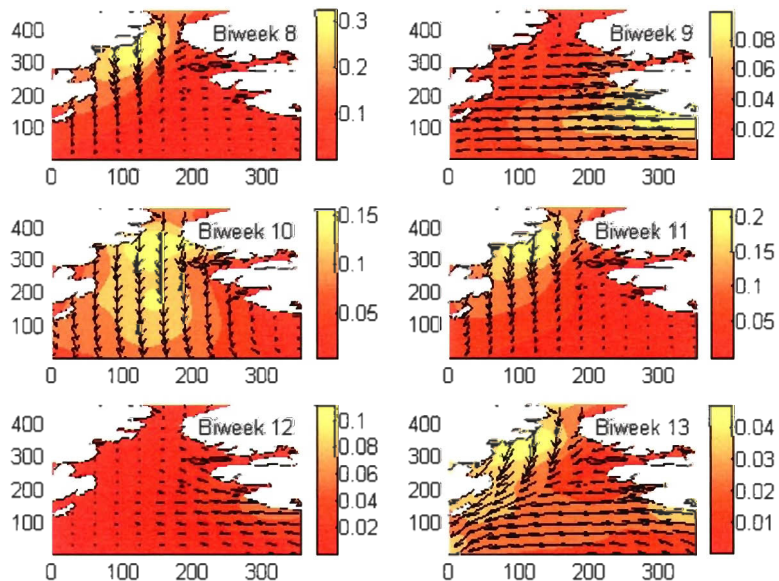


figure 61 : Contrainte totale dans le contexte d'une zone marginale de glace de mer dans la polynie NOW, en $N m^{-2}$, calculé avec GEM dans le contexte du scénario de réchauffement climatique. Coordonnées MTU.

5.3 Conclusion

L'étude de la divergence et du rotationnel de la contrainte totale révèle que ceux-ci peuvent être considérés comme des facteurs dynamiques efficaces dans la formation de la polynie et la distribution des plaques de glace à l'intérieur de celle-ci, même si on néglige ici la circulation cyclonique océanique dans la baie de Baffin et la polynie NOW. L'étude séparée de la divergence et du rotationnel de la contrainte totale révèle aussi que leurs impacts se font sentir principalement au moment de l'initialisation de la formation de la polynie (biweek 8), lorsque la concentration est grande. La contrainte totale favoriserait donc la formation d'une petite polynie à chaleur latente tôt au printemps. On remarque aussi que le rotationnel de la contrainte totale pendant le Leg 2 est légèrement supérieur à la divergence, ce qui est en accord avec une circulation cyclonique des glaces de mer dans la polynie observée à l'aide de RADARSAT (Wilson et *al.*, 2001). La validité de l'utilisation de la divergence et du rotationnel de la contrainte totale pour étudier la distribution des glaces semble être concluante, puisqu'elle est en accord avec le mouvement de dérive des glaces perçu par télédétection. L'utilisation du rotationnel et de la divergence des contraintes sont utiles lorsque les contraintes internes de la glace sont faibles. L'étude pourrait être plus concluante si les vents provenant du modèle GEM étaient effectivement représentatif de cette région de l'Arctique. Les réanalyses des vents NCEP/NCAR pour ces régions sont trop éparées. On pourrait donc envisager un modèle atmosphérique à méso-échelle centré sur la région (d'où la possibilité du développement d'un modèle Polar-GEM pour l'année polaire internationale en 2007-2008). En fait, une étude plus approfondie des vents GEM sur l'ensemble de l'archipel Arctique canadien devrait être faite. Une vitesse moyenne des glaces avec une plus grande fréquence d'observation serait aussi un atout.

CHAPITRE 6

Sommaire et recommandations

L'utilisation du modèle thermodynamique 1D neige/glace de mer m'a permis de déterminer de façon relativement précise les épaisseurs de glace près de Resolute Bay, Grise Fjord et Thule. Les épaisseurs de neige ont été moins bien calculées par le modèle pour Grise Fjord et Thule du fait que les observations de précipitation de neige n'étaient pas disponibles et qu'elles ont été estimées indirectement à travers la visibilité et le type de précipitation observés par les stations automatiques. Une amélioration possible au modèle neige/glace de mer serait la formulation dans le modèle d'une couche de neige mouillée lorsque la base de la couverture de neige est immergée. Shirasawa et al. (2005) présentent une façon possible de tenir compte de la nouvelle neige mouillée lorsque les conditions de francbord négatif de la glace apparaît. Ce type de modèle de croissance de la glace à trois couches a été déjà étudié par Leppäranta (1983). Une faiblesse dans le modèle neige/glace de mer réside aussi dans la façon d'imposer l'albédo de surface pour une simulation quelconque. On aurait avantage à développer une paramétrisation de l'albédo pour la glace de mer qui soit au moins variable selon l'épaisseur et qui soit spécifique pour une glace de première année. Évidemment, une telle paramétrisation devrait tenir compte des mares en surface dont la présence est inévitable au printemps dans l'Arctique. En somme, le modèle de neige/glace de mer répond honnêtement aux simulation et comporte des faiblesses semblables à celles retrouvées dans la formulation de neige/glace de mer des modèles climatiques.

Le chapitre 2 sur l'étude de sensibilité effectuée pour Resolute Bay, révèle le fait qu'il est avantageux d'utiliser des nouvelles paramétrisations pour les flux radiatifs et d'apporter une formulation plus physique (modèle couche de mélange-pycnocline) du flux vertical de chaleur océanique sous la glace. Selon Martinson et Steele (2001), les caractéristiques océaniques de surface près du pôle arctique, pourraient changer sous un scénario de changement climatique. Il semblerait que dans cette situation, l'halocline froide près de la surface pourrait disparaître et ainsi faire place à de plus grandes valeurs de flux de chaleur océanique à travers le processus de diffusion et participer à l'ablation plus rapide de la glace de mer. Pour notre étude, la nature très stable de la colonne d'eau près de Resolute Bay, n'a pas su mettre à profit les observations de haute qualité disponibles de la campagne d'échantillonnage SIMMS et les profils de température et de salinité sous la glace lors du calcul du flux vertical de chaleur océanique. Par contre, une meilleure idée de l'impact de ce flux et sa variation spatiale a été rendue possible lors de l'étude comparée de la fonte de glace de mer côtière près de la polynie NOW. L'étude a permis de conclure sur un fait important : le flux de chaleur océanique doit être suffisamment important, plus de 5 W m^{-2} pour que l'ablation de l'interface glace-océan puisse s'effectuer.

Le chapitre 3 m'a permis de mettre en évidence la nature différente des conditions existant de part et d'autre de la polynie, principalement les facteurs d'advection horizontal de chaleur atmosphérique et du flux vertical de chaleur océanique. Afin de mieux comprendre l'impact de l'advection horizontal de chaleur atmosphérique permettant une fonte plus rapide de la glace côtière sur le côté est de la polynie, il a été nécessaire d'effectuer une étude de sensibilité des variables température atmosphérique et vent du modèle GEM avec les observations des stations de Thule, Grise Fjord ainsi que celles obtenues sur le navire. Heureusement, les résultats ont montré une très bonne correspondance, ce qui a permis d'obtenir une représentation spatiale

au-dessus de la polynie confirmant l'idée d'une plus grande advection horizontal de chaleur atmosphérique sur le côté est de la polynie. Le calcul du flux vertical de chaleur océanique de part et d'autre de la polynie a révélé la nature très localisée de ce flux et l'ablation de la glace qu'il occasionne. En fait, sur le côté ouest de la polynie un flux vertical de chaleur océanique moindre que la constante fréquemment utilisée dans les modèles climatiques (2 W m^{-2}) tend à causer une ablation non perceptible, alors que sur le côté est de la polynie le flux vertical de chaleur océanique (10 à 15 W m^{-2}) résultant des processus d'entraînement, de convection peu profonde et de diffusion occasionne une ablation faible mais mesurable, réfutant ainsi l'idée de Melling et al. (2001), qui suggèrent que ces processus n'effectuent pas d'ablation de la glace, et seraient à peine suffisants pour éviter son accréation. Le terme "convection peu profonde" indique le fait que, comparativement aux études réalisées dans l'Antarctique par Martinson et Iannuzzi (1998), qui obtienne des valeurs de 25 à 35 W m^{-2} pour le flux de chaleur océanique avec des épaisseurs de couche de mélange d'environ 100 m , mon étude dans la polynie NOW fait plutôt intervenir des valeurs de flux océanique 10 à 15 W m^{-2} du côté est de la polynie avec des épaisseurs de couche de mélange de 10 à 15 m .

Suite à ces résultats, il serait avantageux et très instructif d'effectuer une campagne de mesures du flux de chaleur océanique sur le côté est de la polynie près de Thule à l'aide des méthodes utilisées dans la présente étude avec des profils de température et de salinité et une fréquence d'échantillonnage plus grande. On pourrait effectuer une comparaison avec d'autres méthodes tels que le calcul à travers des mesures directes du flux de chaleur turbulent vertical de la chaleur sensible et le calcul du flux de chaleur océanique à travers des mesures de température et de bilan de masse de la glace de mer, tel que réalisé aux îles des Spitsberge (Sirevaag, 2003). L'originalité de cette partie de l'étude a été l'utilisation des modèles couche de mélange-

pycnocline, afin de calculer le flux vertical de chaleur océanique et ainsi éviter l'utilisation d'une constante pour celui-ci. La méthode relativement simple utilisée ici a permis d'obtenir des résultats très intéressants en plus de nous offrir la possibilité de l'utiliser là où les caractéristiques océaniques le permettent. Par contre, afin d'obtenir un aperçu complet du flux de chaleur océanique du côté est de la polynie, il aurait été souhaitable d'effectuer une analyse de l'advection horizontale du flux de chaleur océanique. Ceci n'a pu être rendu possible suite aux incertitudes des calculs des courants le long du transect entre Thule et Grise Fjord.

Le chapitre 4 consiste principalement en une étude bi-dimensionnelle des flux radiatifs, de bilan d'énergie, et du flux vertical de chaleur océanique au-dessus de la polynie. On utilise pour cette étude à la fois les observations obtenues à partir du navire, le modèle 1D neige/glace de mer forcé à l'aide des sites d'observations et le modèle GEM où le point de grille du modèle correspond aux positions du navire. L'étude m'a permis d'établir le fait que suite à l'augmentation du bilan d'énergie avec l'arrivée du printemps, la formation de la polynie était irréversible à partir du leg 3 et qu'en deça du leg 2, sa formation ferait suite essentiellement à des apports dynamiques. J'ai aussi proposé trois outils pouvant servir de veille dans le cas où le réchauffement global sévirait dans l'Arctique. Les deux premiers sont : 1) le calcul de l'énergie statique humide et sa température équivalente, qui tient compte de l'humidité de la masse d'air et la libération de vapeur près de la surface et le rapport de Bowen qui nous a permis de confirmer l'irréversibilité de la formation de la polynie NOW au printemps suite au renversement de signe du rapport de Bowen. Le troisième outil, que j'ai développé pendant l'étude est un nombre adimensionnel reliant la rétroaction positive glace/nuage/albédo à la fonte de la glace de mer et l'augmentation du bilan d'énergie. Ces outils de veille relativement simples pourraient facilement permettre de tirer profit des observations recueillies lors des campagnes de mesures

qui s'étaleront dans le futur dans l'Arctique. On peut conclure ici que l'étude bi-dimensionnelle des variables thermodynamiques au-dessus de la polynie a permis de dissocier l'apport purement thermodynamique de celle dynamique et d'éclaircir leurs contributions respectives lors de l'ouverture de la polynie au printemps.

Enfin le chapitre 5 permet d'estimer à l'aide de l'étude de la somme de la contrainte du vent sur la glace et de la contrainte de la glace sur la couche de surface océanique, l'apport dynamique nécessaire pour la formation d'une petite polynie en deça du leg 2, tel que déjà mentionné au chapitre précédent. L'étude du rotationnel et de la divergence des contraintes permet d'identifier une circulation cyclonique des glaces de mer dans la polynie (telle qu'observée à l'aide de RADARSAT en suivant la dérive des glaces) suite à un rotationnel de la contrainte supérieur à la divergence de cette contrainte tôt au printemps. L'avantage de l'utilisation du rotationnel et de la divergence est qu'elles ne nécessitent pour leurs calculs que les vitesses et directions du vent qui proviendrait d'un champs calculé par un modèle atmosphérique. L'étude pourrait se révéler plus concluante si l'on disposait d'un modèle atmosphérique à meso-échelle couplé avec un modèle océanique de la baie de Baffin ou si les vents provenant du modèle GEM étaient représentatifs pour cette région de l'Arctique. Une étude comparative du rotationnel et de la divergence provenant du calcul des contraintes et celle provenant de la dérive des glaces par télédétection pourrait être une avenue intéressante. Pour l'instant, des équipes de chercheurs (Rinke et al., 2006) utilisent des modèles régionaux du climat ciblés sur la région de l'arctique afin d'améliorer la performance des modèles et d'en arriver à de meilleurs résultats pour souligner l'Année polaire internationale projetée pour 2007-2008. Cette partie de l'étude pourra servir de base à une étude dynamique de la glace de mer à l'intérieur de la polynie.

APPENDICE 1

Formulation du modèle thermodynamique neige/glace de mer

Le modèle de Flato and Brown (1996) est basé sur l'équation de conduction de chaleur unidimensionnelle, avec pénétration de la radiation solaire, présenté par Maykut and Untersteiner (1971), i.e.

$$\rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z} + F_{sw} I_o (1-\alpha) \kappa e^{-\kappa z} \quad (1)$$

où $T(z,t)$ est la température dans la glace ou la neige, t est le temps, et z la profondeur mesurée positive vers le bas à partir de la surface. Les autres variables sont : ρ est la densité de la glace ou de la neige, C_p la chaleur spécifique, k la conductivité thermique, F_{sw} le flux radiatif d'ondes courtes solaires, I_o la fraction d'ondes courtes pénétrantes, α l'albédo de la surface, κ le coefficient d'extinction des ondes courtes pénétrantes.

L'équation (1) est sujette aux conditions des frontières suivantes : sous la glace,

$$T(h,t) = T_f \quad (2)$$

où h est l'épaisseur totale de la glace et de la neige et T_f la température du point de congélation de l'eau de mer. À la surface,

$$k \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = Q, \quad T(0,t) = T_m \text{ pour } Q > 0 \text{ autrement} \quad (3)$$

où T_m est la température de fonte à la surface et Q est le flux net de chaleur absorbé à la surface. L'équation (3) énonce le fait que la condition de la surface supérieure est le flux net de chaleur à la surface obtenu par le bilan d'énergie, sauf lorsque la surface est en fonte. Dans ce cas, la température est fixée au point de congélation de l'eau douce. La méthode numérique des différences finies (Crank-Nicholson) est utilisée pour résoudre les équations (1) à (3).

Le modèle inclut aussi une épaisseur de couche de mélange océanique qui constitue un paramètre libre à fixer par l'utilisateur. Lorsque la glace est présente, la température de la couche de mélange est fixée au point de congélation de l'eau de mer. La croissance et la fonte de la glace sous le couvert de glace côtière sont calculées par la différence entre le flux de conduction de chaleur dans la glace et le flux de chaleur océanique spécifié par l'utilisateur, ainsi :

$$\partial h_i / \partial t \Big|_{z=h} = (k \partial T / \partial z \Big|_{z=h} - \int_h^0 F_{sw} I_o (1-\alpha) \kappa e^{-\kappa z}) / L_{fi} \quad (4)$$

où h_i est l'épaisseur de la glace et le dernier terme de l'équation (4) est le flux d'ondes courtes ayant pénétré le bas de la couche de surface, de plus L_{fi} la chaleur volumique de fusion de la glace.

La fonte à la surface est calculée par la différence entre le flux de conduction de chaleur et le bilan d'énergie à la surface, i.e.,

$$\begin{aligned} \partial h_s / \partial t \Big|_{z=0} &= (Q - k \partial T / \partial z \Big|_{z=0}) / L_{fs} & h_s > 0 \\ \partial h_i / \partial t \Big|_{z=0} &= (Q - k \partial T / \partial z \Big|_{z=0}) / L_{fi} & h_s = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

où h_s est l'épaisseur de la neige, et L_{fs} est la chaleur volumique de fusion de la neige.

Dans toute les simulations effectuées, le modèle utilise 50 niveaux dans la glace et 7 niveaux dans la neige. Le bilan d'énergie à la surface est semblable à Maykut and Untersteiner (1971) et Ebert and Curry (1993) qui consiste à :

$$Q = F_{lw} - \varepsilon \sigma T^4(0,t) + (1 - \alpha) (1 - I_o) F_{sw} + F_{lat} + F_{sens} \quad (6)$$

où F_{lw} est le flux incident d'ondes longues atmosphérique, F_{lat} et F_{sens} sont les flux de chaleurs latente et sensible. Une méthode itérative de type Newton-Raphson est utilisée pour déterminer la température de surface $T(0,t)$ qui satisfait simultanément les équations (1) à (3) et (6).

BIBLIOGRAPHIE

Andreas, E.L., Paulson, C.A., Williams, R.M., Lindsay, R.W., Businger, J.A., 1979, The Turbulent heat flux from Arctic leads, Bound.-Layer Meteorol., **17**, 57-91.

Andreas, E.L., 1989, A year of Bowen ratios over the frozen Beaufort Sea, J. Geophys. Res., **94**, 12,721-12,724.

Andreas, E.L., 1996, The atmospheric boundary layer over polar marine surfaces, Monogr. **96-2**, U.S. Army Cold Reg. Res. And Eng. Lab, *N.H.*, 38 pp.

Andreas, E.L., Jordan, R.E., Makshtas, A.P., 2004, Simulation of Snow, Ice, and Near-Surface Atmospheric Processes on Ice Station Weddell, J. Hydrometeo., **5**, 611-624.

Bâcle, J., Carmack, E.C., Ingram, R.G., 2002, Water column structure and circulation under North Water during spring transition : April-July 1998, Deep-Sea Research II, **49**, 4907-4925.

Bailey, D.A., Lynch, A.H., Arbetter, T.E., 2004, Relationship between synoptic forcing and polynya formation in the Cosmonaut Sea : 2. Regional climate model simulation, J. Geophys. Res., **109**, 1-16.

Barber, D., Marsden, R., Minnett, P., Ingram, G., Fortier, L., 2001, Physical Processes within the North Water (NOW) Polynya, Atmos.-Ocean, **39**, 163-166.

Barber, D.G., Hanesiak, J.M., Chan, W., Piwowar, J., 2001, Sea Ice and Meteorological Conditions in Northern Baffin Bay and the North Water Polynya between 1979 and 1996, Atmos-Ocean, **39**, 343-359.

Beljaars, A.C.M. and Holtslag A.A., 1991, Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models, J. Appl. Meteorol., **30**, 327-341.

Bitz, C.M., Lipscomb, W.H., 1999, An energy-conserving thermodynamic model of sea ice, J. Geophys. Res., **104**, 15,669-15,677.

Bjornsson, H., Willmott, A.J., Mysak, L.A., Maqueda, M.M.A., 2001, Polynyas in a high-resolution dynamic-thermodynamic sea ice model and their parameterization using flux models, Tellus, **53A**, 245-265.

Brown, R., Bartlett, P., Mackay, M., Verseghy, D., 2006, Evaluation of snow cover in CLASS for SnowMIP, Atmosphere-Ocean, 44, 223-238.

Carmack, E.C., Macdonald, R.W., Jasper, S., 2004, Phytoplankton productivity on the Canadian Shelf of the Beaufort Sea, Marine Ecology Progress Series, **277**, 37-50.

Côté, J., Desmarais, J.G., Gravel, S., Méthot, A., Patoine, A., Roch, M., and Staniforth, A., 1998a, The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part II: Results, Mon. Wea. Rev., **126**, 1397-1418.

Côté, J., Gravel, S., Méthot, A., Patoine, A., Roch, M., and Staniforth, A., 1998b, The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model. Part I: Design considerations and formulation, Mon. Wea. Rev., **126**, 1373-1395.

Cox, G.F.N., Weeks, W.F., 1988, Numerical simulation of the profile properties of undeformed first-year sea ice during the growth season, Geophys. Res., **93**, 12449-12460.

Ebert, E.E., Curry, J.A., 1993, An Intermediate One-Dimensional Thermodynamic Sea Ice Model for Investigating Ice-Atmosphere Interactions, J. Geophys. Res., **98**, 10,085-10109.

Falkingham, J., Melling, H., Wilson, K., 2005, Shipping in the Canadian Arctic: Possible Climate Change Scenarios, CMOS Bulletin, Vol.**31**, no :3.

Flato, G.M., Brown, R.D., 1996, Variability and climate sensitivity of landfast Arctic sea ice, J. Geophys. Res., **101**, 25,767-25,777.

Fleming, G.H., 1992, An Examination of Several Ice Control Mechanism in a Coupled Ice-Ocean Numerical Model of the Arctic, Atmos.-Ocean, **30**, 479-499.

Fortier, M., 1999, Contrôle climatique et biologique du flux de carbone biogène sous le couvert de glace saisonnier de l'Archipel arctique canadien au printemps, Thèse de doctorat, Université Laval, 149 p.

Fortier, M., Fortier, L., Michel, C., Legendre, L., 2002, Climatic and biological forcing of the vertical flux of biogenic particles under seasonal Arctic sea ice, Marine Ecology Progress Series, **225**, 1-16.

Gabison, R., 1987, A thermodynamic model of formation, growth and decay of first-year sea ice. J. Glacio., **33**, 105-109.

Gill, A.E., 1982, Atmosphere-Oceans Dynamics, Academic Press, New York, 662 pp.

Golden, K.M., 2001, Brine percolation and the transport properties of sea ice, Ann. Glaciol., **33**, 28-36.

Gosselin, M., L. Legendre, J.-C. Theriault, and S. Demers, 1990, Light and nutriment limitation of sea-ice microalgae (Hudson bay, canadian Arctic), J. Phycol., **26**, 220-232.

Gratton, Y., Ouellet, M., Rail, M.-E. and R.G. Ingram, 2006, Distribution of temperature and salinity in Northern Baffin Bay during the International North Water program (August 1997, April to July 1998, and September 1999.) Internal Report No R987, INRS-ETE, Québec (Qc) : x + 124 p.

Gregg, M.C., 1987, Diapycnal mixing in the thermocline : A review, J. Geophys. Res., **92**, 5249-5286.

Hanesiak, J.M., 2001, Development of a One-Dimensional Electro-Thermophysical Model of Snow Sea-Ice System : Arctic Climate Processes and Microwave Remote sensing Applications, Ph.D. Thesis, University Manitoba, 293 pp.

Hanesiak, J.M and Barber, D.G., Flato, G.M., 1999, Role of diurnal processes in the seasonal evolution of sea ice and its snow cover, J. Geophys. Res., **104**, 13,593-13,603.

Hanesiak J.M., Barber, D.G. and Papakyriakou, T.N., 2001, Parameterization Schemes of incident Radiation in the North Water, Atmos-Ocean, **39**, 223-238.

Häkkinen, S. and Mellor, G.L., 1992, Modeling the seasonal variability of the coupled Arctic ice-ocean system, J. Geophys. Res., **97**, 20,285-20,304.

Hibler III, W.D., 1979, A Dynamic Thermodynamic Sea Ice Model, J. Phys. Ocean., **9**, 815-846.

Holland, M.M. and Curry, J.A., 1999, The Role of Physical Processes in Determining the Interdecadal Variability of Central Arctic Sea Ice, Journal of Climate, **12**, 3319-3330.

Houghton, J.T., B.A. Callander, and S.K. Varney, Climate Change, 1992, The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment, Cambridge Univ. Press, New York, 200pp.

Huwald, H., Tremblay, L.-B., Blatter, H., 2005, A multilayer sigma-coordinate thermodynamic sea ice model : Validation against Surface Heat Budget of Arctic Ocean (SHEBA)/Sea Ice Model Intercomparison Project Part 2 (SIMIP2) data, J. Geophys. Res., **110**, c05010.

Idso, S.B., 1981, A set of equations for full spectrum and 8-14 μ m and 10.5-12.5 μ m thermal radiation from cloudless skies, Water Resour. Res., **17**, 295-304.

Ito, H. and Muller, F., 1982, Ice movement through Smith Sound in northern Baffin Bay, Canada, observed in satellite imagery, J. Glaciol., **28**, 129-143.

Jordan, R.E., 1991, A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover : Technical Documentation for SNTHERM.89, Cold Regions Research & Engineering Laboratory ,49 pp.

Jordan, R.E., O'Brien, H., Bates, R.E., 1989, Snow as a thermal background : Preliminary results from the 1987 field test, USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Special Report 89-7, 5-24.

Jordan, R.E. and Andreas E.L., Makshtas, Aleksandr P., 1999, Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4, J. Geophys. Res., **104**, 7785-7806.

Kalnay, E., and Coauthors., 1996, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., **77**, 437-471.

Kawamura, T., Shirasawa, K., Kobinata, K., 2001, Physical Properties and Isotopic Characteristics of Landfast Sea Ice around the North Water (NOW) Polynya, Atmos.-Ocean, **39**, 173-182.

Key, E.L., 2004, Cloud Radiative Forcing in Arctic Polynyas : Climatology, Parameterization, and Modeling, Ph.D thesis, University of Miami, 170 pp.

Key, E.L., Minnett, P.J., Jones, R.A., 2004, Cloud distributions over the coastal Arctic Ocean : surface-based and satellite observations, Atmospheric Res., **72**, 57-88.

Langlois, A., Mundy, C.J. and Barber, D.G., 2006, On the winter evolution of snow thermophysical properties over land-fast first-year sea ice, Hydrol. Process. (in press)

Launiainen, J. and Cheng, B., 1998, Modelling of ice thermodynamics in natural water bodies, Cold Regions Sciences and Technology ,**27**, 153-178.

Lavoie, D., Denman, K., Michel, C., 2005, Modeling ice algal growth and decline in a seasonally ice-covered region of the Arctic (Resolute Passage Archipelago), J. Geophys. Res., **110**, c11009.

Leppäranta, M., 1983, A growth model for black ice, snow-ice and snow thickness in subarctic bassins. Nordic Hydrol. **14**, 59-70.

Leppäranta, M., 1993, A Review of Analytical Models of Sea-Ice Growth, Atmos-Ocean, **31**, 123-138.

Lemke, P., 1987, A Coupled One-Dimensional Sea Ice-Ocean Model, J. Geophys. Res., **92**, 13,164-13,172.

Lemke, P., Manley, T.O., 1984, The Seasonal Variation of the Mixed Layer and the Pycnocline Under Polar Sea Ice, J. Geophys. Res., **89**, 6494-6504.

Lemke, P., Owens, W.B., Hibler III, W.D., 1990, A Coupled Sea Ice-Mixed Layer-Pycnocline Model for the Weddell Sea, J. Geophys. Res., **95**, 9513-9525.

Lemon, D. and Fissel, D., 1982, Seasonal variations in currents and water properties in northwestern Baffin Bay, 1978-1979, Arctic, **35**, 211-218.

Lewis, E.L., Ponton D., Legendre L., Leblanc B., 1996, Springtime sensible heat, nutrients and phytoplankton in the Northwater polynya, Canadian Arctic Continental Shelf Research, **16**, 1775-1792.

Lindsay, R.W. and Zhang, J., 2005, The Thinning of Arctic Sea Ice, 1988-2003 : Have We Passed a Tipping Point ?, J.of Climate, **18**, 4879-4893.

Maqueda, M.M.A., Willmott, A.J., Biggs, N.R.T., 2004, Polynya Dynamics : A Review of Observations and Modeling, Review of Geophysics, **42**, 1-37.

Marsden, R.F., Serdula, J., Key, E., Minnett, P.J., 2004, Are Polynyas Self-Sustaining, Atmos.-Ocean, **42**, 251-265.

Martinson, D.G., 1990, Evolution of the Southern Ocean winter mixed layer and sea ice : open ocean deepwater formation and ventilation, J. Geophys. Res., **95**, 11,641-11654.

Martinson, D.G., 1993, Ocean heat and seasonal sea ice thickness in the southern ocean, Ice in the Climate System, NATO ASI Series, **I 12**, 597-609.

Martinson, D.G. and Iannuzzi, R.A., 1998, Antarctic Ocean-Ice Interactions : Implications from ocean bulk property distributions in the Weddell Gyre, Antarctic sea ice : physical processes, interactions and variability, Antarctic Research series, **74**, 243-271.

Martinson, D.G., Steele, M., 2001, Future of the Arctic Sea Ice Cover : Implications of an Antarctic Analog, Geophys Res. Let., **28**, no :2, 307-310.

Maykut, G.A., 1982, Large-scale heat exchange and ice production in the central Arctic, J. Geophys. Res., **87**, 7971-7984.

Maykut, G.A. and McPhee M.G., 1995, Solar heating of the Arctic mixed layer, J. Geophys. Res., **100**, 24,691-24,703.

Maykut, G.A. and Untersteiner N., 1971, Some results from a time dependant thermodynamic model of sea ice, J. Geophys. Res., **92**, 1550-1575.

Melling, H., Gratton, Y., Ingram, G., 2001, Ocean Circulation within the North Water Polynya of Baffin Bay, Atmos-Ocean, **39**, 301-325.

Mellor, G.L., Häkkinen, S., 1994, A Review of Coupled Ice-Ocean Models, The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Geophys. Monograph, **85**, 21-31.

Mellor, G.L., Kantha, L., 1989, An Ice-Ocean Coupled Model, J. Geophys. Res., **94**, 10,937-10,954.

Minnett, P.J., 2001, Surface Meteorology. SI/CD Subgroup (NOW 98). The Sea Ice/Climate Dynamic Subgroup : 1998 Summary, CEOS University of Manitoba, 248 pp.

Moritz , R.E., 1978, A model for estimating global solar radiation, Energy budget study in relation to fast-ice breakup processes in Dais Strait, edit. by R.G. Barry and J.D. Jacobs, University of Colorado, **26**, 121-142

Muench, R.D., 1971, The physical oceanography of the northern Bafin Bay region, Baffin Bay - North Water Project, Arctic Institute of North America, University of Calgary, Calgary. Rapport no :1 150p.

Mundy, C.J. and Barber D.G., 2001, On the Relationships between Spatial Pattern of Sea Ice Type and the Mechanisms which Create and Maintain the North Water (NOW) Polynya, Atmos-Ocean, **39**, 327-341.

Omstedt, A., 1990, A coupled one-dimensional sea-ice-ocean model applied to a semienclosed basin. Tellus, **42A**, 568-582.

Ono, N., 1968, Thermal properties of sea ice IV, Thermal constants of sea ice, Liw Temp. Sci. Ser. A, **23**, 329-349.

Parkinson, C.L. and Washington, W.M., 1979, A Large-Scale Numerical Model of Sea Ice, J. Geophys. Res., **84**, 311-337.

Paulson, C.A., 1970, The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric layer, J. Appl. Meteorol., 857-861.

Perovitch, D.K., Elder, B.C., Ritcher-Menge, J.A., 1997, Observations of the annual cycle of sea ice temperature and mass balance, Geophys. Res. Let., **5**, 555-558.

Perovitch, D.K., Andreas, E.L., Curry, J.A., Eiken, H., Fairall, C.W., Grenfell, T.C., Guest, P.S., Intrieri, J., Kadko, D., Lindsay, R.W., McPhee, M.G., Morison, J., Moritz, R.E., Paulson, C.A., Pegau, P.O., Persson, G., Pinkel, R., Richter-Menge, J.A., Stanson, T., Stern, H., Sturm, M., TuckerIII, W.B., Utall, Y., 1999. Year on ice Gives Climate Insights, EOS, vol.80 October, **41**, 481-492.

Perovitch, D.K. and Elder, B., 2002, Estimates of ocean heat flux at SHEBA, Geophys. Res. Let., **29**, 1-4.

Pielke Sr., R.A. and Davey, C., 2004, Assessing Global Warming with Surface Heat Content, EOS, **85**, 210-211.

Prinsenbergh, S.J., Bennett, E.B., 1987, Mixing and transports in Barrow Strait, the central part of the Northwest Passage, Cont. Shelf Res., **7**, 913-935.

Rail, M-E., 2005, Polynie des Eaux du Nord : estimation des bilans et de la circulation à partir d'un modèle inverse simple. Mémoire de maîtrise, Institut nationale de recherche du Québec, Centre Eau-Terre-Environnement, 152 pp.

Ramseier, R.O. and Rubinstein, I.G., 1992, Microwave remote sensing of sea ice, Geophysical Monographs, Vol.68, Chapter 8, 478 pp.

Rinke, A., et al., 2006, Evaluation of an ensemble of Arctic regional climate models: spatiotemporal fields during SHEBA year, Climate Dynamics, 1-14 pp.

Saenko, O.A., Flato, G.M., Weaver, A.J., 2002, Improved Representation of Sea-Ice Processes in Climate Models, Atmos-Ocean, **40**, 21-43.

Schneider, N. and Müller, P., 1990, The meridional and seasonal structure of the mixed-layer depth and its diurnal amplitude observed during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle experiment. J. Phys. Oceanogr., **20**, 1395-1404.

Semtner, A.J.Jr., 1976, A Model for the Thermodynamic Growth of Sea Ice in Numerical Investigations of Climate, J. Phys. Oceanogr., **6**, 379-389.

Shapiro, R., 1987, A simple model for the calculation of the flux of direct and diffuse solar radiation through the atmosphere. ST Systems Corporation, Lexington, Mass., Scientific Report No. **35**. Report AFGL-TR-87-0200.

Shirasawa, K., Leppäranta, M., Saloranta, T., Kawamura, T., Polomoshnov, A., Surkov, G., 2005, The thickness of coastal fast ice in the Sea of Okhotsk, Cold Regions Science and Technology, **42**, 25-40.

Sirevaag, A., 2003, Turbulence and Heat Exchange under Ice, Ph.D. Thesis, University Centre of Svalbard, 91 pp.

Snyder, J.P., 1987, Maps Projections-A working Manual, Washington, 383 pp.

Stephan, J., 1891, Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über Eisbildung im Polarmeere. Ann. Phys. **42** (2), 269-286.

Steffen, K. et A. Ohmura, 1985, Heat exchange and surface condition in North Water, northern Baffin Bay, Annals of Glaciology, **6** : 178-181.

Stein, M., 1993, On the consistency of thermal events in the East Greenland/West Greenland current system and off Labrador, NAFO Scientific Council Studies, **19**, 7-14.

Thomson, R.E., Fine, I.V., 2003, Estimating Mixed Layer Depth from Oceanic Profiles Data, J. Atmos. and Oceanic Tech., **20**, 319-329.

Timmermann, R., Lemke, P., Kottmeier, C., 1999, Formation and Maintenance of a Polynya in the Weddell Sea, J. Phys. Oceanogr., **29**, 1251-1264.

Tremblay, J.E., Gratton, Y., Fauchot, J., Price, N.M., 2002, Climatic and oceanic Forcing of new, net, and diatom production in the North Water, Deep-Sea Res., Part II, **49**, 4927-4946.

Tremblay, L.-B. and Mysak, L.A., 1997, Modelling sea-ice as a granular material, including the dilatancy effect, J. Phys. Oceanogr., **27**, 2342-2360.

Ukita, J., Martinson, D.G., 2001, An efficient adjustable-layering thermodynamic sea-ice model formulation for high-frequency forcing, Annals of glaciology, **33**, 253-260.

Untersteiner, N., 1964, Calculations of temperature regime and heat budget of sea ice in the Central Arctic, J. Geophys. Res., **69**, 4755-4766.

Untersteiner, N., 1968, Natural desalination and equilibrium salinity profile of perennial sea ice, J. Geophys. Res., **73**, 1251-1257.

Vancoppenolle, M. and Fichefet, T., Bitz, C.M., 2005, On the sensitivity of underformed Arctic sea ice to its vertical salinity profile, Geophys. Res. Lett., **32**, L16502.

Wadham, P., 2002, Ice in the Ocean, Gordon and Breach Science Publisher, London, 351 pp.

Weeks, W.F., and Ackley, S.F., 1986, The growth, structure, and properties of sea ice, The Geophysics of Sea Ice, edited by N.Untersteiner, 9-164, Plenum, New-York.

Wilson, K.J., Barber, D.G., King, D.J., 2001, Validation of Production of RADARSAT-1 Derived Ice Motion Maps in the North Water (NOW) Polynya , January-December 1998, Atmos-Ocean, **39**, 257-278.

Yackel, J., Barber, D.G., Papakyriakou, T.N., 2001, On the Examination of Spring Melt in the North Water Polynya using RADARSAT-1 , Atmos.-Ocean, **39**, 195-208.

Yao, T. and Tang, C.L., 2003, The Formation and Maintenance of the North Water Polynya, Atmos-Ocean, **41**, 187-201.