

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

AMÉLIORATIONS AUX PARAMÉTRAGES DE LA COUCHE LIMITE
ATMOSPHERIQUE EN ARCTIQUE DANS LE MODÈLE CANADIEN DE PRÉVISION
GEM

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHERE

PAR
PIERRE-LUC CARPENTIER

JUIN 2009

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de recherche Colin Jones pour son très grand support durant mon projet de maîtrise. Sa grande rigueur scientifique est une source d'inspiration pour moi. Je tiens aussi à souligner l'importante contribution de Katja Winger pour son soutien technique avec le modèle GEM. Je remercie aussi mes voisins de bureau à Ouranos qui rendent l'atmosphère de travail intéressant. Je remercie Ayrton Zadra, Bernard Dugas, Paul Vaillancourt et Jocelyn Mailhot de la division de Recherche en prévision numérique (RPN) d'Environnement Canada à Dorval pour leurs commentaires sur mon projet. Je remercie le Fonds québécois de la recherche sur la nature et les technologies (FQRNT) d'avoir financé ce projet au moyen d'une bourse de recherche à la maîtrise. Je remercie le Réseau canadien en modélisation et diagnostics du climat régional (MDCR) ainsi que le Consortium Ouranos d'avoir fourni les ressources matérielles nécessaires à la réalisation de ce projet. Je tiens à remercier Andrey Grachev, Ola Persson, Donald K. Perovich et Matthew Sturm d'avoir fourni les observations de la campagne SHEBA. Je remercie les professeurs René Laprise, Éric Girard et Enrico Torlaschi de l'Université du Québec à Montréal (UQÀM) pour leur disponibilité. Je remercie mes amis, ma famille et, surtout, ma copine Anne-Marie pour leur soutien inconditionnel et leurs nombreux encouragements.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES	iv
LISTE DES TABLEAUX	vi
LISTE DES ACRONYMES	vii
RÉSUMÉ	xi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I : LE MODÈLE GEM, LA SIMULATION DE CONTRÔLE ET LES OB- SERVATIONS	8
1.1 Formulation dynamique et physique du modèle GEM	8
1.2 Représentation de la diffusion verticale dans l'atmosphère libre	9
1.3 Représentation de la diffusion verticale dans la couche de surface	11
1.4 Description des paramètres utilisés dans la simulation de contrôle	14
1.5 Observations des processus de surface durant SHEBA	14
CHAPITRE II : RÉSULTATS DE LA SIMULATION DE CONTRÔLE	17
2.1 Variables d'état à la surface	17
2.2 Flux turbulents à la surface	20
2.3 Stabilité de la couche limite atmosphérique	22
2.4 Épaisseur de glace marine et de neige	26
CHAPITRE III : AMÉLIORATIONS APPORTÉES PAR L'IMPLÉMENTATION DES PA- RAMÉTRAGES DE SHEBA	29
3.1 Simulation A : Amélioration en implémentant ϕ_{sheba}	29
3.2 Simulation B : Amélioration en implémentant $z_{0m,sheba}$ et $z_{0h,sheba}$	32
3.3 Simulation C : Amélioration des vents faibles en abaissant U_{min}	35
3.4 Simulation D : Amélioration du flux de chaleur latente en changeant q_r	35
CONCLUSION	39
RÉFÉRENCES	43

LISTE DES FIGURES

	Page	
Figure 1	Moyenne zonale du réchauffement climatique projeté par les modèles CMIP au XXI ^e siècle en fonction de la latitude dans l'hémisphère nord (Holland et Bitz, 2003).	2
Figure 2	Trajectoire du brise-glace des Groseillers près duquel les observations de la campagne SHEBA ont été faites. Les points à intervalle régulier représentent la grille régionale de calcul utilisée pour faire les simulations avec le modèle GEM dans ce projet.	15
Figure 3	Pression au niveau de la mer simulée et observée durant l'année SHEBA. Les valeurs montrées sont moyennées aux cinq jours.	17
Figure 4	Vent à 10 mètres simulé dans la simulation de contrôle (axe vertical) et observé (axe horizontal) durant l'année SHEBA. Les valeurs montrées sont moyennées toutes les trois heures et les unités sont exprimées en mètre par seconde.	18
Figure 5	Température moyenne mensuelle simulée et observé à 2 mètres durant l'année SHEBA.	19
Figure 6	Humidité relative par rapport à la glace moyenne mensuelle simulée et observé à 2 mètres durant l'année SHEBA.	20
Figure 7	Vitesse de friction simulée et observée durant l'année SHEBA. Les valeurs utilisées sont moyennées aux trois heures et les unités sont des mètres par seconde.	21
Figure 8	Flux de chaleur sensible à la surface simulé et observé durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles. Par convention, un flux positif est orienté de la surface vers l'atmosphère.	22
Figure 9	Flux de chaleur latente à la surface simulé et observé durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles. Par convention, un flux positif est orienté de la surface vers l'atmosphère.	23
Figure 10	Intensité de l'inversion de température à la surface définie par $\Delta T_s = \bar{T}_r - \bar{T}_s$. Les valeurs moyennes mensuelles simulée et observée sont illustrées durant l'année SHEBA.	24
Figure 11	Relation simulée et observée moyennée chaque trois heures entre la vitesse de friction et la stabilité dynamique de la couche limite atmosphérique. L'axe ho-	

	horizontal représente l'inverse de la longueur de Monin-Obukhov L . La stabilité augmente vers la droite du graphique.	25
Figure 12	Même que la figure 11 sauf pour le flux de chaleur sensible. Par convention, un flux positif est dirigé vers le haut.	26
Figure 13	Épaisseur de glace de mer simulée et observée durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles.	28
Figure 14	Épaisseur de neige simulée et observée durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles.	28
Figure 15	Comparison entre la fonction de stabilité observée à SHEBA et différents paramètres implémentés dans les modèles atmosphériques. (Grachev et coll., 2008).	30
Figure 16	Comparison entre la fonction de stabilité observée à SHEBA et le paramétrage $\phi = 1 + 12\text{Ri}$ utilisé dans GEM. L'axe horizontal représente le nombre de Richardson Ri_B qui quantifie la stabilité dynamique de la couche limite atmosphérique. Les observations présentées correspondent aux valeurs moyennées sur trois heures couvrant la période allant du premier septembre 1997 au premier septembre 1998 aux cinq niveaux de mesure de la tour du <i>Atmospheric Surface Flux Group</i> (ASFG).	30
Figure 17	Vent de surface moyen mensuel simulé et observé durant l'année SHEBA.	32
Figure 18	Paramétrages de longueurs de rugosité dérivés à partir des observations de SHEBA en fonction de la vitesse de friction u_* sur la glace de mer. La ligne horizontale représente la valeur constante de 0.16 mm utilisée actuellement par la version 3.3.0 du modèle GEM.	34
Figure 19	Vent de surface moyen mensuel simulé et observé durant l'année SHEBA.	35
Figure 20	Vent à 10 mètres simulé avec $\bar{U}_{min} = 1.0$ m/s (axe vertical) et observé (axe horizontal) durant l'année SHEBA. Les valeurs montrées sont moyennées aux trois heures. La valeur d'origine était de $\bar{U}_{min} = 2.5$ m/s dans la simulation de contrôle.	36
Figure 21	Flux de chaleur latente à la surface simulé et observé durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles. Par convention, un flux positif est orienté de la surface vers l'atmosphère.	38

LISTE DES TABLEAUX

	Page
Tableau 1	Description des simulations effectuées dans le cadre de ce projet. 29
Tableau 2	Coefficients utilisés pour calculer les longueurs de rugosité dans l'équation (34) (Andreas <i>et coll.</i> , 2004). 33

LISTE DES ACRONYMES

AMIP2	Second phase of the Atmospheric Model Intercomparison Project
ARCMIP	Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project
ASFG	Atmospheric Surface Flux Group
BES	Bilan énergétique à la surface
CLA	Couche limite atmosphérique
CLS	Couche limite stable
CMIP	Coupled Model Intercomparison Project
CTRL	Simulation de contrôle
ECMWF	European Center for Medium-Range Weather Forecast
ERA40	Données de réanalyse de 40 années du centre ECMWF
GABLS	GEWEX Atmospheric Boundary Layer Study
GEM	Modèle Global environnemental multi-échelle
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
HRG	Humidité relative par rapport à la glace
ITS	Inversion de température à la surface
MDCR	Réseau canadien de Modélisation et diagnostique du climat régional
MGC	Modèle global couplé
MRC	Modèle régional du climat
MRCC5	Cinquième version du Modèle régional canadien du climat
OBS	Observations
PAM	Station Portable Automated Mesonet
RPN	Division de Recherche en prévision numérique d'Environnement Canada
SHEBA	Surface Heat Budget of the Arctic Ocean
SST	Température de surface de la mer (<i>Sea Surface Temperature</i>)

LISTE DES SYMBOLES

a_m, b_m, B_m, x	Paramètres pour la fonction de stabilité de Grachev <i>et coll.</i> (2007)
c_1, c_2, c_3, c_4	
b_0, b_1, b_2	Paramètres pour la longueur de rugosité de Andreas <i>et coll.</i> (2004)
A, B, C, D	Paramètre pour la fonction de stabilité de Delage (1996)
c_p	Chaleur spécifique à pression constante pour l'air
C_χ	Coefficient de transfert turbulent à la surface pour le scalaire χ
$(dT/dz)_s$	Inversion de température à la surface
e	Pression partielle de vapeur d'eau
$e_{sat,i}$	Pression partielle de vapeur d'eau à saturation par rapport à la glace
f	Paramètre de Coriolis
g	Accélération gravitationnelle terrestre
h	Hauteur de la couche limite stable
H_L	Flux de chaleur latente à la surface
H_s	Flux de chaleur sensible à la surface
L	Longueur de Monin-Obukhov basée sur les flux de surface
L_s	Chaleur latente de sublimation
L_v	Chaleur latente d'évaporation
p	Pression atmosphérique
q_r	Humidité spécifique près de la surface (évaluée au niveau de référence z_t)
q_s	Humidité spécifique à la surface
$q_{sat,i}$	Humidité spécifique à saturation par rapport à la glace
q_*	Échelle d'humidité spécifique
Re_*	Nombre de Reynolds basé sur la longueur de rugosité
Ri	Nombre de Richardson gradient
Ri_B	Nombre de Richardson basé sur des différences finies

t	Temps
T_r	Température de l'air près de la surface (au niveau de référence z_t)
T_s	Température de la surface
T_v	Température virtuelle
u	Composante zonale du vent
u_*	Vitesse de friction
U	Amplitude du vent horizontal
U_{min}	Vent minimal utilisé pour calculer la stabilité dans GEM
U_r	Vent près de la surface (évalué à une hauteur de référence z_u)
v	Composante méridionale du vent
w	Composante verticale du vent
$\overline{w'\chi'}$	Flux turbulent vertical pour le scalaire χ
$\overline{w'\chi'_s}$	Flux turbulent vertical pour le scalaire χ à la surface
z_{0m}	Longueur de rugosité pour le vent
z_{0h}	Longueur de rugosité pour la température
z_{0e}	Longueur de rugosité pour l'humidité
z_t	Hauteur de référence pour la température
z_u	Hauteur de référence pour le vent de surface
z	Hauteur par rapport à la surface terrestre
φ	Latitude
ϕ	Fonction de stabilité
ϕ_m	Fonction de stabilité pour le vent
ϕ_h	Fonction de stabilité pour la température
ϕ_e	Fonction de stabilité pour l'humidité
κ	Constante de von Kármán
ν	Viscosité cinématique de l'air
Ω	Taux de rotation de la Terre
ψ	Fonction de stabilité intégrée à la verticale

ρ	Densité de l'air
θ	Température potentielle
θ_v	Température potentielle virtuelle
θ_*	Échelle de température
ζ	Hauteur adimensionnelle

RÉSUMÉ

Le but de ce projet est d'améliorer la représentation numérique des processus turbulents de couche limite stable (CLS) sur l'océan Arctique dans le modèle Global Environmental Multi-échelles (GEM). L'expérience numérique réalisée consiste à simuler le climat observé durant la campagne SHEBA d'un an sur un petit domaine régional à haute résolution ($110 \times 120 @ 0,5$ degré) centré sur la mer de Beaufort. Dans la simulation de contrôle effectuée avec la version non modifiée de GEM, le modèle surestime systématiquement le vent de surface \bar{U}_r , la vitesse de friction u_* et le flux de chaleur latente (H_L) qui est 6 fois trop intense l'été en comparaison des valeurs observées au point SHEBA. De plus, le modèle n'arrive pas à simuler les vents faibles observés ($\bar{U}_r < 1,6$ m/s) et manifeste un biais sec persistant dans la CLS durant toute l'année. En comparant la fonction de stabilité utilisée dans GEM ϕ_{GEM} avec les observations de la campagne SHEBA, on remarque que ce paramétrage mène à une surestimation du mélange turbulent en stratification très stable ($Ri_B > 10^{-2}$) qui pourrait expliquer une partie des erreurs du modèle. L'implémentation d'une fonction de stabilité dérivée à partir des observations de SHEBA ϕ_{SHEBA} dans la simulation de sensibilité A a permis d'améliorer \bar{U}_r et u_* dans le modèle GEM. La longueur de rugosité de la glace de mer utilisée dans le modèle GEM $z_{0,GEM} = 0,16$ mm aussi ne correspond pas aux observations de la campagne SHEBA. En fait, l'unique paramètre $z_{0,GEM}$ utilisé par GEM est trop faible pour le transfert de quantité de mouvement et trop grande pour le transfert de chaleur et d'humidité. L'implémentation des longueurs de rugosité observées à SHEBA ($z_{0m,SHEBA}$ et $z_{0h,SHEBA}$) dans la simulation de sensibilité B a amélioré \bar{U}_r simulé. Le vent minimal $\bar{U}_{min} = 2,5$ m/s est un autre paramètre utilisé par GEM qui est susceptible d'être inadéquat pour simuler la CLS. Ce paramètre est utilisé pour éviter une division par zéro par vent faible lors du calcul du nombre de Richardson Ri_B . En utilisant une valeur plus réaliste de $\bar{U}_{min} = 1,0$ m/s dans la simulation de sensibilité C, on arrive à simuler les vents faibles ($\bar{U}_r < 1,6$ m/s) qui n'étaient pas simulés par la version originale du modèle GEM. Dans la simulation D, l'implémentation d'une nouvelle équation diagnostique basée sur l'équation de Clausius-Clapeyron pour \bar{q}_r a éliminé complètement le biais sec dans le modèle. Indirectement, la correction à \bar{q}_r a ramené le H_L simulé très près des valeurs observées en réduisant le gradient vertical $\bar{q}_r - \bar{q}_s$ responsable de l'évaporation à la surface. Tous les modèles régionaux participant au projet ARCMIP avaient des défauts semblables (biais sec, H_L surestimé et u_* trop intense) à ceux du modèle GEM pour une expérience très similaire. Il est donc très probable que l'implémentation des mêmes modifications dans ces modèles soit aussi bénéfique. Il est aussi probable qu'en implémentant ces paramétrages dans les modèles participant au Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) ait un effet bénéfique sur l'océan Arctique.

Mots-clés : Modélisation du climat arctique, couche limite atmosphérique, interaction atmosphère-glace-océan, paramétrisation physique.

INTRODUCTION

Virtuellement tous les modèles globaux couplés (MGC) projettent une amplification importante du réchauffement climatique global¹ à la surface de l'océan Arctique en réponse aux forçages radiatifs anthropiques futurs (p. ex. Chapman et Walsh, 2007 ; Serreze et Francis, 2006). En fait, les MGC projettent que le réchauffement arctique sera accompagné de changements sur la couverture nuageuse, sur le volume de la banquise et sur les composantes du bilan énergétique à la surface (BES) (Sorterberg *et coll.*, 2007). De plus, comme en témoigne la figure 1, les projections arctiques sont plus incertaines que n'importe où à la surface de la Terre étant donné les grandes différences de simulation d'un modèle à l'autre. C'est notamment sur l'océan Arctique que les modèles s'entendent le moins bien à la surface de la planète. Même si une grande partie des différences de projections est attribuable à la sensibilité naturelle du système climatique arctique, il est aussi probable que des différences dans la formulation des modèles numériques contribuent au désaccord des modèles sur l'océan Arctique. De nombreux processus complexes (p. ex. turbulence, radiation et microphysique) affectent le climat dans la couche limite atmosphérique (CLA) en participant dans les rétroactions de surface (p. ex. la rétroaction glace-albédo et la rétroaction nuage-radiation). Les schémas de paramétrages physiques utilisés pour représenter simplement ces processus physiques diffèrent considérablement d'un modèle à l'autre et ces différences sont susceptibles d'accentuer artificiellement les différences de projections du climat arctique futur. De plus, il est même probable que les erreurs communes à la majorité des modèles rendent même le scénario moyen d'amplification arctique irréaliste en faussant systématiquement les rétroactions de surface. Des études récentes suggèrent que plusieurs modèles ont des erreurs communes et s'entendent mal sur certains processus survenant dans la CLA qui participent dans les rétroactions de surface. Par exemple, Tjernström *et coll.* (2005) rapportent que chacun des six modèles participant au projet Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project (ARCMIP) surestiment la vitesse de friction, le flux de chaleur latente et ont un biais sec près de la surface. Rinke *et coll.* (2006) rapportent aussi que les modèles participant au projet ARCMIP s'entendent particulièrement mal près de la

1. Les modèles participant au projet Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) projettent une amplification de 1,5 à 4,5 fois supérieure au réchauffement global au XXI^e siècle (Holland et Bitz, 2003).

surface durant l'hiver alors que la CLA est stable. L'intercomparaison des modèles participant au projet GEWEX Atmospheric Boundary Layer Study (GABLS) faite par Cuxart *et coll.* (2006) révèle justement que les modèles s'entendent très mal et ont tendance à surestimer systématiquement l'intensité du mélange turbulent dans la couche limite stable (CLS).

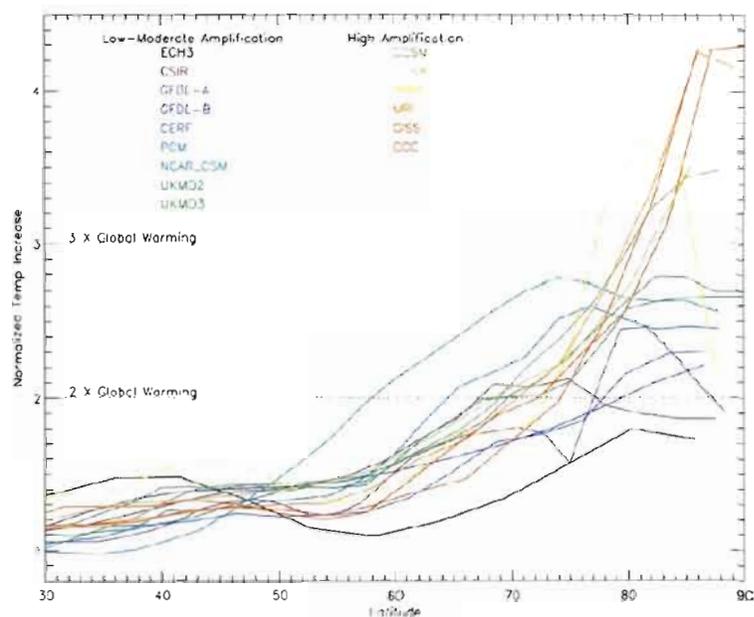


Figure 1 Moyenne zonale du réchauffement climatique projeté par les modèles CMIP au XXIe siècle en fonction de la latitude dans l'hémisphère nord (Holland et Bitz, 2003).

La turbulence générée mécaniquement par l'effet déstabilisant du cisaillement du vent est un processus climatique clé qui redistribue verticalement la chaleur, l'humidité et la quantité de mouvement dans le système atmosphère-surface. En fait, le mélange turbulent tend à homogénéiser les profils verticaux de vent, de température et d'humidité relative dans toute la troposphère. Dans la CLA, la diffusion turbulente est particulièrement intense et fréquente en raison de la condition de non-glissement imposée à la surface qui déstabilise l'écoulement en permanence. Sur l'océan Arctique, la CLA adopte une structure très particulière en raison de l'omniprésente inversion de température qui stabilise l'atmosphère durant toute l'année et atténue tout mouvement vertical induit par la turbulence mécanique (Serreze

et coll., 1992). Dans la couche d'inversion qui peut avoir plus d'un kilomètre d'épais, toute parcelle d'air soulevée (ou rabaissée) par la turbulence mécanique sera plus dense (ou plus légère) que son environnement et elle subira une importante force de flottabilité s'opposant à son mouvement vertical. De cette façon, la force de flottabilité joue le rôle de force de rappel sur les parcelles et, ainsi, permet la propagation d'ondes de gravité dans la couche d'inversion. Une fois déclenchée par l'hétérogénéité de la glace de mer, ces ondes peuvent affecter les conditions météorologiques sur de grandes distances (Mauritsen *et coll.*, 2005). Un autre effet de la stabilité dans la CLA est de découpler partiellement l'atmosphère libre de la surface. Ceci donne à la CLS une hauteur particulièrement faible en comparaison de la couche limite convective. Sur l'océan Arctique, l'évolution de la glace de mer peut être affectée de plusieurs façons par le découplage dû à la stabilité. En réduisant l'intensité du flux turbulent de chaleur sensible, la stabilité isole l'atmosphère relativement chaude de la glace de mer froide. De plus, la dérive de glace de mer est réduite significativement par l'inversion de température qui atténue efficacement la contrainte de surface. La fraction nuageuse aux propriétés radiatives importantes (Curry *et coll.*, 1996) peut aussi être affectée par l'effet de la stabilité sur le transport vertical d'humidité. En affectant la glace de mer et les nuages, les processus turbulents jouent un rôle clé dans les rétroactions de surface (p. ex. rétroactions nuages-radiation, glace-albédo et glace-stabilité) qui rendent le système climatique arctique si sensible aux forçages radiatifs anthropiques. La diffusion verticale doit donc être représentée adéquatement par la composante atmosphérique des modèles climatiques pour projeter l'amplification arctique future d'une façon physiquement réaliste.

Pour plusieurs raisons, le mélange turbulent est susceptible d'être mal représenté par les modèles atmosphériques² sur l'océan Arctique. Premièrement, les observations de haute qualité nécessaires au développement de schémas de paramétrisation sont généralement très rares et difficiles à effectuer sur l'océan Arctique. Les longueurs de rugosité utilisées dans les modèles numériques pour représenter l'effet des irrégularités de la glace de mer sur les processus turbulents sont un bon exemple de paramètre susceptible d'être inadéquat dans

2. Dans le cadre de ce mémoire, l'expression modèles atmosphériques désigne les modèles de prévision numérique du temps (PNT) ainsi que les modèles climatiques régionaux et globaux.

les modèles. Il est probable que les valeurs utilisées dans plusieurs modèles soient non représentatives des conditions moyennes de glace dans le bassin arctique. Par simplicité, plusieurs modèles utilisent une seule longueur de rugosité constante dans leur schéma de couche de surface pour simuler le transfert de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement à la surface. D'un autre côté, les observations faites sur la glace de mer révèlent que les longueurs de rugosité sont très différentes entre elles et varient considérablement selon l'intensité du mélange vertical (Andreas *et coll.*, 2002 ; Andreas *et coll.*, 2004 ; Andreas, 1987). Une autre raison pour laquelle les paramétrages des processus turbulents sont susceptibles d'être inadéquats dans les modèles atmosphériques est que la CLA est stable durant toute l'année sur l'océan Arctique. En général, les modèles sont réputés comme étant particulièrement imprécis dans ces conditions (Mahrt, 1998a). La CLS est riche en phénomènes complexes (p. ex. turbulence intermittente, ondes de gravité et jet nocturne) qui sont mal compris, difficiles à observer et difficiles à représenter dans les modèles numériques (Mahrt, 1998b). Plusieurs modeleurs préfèrent surestimer artificiellement le mélange vertical pour prévenir le problème de découplage total (run-away cooling) survenant dans les modèles de PNT en stratification très stable (Derbyshire, 1999). Ce mélange excédentaire peut avantageusement prévenir le découplage physiquement irréaliste pouvant survenir en stratification très stable qui mène à des températures anormalement froides dans les modèles numériques. Même si cette approche est acceptable dans un modèle de PNT, elle risque d'avoir d'importantes conséquences dans les modèles climatiques couplés. En fait, la surestimation systématique du mélange turbulent risque de fausser la quantité de glace et de nuages simulés sur l'océan Arctique. À long terme, de telles erreurs numériques sont susceptibles d'entraîner éventuellement le système atmosphère-glace-océan simulé vers un état physiquement irréaliste en faussant les rétroactions de surface. Parmi les erreurs qui sont communes à plusieurs modèles sur l'océan Arctique, on trouve aussi une large surestimation du flux de chaleur latente ainsi qu'un biais sec à la surface. Tjernström *et coll.* (2005) rapportent que chacun des modèles participant au projet ARCMIP (Arctic Regional Climate Model Intercomparison Project) surestime d'environ un ordre de grandeur H_L durant l'été et, en même temps, sous-estiment systématiquement l'humidité spécifique près de la surface. Dans chacun des modèles ARCMIP, l'air est sous-saturé par rapport à la glace alors que les observations prises sur la glace

de mer sont très près de la saturation par rapport à la glace (Andreas *et coll.*, 2002). Étant donné que dans plusieurs modèles, le calcul du flux de chaleur latente et de \bar{q}_r sont intimement liés (Louis, 1979), il est probable que la surestimation de H_L soit une conséquence directe du biais sec. Il est probable qu'une surestimation aussi importante du transport vertical d'humidité nuise significativement à la quantité de nuages ainsi que de leur effet radiatif important.

Un des objectifs de la campagne d'observation *Surface Heat Budget of the Arctic Ocean* (SHEBA) était justement de mieux comprendre les processus physiques de surface pour ainsi évaluer et améliorer les paramétrages physiques utilisés dans les modèles numériques (Uttal *et coll.*, 2000). Des observations de haute qualité ont été prises durant un cycle annuel complet pour caractériser chaque paramètre affectant le BES en incluant les échanges turbulents et radiatifs, les nuages, la glace et la neige. Des études précédentes utilisent les observations de la campagne SHEBA de manière à évaluer les performances des modèles climatiques régionaux sur l'océan Arctique. Une des retombées importantes de la campagne SHEBA est certainement le développement de paramétrages physiques valides en conditions arctiques extrêmes. Par exemple, Grachev *et coll.* (2007) ont dérivé des fonctions de stabilité valides même dans la couche limite arctique très stable. En utilisant les observations de la campagne SHEBA, Grachev *et coll.* (2008) soulignent que plusieurs paramétrages de fonctions de stabilité utilisées dans les modèles climatiques sont possiblement inadéquats près de la surface en conditions arctiques très stables (pour $\zeta > 10$). Ces fonctions de stabilité ont été dérivées à partir d'observations faites aux latitudes moyennes (p. ex. à Cabauw et au Kansas durant CASES-99) où la couche limite est souvent moins stable qu'en Arctique. De telles erreurs systématiques peuvent nuire à la représentation des variables de surface. Des paramétrages de longueurs de rugosité (Andreas *et coll.*, 2004) représentant bien les propriétés de la glace à SHEBA ont aussi été développés durant ce programme de recherche et pourraient améliorer la qualité des simulations arctiques dans les modèles climatiques.

Le but de ce projet est de déterminer si l'implémentation de paramétrages physiques des processus turbulents dérivés durant la campagne SHEBA peut améliorer la simulation numérique de la CLS sur l'océan Arctique. Pour déterminer ceci, nous implémentons différents paramétrages physiques dans le modèle Global environnemental multi-échelles (GEM) qui est utilisé pour faire des prévisions météorologiques au Canada (Côté *et coll.*, 1998). La formulation physique et dynamique du modèle GEM est actuellement utilisée pour développer la cinquième version du Modèle régional canadien du climat (MRCC5) (Zadra *et coll.*, 2008) qui permettra de faire des projections climatiques régionales en Arctique. En plus de permettre la mise à l'échelle dynamique de simulations globales à basse résolution, les modèles régionaux du climat (MRC) sont des outils très utiles pour évaluer les paramétrages physiques utilisés dans les modèles numériques en permettant d'effectuer des expériences contrôlées. Le faible coût informatique des simulations régionales permet d'évaluer la sensibilité du modèle à plusieurs paramètres tels que les longueurs de rugosité et les fonctions de stabilité. En prescrivant la circulation atmosphérique et la concentration de glace aux frontières d'un petit domaine régional, on contraint efficacement les conditions météorologiques à grande échelle au modèle étudié. Une expérience numérique est effectuée avec le modèle GEM sur un domaine régional de manière à évaluer l'amélioration apportée par l'implémentation des longueurs de rugosité (Andreas *et coll.*, 2004) ainsi que d'une fonction de stabilité (Grachev *et coll.*, 2007) dérivée grâce aux observations de la campagne SHEBA. La longueur de rugosité utilisée dans GEM ($z_0 = 0,16$ mm) est en réalité trop faible pour le transfert de quantité de mouvement (z_{0m}) et trop grande pour le transfert de chaleur (z_{0h}) et d'humidité (z_{0e}) si on compare avec les valeurs observées durant la campagne SHEBA. De plus, la fonction de stabilité utilisée dans GEM sous-estime les valeurs observées durant la campagne SHEBA. Cette sous-estimation est susceptible de causer un mélange trop intense en stratification stable et pourrait nuire aux variables simulées à la surface dans le modèle GEM. Pour arriver à simuler les vents faibles dans le modèle GEM, une légère modification a été apportée au calcul du nombre de Richardson à la surface. Une modification a aussi été apportée au diagnostic de l'humidité spécifique près de la surface de manière à assurer la saturation par rapport à la glace qui est observée. L'expérience numérique réalisée consiste à simuler le climat observé durant l'année SHEBA sur un petit domaine régional

à haute résolution situé sur l'Arctique de l'Ouest. Les simulations numériques sont comparées aux observations faites durant la campagne SHEBA. Des conditions aux frontières latérales et à la surface sont prescrites au modèle de manière à faire une expérience contrôlée.

Une description complète du modèle GEM, des observations de la campagne SHEBA ainsi que des paramètres utilisés pour effectuer la simulation de contrôle est faite au chapitre I. Une évaluation complète des résultats de la simulation de contrôle effectuée avec le modèle GEM est faite au chapitre II. Les nouveaux paramétrages physiques implémentés et leurs effets sur les résultats numériques sont présentés de façon détaillée au chapitre III. Par la suite, une conclusion ainsi et quelques recommandations sont faites.

CHAPITRE I : LE MODÈLE GEM, LA SIMULATION DE CONTRÔLE ET LES OBSERVATIONS

1.1 Formulation dynamique et physique du modèle GEM

La version 3.3.0 du modèle atmosphérique GEM permet de résoudre les équations primitives non hydrostatiques en trois dimensions avec un algorithme parallélisé de manière à réduire efficacement le temps de calcul nécessaire aux simulations numériques (Côté *et coll.*, 1998). Le modèle utilise un système de coordonnées verticale hybride et l'atmosphère est discrétisée en 53 niveaux verticaux. Le niveau le plus bas est situé à $\eta=0.99596$ (environ 35 mètres au-dessus de la surface). Le toit du modèle est situé au niveau de pression égale à 10 hPa. Le schéma d'advection semi-lagrangien semi-implicite implémenté dans le modèle nous permet d'effectuer les intégrations temporelles avec un pas de temps relativement long (30 minutes) étant donné la haute résolution horizontale (0,5 degré) utilisée. Les processus physiques de sous-maille sont représentés dans nos simulations par la version 4.5.0 de l'ensemble de paramètres physiques développé par les chercheurs de la division de Recherche en prévision numérique (RPN) d'Environnement Canada à Dorval. Pour calculer la fraction nuageuse, le modèle utilise un schéma de condensation de type Sundqvist (1989). Le schéma de Li et Barker (2005) est utilisé pour représenter le chevauchement des différentes couches nuageuses en fonction de la position géographique, de l'heure et de la date. Le schéma de radiation en ciel clair prend en considération la présence de gaz à effet de serre (H_2O , CO_2 , N_2O , O_3 , CH_4 , CFC-11, CFC-12, CFC-113 et CFC-114). Pour représenter la transmission atmosphérique de rayonnement, le modèle GEM utilise un schéma basé sur la méthode k-corrélée qui discrétise le spectre de rayonnement long en 9 intervalles et le spectre de rayonnement court en 4 intervalles. Par ciel clair, les effets radiatifs des aérosols sont pris en considération en prescrivant une épaisseur optique totale. La distribution spatiale des aérosols varie aussi selon le type de surface (océan ou continent) et la latitude (Toon et Pollack, 1976). Les propriétés optiques des nuages varient en fonction de la quantité d'eau condensée, de la fraction de glace et du rayon effectif des hydrométéores. Pour représenter les processus de surface au-dessus des continents, le schéma ISBA est utilisé. Au-dessus de l'océan Arctique, le modèle est forcé par des champs géophysiques de SST (température de la surface de la mer) et de fraction de

glace. L'épaisseur de la glace de mer est simulée par le modèle GEM à l'aide d'un modèle unidimensionnel à trois couches qui prend en compte les échanges d'énergie avec l'atmosphère au-dessus et l'océan en dessous. À la surface inférieure de la glace de mer, le modèle utilise un flux de chaleur prescrit de 2 W/m^2 tandis qu'à la surface supérieure, c'est le bilan énergétique à la surface qui est utilisé. La neige peut s'accumuler durant l'hiver à la surface de la glace de mer selon la quantité de précipitations simulée par le modèle GEM. La couche de neige n'est discrétisée qu'en une seule couche.

1.2 Représentation de la diffusion verticale dans l'atmosphère libre

À chaque pas de temps, les processus turbulents de sous-maille sont calculés à partir des variables d'état de la dynamique (vent, température potentielle et humidité spécifique). En retour, les processus turbulents paramétrés réaffectent les variables d'état du modèle au pas de temps suivant en contribuant aux tendances temporelles des équations primitives de conservation de quantité de mouvement, de chaleur et d'humidité. Les tendances temporelles dues à la divergence des flux turbulents ont la forme

$$\left(\frac{\partial \bar{\chi}}{\partial t}\right)_{turb} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{\rho w' \chi'} \quad (1)$$

où $\bar{\chi} = \bar{\theta}_v, \bar{q}, \bar{u}, \bar{v}$ représente la température potentielle virtuelle moyenne $\bar{\theta}_v$, l'humidité spécifique moyenne \bar{q} , le vent zonal moyen \bar{u} et le vent méridien moyen \bar{v} . Le problème de fermeture de la turbulence est résolu en utilisant le concept de diffusion turbulente avec un coefficient de diffusion turbulente K_χ reliant les flux turbulents aux profils verticaux selon

$$\overline{w' \chi'} = -K_\chi \left(\frac{\partial \bar{\chi}}{\partial z} - \gamma_\chi \right). \quad (2)$$

Le terme contre-gradient γ_χ est utilisé en régime convectif pour représenter le transport turbulent de χ en absence de gradient vertical de $\bar{\chi}$. Dans l'atmosphère libre, le coefficient de diffusion turbulente est calculé par l'équation

$$K_\chi = \frac{cl\sqrt{E}}{\phi_\chi}. \quad (3)$$

où $E = \overline{u'_i u'_i}$ représente l'énergie cinétique turbulente³, l est la longueur de mélange et c est une constante. Le terme ϕ_χ est la fonction de stabilité pour le scalaire général χ transporté verticalement qui représente le vent, la température ou l'humidité. La longueur de mélange est calculée par la relation

$$l = \frac{\kappa z}{1 + \kappa z/\lambda} \quad (4)$$

où $\kappa = 0,35$ est la constante de von Karman et $\lambda = 200$ mètres est la longueur de mélange asymptotique. En stratification instable ($\text{Ri} < 0$), la fonction de stabilité utilisée dans GEM est

$$\phi_m^2 = \phi_h/\beta = (1 - 40\text{Ri})^{-1/3} \quad (5)$$

tandis qu'en stratification stable ($\text{Ri} > 0$), le modèle utilise

$$\phi_m = \phi_h/\beta = 1 + 12\text{Ri}. \quad (6)$$

Le paramètre β est une constante similaire au nombre de Prandtl turbulent qui est prescrite à 1 dans le modèle GEM. Le nombre de Richardson gradient qui caractérise la stabilité est défini par

$$\text{Ri} = \frac{g}{\theta_v} \cdot \frac{\partial \overline{\theta_v} / \partial z}{(\partial \overline{u} / \partial z)^2 + (\partial \overline{v} / \partial z)^2}. \quad (7)$$

L'accélération gravitationnelle g vaut évidemment $9,81 \text{ m s}^{-2}$. L'énergie cinétique turbulente est utilisée comme une variable pronostique par le modèle et est calculée par la

3. Dans le cadre de ce mémoire, nous utilisons la notation d'Einstein pour représenter les tenseurs. Conséquemment, $u'_i u'_i = u_1^2 + u_2^2 + u_3^2$.

relation

$$\frac{\partial E}{\partial t} = -\delta_E \bar{u}_j \frac{\partial E}{\partial x_j} + B\sqrt{E} - CE^{3/2} + \frac{\partial}{\partial z} K_m \frac{\partial E}{\partial z} \quad (8)$$

où B et C sont des constantes. Dans la version 3.3.0 de GEM, l'advection d'énergie cinétique n'est pas simulée et donc le paramètre δ_E est prescrit à zéro.

1.3 Représentation de la diffusion verticale dans la couche de surface

Dans la couche de surface, le modèle GEM représente les flux turbulents à la surface ainsi que les variables d'état par une variante du schéma de Louis (1979) qui est basé sur la théorie de Monin-Obukhov (Delage, 1996). Le vent moyen à dix mètres \bar{U}_r , la température potentielle virtuelle à 1.5 mètres $\bar{\theta}_{v,r}$ et l'humidité spécifique à 1.5 mètre \bar{q}_r sont calculés par les relations

$$\bar{U}_r = u_* F_m / \kappa, \quad (9)$$

$$\bar{\theta}_{v,r} = \theta_* F_h / \kappa \quad (10)$$

et

$$\bar{q}_r = q_* F_h / \kappa. \quad (11)$$

où $u_* = \sqrt{\|\overline{U'w'}_s\|}$ est la vitesse de friction, $\theta_* = -\overline{w'\theta'}_s / u_*$ est l'échelle de température, $q_* = -\overline{w'q'}_s / u_*$ est l'échelle d'humidité spécifique, F_m est le paramètre de couche de surface pour le vent tandis que F_h représente celui pour la chaleur et l'humidité (définis un peu plus loin). La contrainte turbulente de surface τ ainsi que les flux turbulents de chaleur sensible H_s et de chaleur latente H_L à la surface sont calculés par

$$\tau = -\rho (\overline{U'w'})_s = \rho (C_m \bar{U}_r)^2, \quad (12)$$

$$H_s = \rho c_p (\overline{w'\theta'}_v)_s = \rho c_p C_h u_* (\bar{T}_{v,s} - \bar{\theta}_r) \quad (13)$$

et

$$H_L = \rho L_s (\overline{w'q'})_s = \rho L_s C_h u_* (\bar{q}_s - \bar{q}_r). \quad (14)$$

Les paramètres de couche de surface pour la quantité de mouvement (F_m) ainsi que pour la chaleur et l'humidité (F_h) sont respectivement

$$F_m := \ln \frac{z_u}{z_{0,m}} + \psi \left(\frac{z_u}{L} \right) - \psi \left(\frac{z_{0,m}}{L} \right) \quad (15)$$

et

$$F_h := \ln \frac{z_t}{z_{0,h}} + \psi \left(\frac{z_t}{L} \right) - \psi \left(\frac{z_{0,h}}{L} \right). \quad (16)$$

Les longueurs de rugosité utilisées pour représenter l'effet des irrégularités sur le transfert de quantité de mouvement $z_{0,m}$ et sur le transfert de chaleur et l'humidité $z_{0,h}$ sont des paramètres empiriques qui dépendent du type de surface considéré. Sur les continents, ces valeurs sont prescrites à partir de champs géophysiques dans le modèle GEM de manière à représenter les variations géographiques de ces paramètres. Sur la glace de mer, les longueurs de rugosité sont constantes sur tout l'océan Arctique ($z_{0,m} = z_{0,e} = z_{0,h} = 0.16$ mm). Par simplicité, les longueurs de rugosité pour la chaleur, l'humidité et la quantité de mouvement sont supposées égales entre elles dans le modèle GEM. Les hauteurs de références sont $z_u = 10$ mètres pour le vent moyen et $z_t = 1.5$ mètres pour la température potentielle virtuelle et l'humidité spécifiques moyennes. La fonction de stabilité intégrée à la verticale ψ est définie par

$$\psi = \int_0^{z/L} \frac{\phi - 1}{\zeta} d\zeta \quad (17)$$

où la hauteur adimensionnelle ζ est le rapport entre la hauteur z et la longueur de Monin-Obukhov L caractérisant la stabilité dynamique de la couche de surface. Ce paramètre est défini par l'expression

$$\zeta := \frac{z}{L} = -\frac{z\kappa g w' \overline{\theta'_{vs}}}{\overline{\theta_{vs}} u_*^3}. \quad (18)$$

Pour la stratification stable ($\text{Ri} > 0$), Delage (1996) a montré en intégrant la fonction de stabilité

$$\phi_m = \frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial \overline{U}}{\partial z} = 1 + 12\text{Ri} \quad (19)$$

que

$$\psi(z, L) = \frac{1}{2} \left[A - \frac{z}{h} - \ln \left(1 + \frac{Bz}{2} + A \right) - \frac{B}{2\sqrt{C}} \arcsin \left(\frac{B - 2Cz}{D} \right) \right] \quad (20)$$

où

$$A = \sqrt{1 + Bz - Cz^2}, \quad B = D - 2/h, \quad C = D/h - 1/h^2 \quad \text{and} \quad D = 48/L. \quad (21)$$

La variable h représente la hauteur de la couche limite atmosphérique et dépend de la stabilité. Les coefficients de transfert pour la quantité de mouvement (C_m) ainsi que pour la chaleur et l'humidité (C_h) sont calculés par les relations

$$C_m = \kappa/F_m \quad (22)$$

et

$$C_h = \kappa/F_h. \quad (23)$$

L'algorithme utilisé par GEM pour calculer les flux de surface, les variables de surface et la longueur de Monin-Obukhov L est initialisé en estimant le nombre de Richardson à la surface à partir de différences finies de vent et de température potentielle moyennes selon

$$\text{Ri} \approx \text{Ri}_B = \frac{gz_p(\bar{T}_{v,r} - \bar{T}_{v,s})}{(\bar{T}_{v,s} + 0.5\Delta\bar{\theta}_{v,s})\bar{U}_s^2} \quad (24)$$

en utilisant

$$\bar{U}_s = \max(\bar{U}_r, \bar{U}_{min}) \quad (25)$$

pour éviter une division par zéro. La version 3.3.0 de GEM utilise $\bar{U}_{min}=2.5$ m/s comme vent moyen minimum à 10 mètres. Sur la glace de mer, l'humidité spécifique à la surface est calculée en évaluant l'équation

$$\bar{q}_s = 0.622\bar{e}_{sat,i,s}(\bar{T}_s)/p_s \quad (26)$$

où \bar{T}_s et p_s représentent la température et la pression à la surface respectivement. La température de la surface dépend, quant à elle du bilan énergétique à la surface calculé par le modèle GEM. La pression partielle de vapeur d'eau à saturation par rapport à la glace est

calculée selon l'équation de Clausius-Clapeyron

$$\bar{e}_{sat,i,s}(\bar{T}_s) = 610.78 \exp \frac{21.875(\bar{T}_s - 273.15)}{\bar{T}_s - 7.66}. \quad (27)$$

1.4 Description des paramètres utilisés dans la simulation de contrôle

L'expérience numérique effectuée avec le modèle GEM est très semblable à celle faite dans le cadre du projet ARCMIP (Tjernström et *coll.*, 2005 ; Rinke et *coll.*, 2006) et consiste à reproduire numériquement le climat observé durant l'année SHEBA. La simulation de contrôle consiste à effectuer une simulation avec la formulation actuelle du modèle GEM (sans aucune modification). Dans un premier temps, cette simulation nous permet d'évaluer quelles sont les erreurs systématiques faites par le modèle au chapitre II. Aux chapitres suivants, la simulation de contrôle est utilisée comme référence pour évaluer les améliorations apportées par l'implémentation des différents schémas de paramétrisation dans GEM. La grille de calcul régionale utilisée a une taille de 110x120 avec une résolution horizontale uniforme de 0,5 degré (Figure 2). L'intégration a débuté le premier septembre 1996 et s'est terminée le premier septembre 1998 de manière à inclure une période d'initialisation d'un an (spin-up) avant l'année SHEBA. Un pas de temps de 30 minutes a été utilisé pour faire l'intégration numérique. Les données de réanalyse de 40 ans du centre ECMWF (ERA40) ont été prescrites aux frontières latérales du domaine régional à chaque six heures. La concentration de glace marine ainsi que la température de surface de la mer (SST) ont été interpolées linéairement aux six heures à partir des observations satellitaires mensuelles utilisées dans la phase 2 du *Atmospheric Model Intercomparison Project* (AMIP2) (Taylor et *coll.*, 2000).

1.5 Observations des processus de surface durant SHEBA

Les observations de la campagne SHEBA sont utilisées pour évaluer le modèle GEM. La campagne SHEBA s'est déroulée sur la mer de Beaufort au large de l'Alaska de septembre 1997 à septembre 1998 et avait pour but de mieux comprendre les processus physiques participants au BES sur l'océan Arctique. Les mesures de haute qualité ont été prises près du

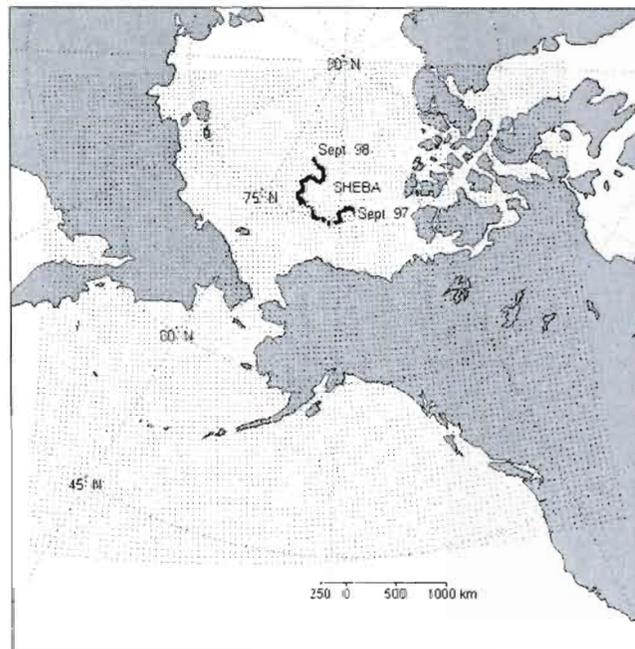


Figure 2 Trajectoire du brise-glace des Groseillers près duquel les observations de la campagne SHEBA ont été faites. Les points à intervalle régulier représentent la grille régionale de calcul utilisée pour faire les simulations avec le modèle GEM dans ce projet.

brise-glace des Groseillers qui servait de camp de base pour les différentes équipes de scientifiques. Une grande quantité d'observations utilisées dans le cadre de ce projet de recherche proviennent de la tour principale d'une hauteur de 20 mètres de l'*Atmospheric Surface Flux Group* (ASFG) qui fut installée sur la glace de mer à environ 300 mètres du brise-glace des Groseillers durant un an (Persson *et coll.*, 2002). Des anémomètres, thermomètres et hygromètres à temps de réponse très court ont été installés à chacun des cinq niveaux verticaux différents de cette tour de manière à mesurer directement les flux turbulents de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement ainsi que les profils verticaux de température, d'humidité et de vitesse du vent. Les flux de rayonnements longs et courts observés à la surface ont été observés au site du ASFG chaque 5 secondes en utilisant des radiomètres Eppley, et ce, durant toute l'année SHEBA. Les flux de rayonnement long ont été mesurés sur la bande 4-50 μm tandis que les flux de rayonnement court ont été observés sur la bande 0.29-2.80 μm . La température de la surface a été estimée en utilisant le pygéomètre pointant vers le bas en considérant une émissivité de la surface $\epsilon_s = 0.99$. En tenant compte des incertitudes du pygéomètre et de l'incertitude sur l'émissivité, Persson *et coll.* (2002) estime que la température de la surface est précise à l'intérieur de ± 0.6 °C. L'épaisseur de glace (Perovich *et coll.*, 2002) et de neige (Sturm *et coll.*, 2002) ont été mesurées hebdomadairement par les chercheurs du *Ice Physics Group* (IPG) à l'aide de 135 jauges installées au site SHEBA. Les instruments ont été répartis à 10 sites différents de manière à représenter plusieurs types de glace. La précision de chaque jauge est estimée à ± 0.5 cm.

CHAPITRE II : RÉSULTATS DE LA SIMULATION DE CONTRÔLE

2.1 Variables d'état à la surface

Une comparaison est faite entre la pression au niveau de la mer observée et simulée au point de grille le plus près du camp SHEBA (Figure 3). Les résultats sont moyennés chaque cinq jours et suggèrent que le modèle GEM reproduit relativement bien la circulation atmosphérique à grande échelle. En contraignant efficacement la circulation atmosphérique, il devient plus facile de mettre en évidence les performances des paramétrages physiques étudiés dans ce projet. En général, la pression atmosphérique simulée au niveau de la mer est légèrement inférieure aux valeurs observées. La pression moyenne annuelle observée est de 1016,45 hPa alors que la pression moyenne simulée est de 1013,96 hPa. Il est toutefois difficile, voire impossible, de déterminer si ce biais est causé par le modèle GEM ou s'il est une conséquence des données de réanalyse ERA40 qui pourraient en être l'origine.

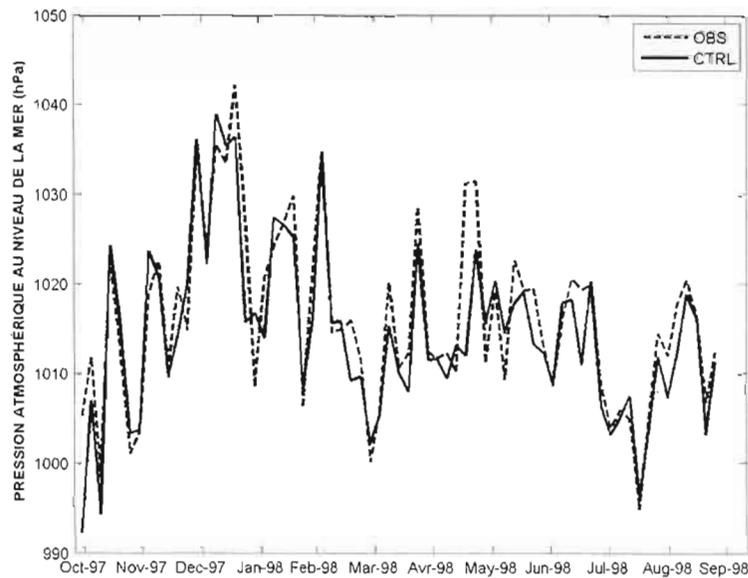


Figure 3 Pression au niveau de la mer simulée et observée durant l'année SHEBA. Les valeurs montrées sont moyennées aux cinq jours.

Une comparaison entre le vent simulé et observé à 10 mètres est illustrée à la figure 4. Ce nuage de points montre qu'en général, le modèle GEM a tendance à surestimer l'intensité du vent de surface. La surestimation du vent à 10 mètres est particulièrement importante lorsque le vent est inférieur à 5 m/s. De plus, le modèle n'arrive pas à simuler les vents faibles (inférieurs à 1,6 m/s) qui sont observés fréquemment durant l'année SHEBA. De façon générale, le vent de surface est une variable d'état très importante dans les modèles numériques et une telle surestimation risque d'avoir des conséquences directes et indirectes sur la qualité des simulations. D'abord, le vent de surface est une des variables ayant un impact très important sur les activités humaines et il est souhaitable de simuler ce paramètre le plus réalistement possible. De plus, le vent de surface est aussi utilisé dans les modèles numériques pour représenter d'autres processus tels que la sublimation de la neige et la contrainte de surface qui entraîne les courants marins et la dérive de la banquise. Une telle surestimation peut donc fausser la simulation de ces processus et, à long terme, pourrait entraîner le système atmosphère-surface vers un état physiquement irréaliste.

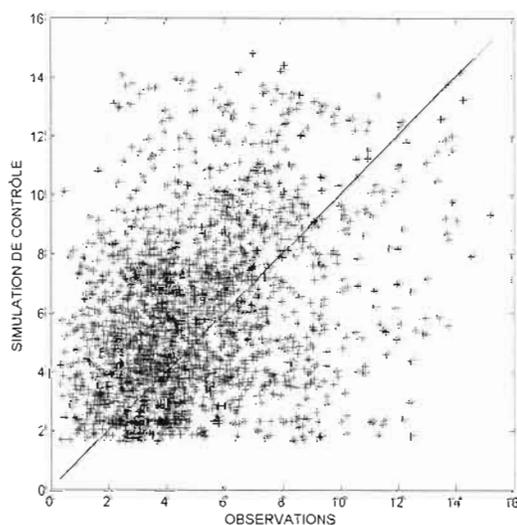


Figure 4 Vent à 10 mètres simulé dans la simulation de contrôle (axe vertical) et observé (axe horizontal) durant l'année SHEBA. Les valeurs montrées sont moyennées toutes les trois heures et les unités sont exprimées en mètre par seconde.

Le modèle GEM arrive à reproduire fidèlement l'aspect général du cycle annuel de température observé à SHEBA (Figure 5). Le cycle simulé est bien synchronisé avec le cycle observé et l'amplitude est relativement réaliste. Le modèle GEM reproduit bien la saison de fonte (de juin à août) au cours de laquelle la température est restreinte à 0 °C en raison de la fonte. Néanmoins, le modèle a tendance à surestimer la température de l'air durant toute l'année. La température moyenne annuelle est simulée à -14,7 °C alors que la valeur observée est de -15,3 °C. Cette surestimation est apparente durant tous les mois sauf le mois de janvier et février 1998 et durant la saison de fonte. Le biais est nul en mars 2008. En janvier 1998, la température moyenne simulée est de -31,0 °C alors que la valeur observée est de -29,3 °C. Le biais chaud est particulièrement important en avril 1998 alors que la température est observée à -17,1 °C et simulée à -13,0 °C.

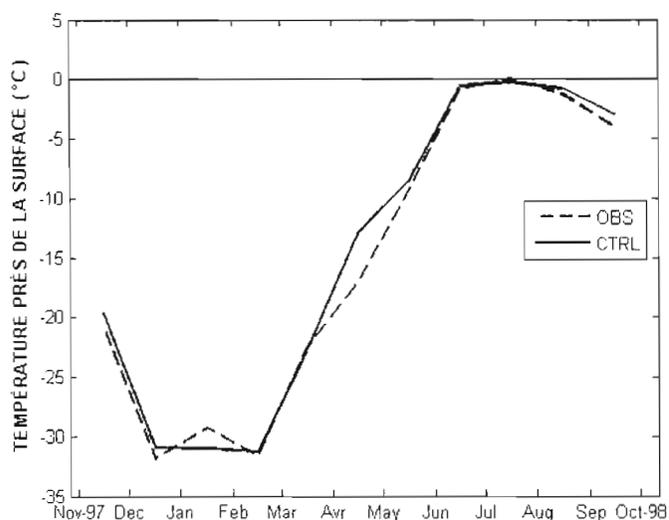


Figure 5 Température moyenne mensuelle simulée et observée à 2 mètres durant l'année SHEBA.

Une évaluation de l'humidité près de la surface est faite sur la figure 6. Selon les observations, l'humidité relative par rapport à la glace (HRG) est généralement près de la saturation durant toute l'année. Cette caractéristique observée à SHEBA est aussi en accord avec d'autres campagnes d'observations faites en Antarctique (Andreas *et coll.*, 2004).

Le modèle GEM a tendance à sous-estimer systématiquement l'HRG durant toute l'année. En fait, l'HRG moyenne annuelle est observée à 98 % alors qu'elle est simulée à 93 % par GEM. L'humidité de l'air près de la surface est une variable importante, car cette variable est utilisée pour calculer le flux de chaleur latente à la surface calculée selon l'équation (14).

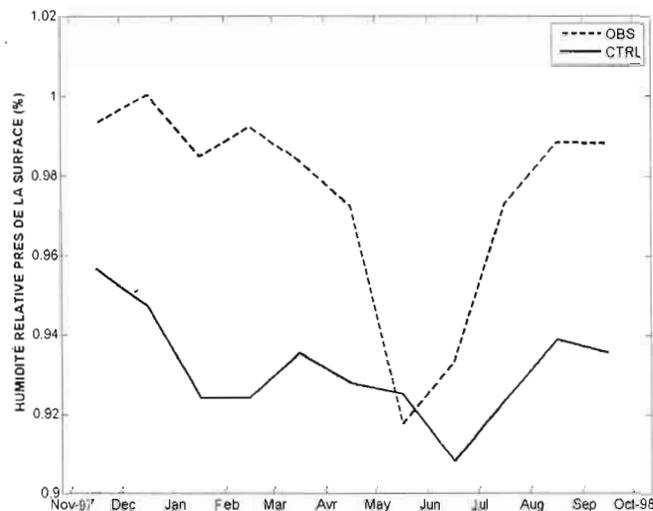


Figure 6 Humidité relative par rapport à la glace moyenne mensuelle simulée et observée à 2 mètres durant l'année SHEBA.

2.2 Flux turbulents à la surface

La vitesse de friction simulée par le modèle est généralement trop intense comme l'indique la figure 7. En moyenne annuellement, le modèle a un biais positif de 0,07 m/s comparativement aux valeurs observées. La surestimation est particulièrement importante en conditions calmes lorsque $u_* < 0,25$ m/s. L'intensité de la vitesse de friction est très importante dans le modèle GEM, car ce paramètre est utilisé aux équations (13) et (14) pour calculer l'intensité des flux turbulents de chaleur sensible et latente à la surface. Une surestimation de u_* pourrait donc mener à une surestimation de ces flux et, par le fait même, perturber le bilan énergétique à la surface. De plus, le mélange trop intense pourrait réduire la stabilité en affaiblissant l'inversion de température responsable de celle-ci. La surestimation pourrait

avoir plusieurs causes potentielles.

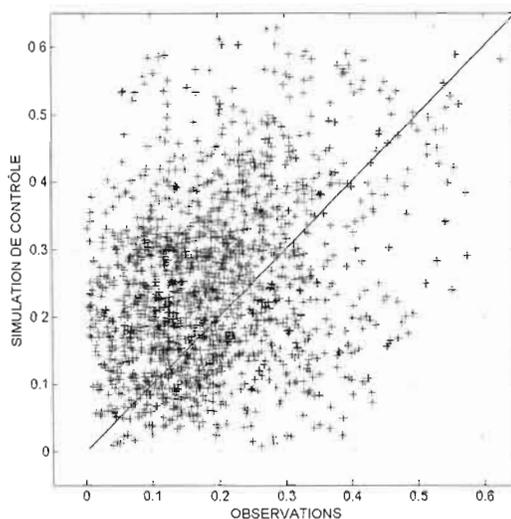


Figure 7 Vitesse de friction simulée et observée durant l'année SHEBA. Les valeurs utilisées sont moyennées aux trois heures et les unités sont des mètres par seconde.

Une évaluation du flux de chaleur sensible à la surface est présentée à la figure 8. De façon générale, le cycle annuel est relativement bien simulé au courant de l'année SHEBA. En hiver, le flux réchauffe la surface en raison de l'inversion qui caractérise le profil vertical de température dans l'atmosphère. L'air chaud en altitude réchauffe la surface refroidie efficacement en raison des pertes radiatives favorisées par l'absence de rayonnement solaire. Durant la saison de fonte, l'inversion de température est beaucoup moins fréquente et est moins intense qu'en hiver. C'est pourquoi le flux diminue en intensité, malgré la stabilité moins grande dans la CLA. Durant l'été, le flux est tantôt orienté vers le haut et tantôt orienté vers le bas. Le modèle GEM simule un flux moyen annuel de $-2,0 \text{ W/m}^2$, ce qui est comparable à la valeur observée à $-2,1 \text{ W/m}^2$.

Dans le modèle GEM, le flux de chaleur latente est surestimé de manière très importante durant l'été (figure 9). Le flux moyen mensuel maximal est observé à environ 2 W/m^2

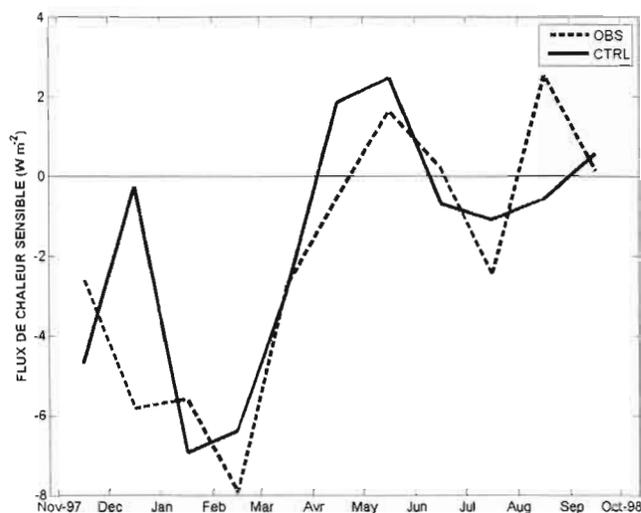


Figure 8 Flux de chaleur sensible à la surface simulé et observé durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles. Par convention, un flux positif est orienté de la surface vers l'atmosphère.

au d'août 1998 alors que la valeur observée maximale est de 9 W/m^2 au mois de juin 1998. Un flux de chaleur positif trop intense signifie dans un premier temps que le modèle refroidit trop la surface. De plus, le transport vertical d'humidité trop important associé au flux de chaleur latente trop intense risque de fausser la couverture nuageuse aux effets radiatifs importants. Conséquemment, de telles erreurs sont susceptibles de fausser systématiquement le BES simulé et pourrait fausser la fonte de glace simulée en été. Durant la saison froide, le modèle a aussi tendance à surestimer (de façon beaucoup moins importante) le flux de chaleur latente. Par exemple en décembre 1997, le modèle simule un flux moyen mensuel de $1,5 \text{ W/m}^2$ alors que la valeur observée est très près de zéro.

2.4 Stabilité de la couche limite atmosphérique

L'inversion de température à la surface (ITS) simulée et observée est illustrée à la figure 10. L'aspect général du cycle annuel d'ITS est relativement bien reproduit par le modèle GEM qui simule une inversion positive en hiver et neutre en été. Durant l'hiver, le modèle sous-

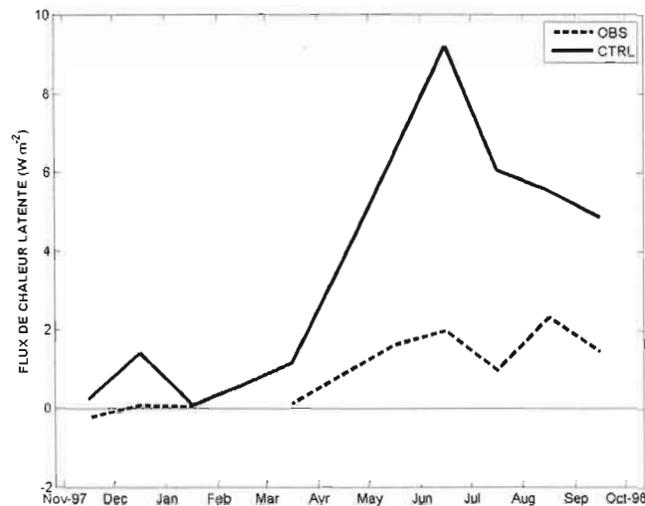


Figure 9 Flux de chaleur latente à la surface simulé et observé durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles. Par convention, un flux positif est orienté de la surface vers l'atmosphère.

estime l'intensité de l'ITS. Ceci est particulièrement vrai aux mois de décembre et février où l'ITS moyenne est observée à 1,4 °C et 1,0 °C respectivement. Pour ces deux mois, le modèle GEM simule une ITS de 0,5 °C. Un mélange trop intense dans la CLA contribue probablement à affaiblir l'inversion. À l'inverse, une inversion trop faible mène à une stabilité trop faible dans la CLA ce qui favorise le mélange turbulent en retour. Il est donc possible que la sous-estimation de l'intensité de l'inversion joue un rôle important dans la surestimation du vent de surface et de u_* rapportée.

La relation entre la stabilité et l'intensité de la vitesse de friction est relativement bien simulée par le modèle en comparaison des valeurs observées (Figure 11). En fait, la surestimation de u_* a lieu principalement en stratification faiblement stable lorsque $1/L < 0.1 \text{ m}^{-1}$. Le taux auquel u_* décroît lorsque la stabilité $1/L$ augmente est trop important dans le modèle en comparaison des observations. En régime très stable (lorsque $1/L > 0.1 \text{ m}^{-1}$), la tendance est inversée et le modèle sous-estime l'intensité du mélange turbulent. De plus, le modèle n'arrive pas à simuler le paramètre $1/L$ supérieur à 10 m^{-1} alors que ce paramètre

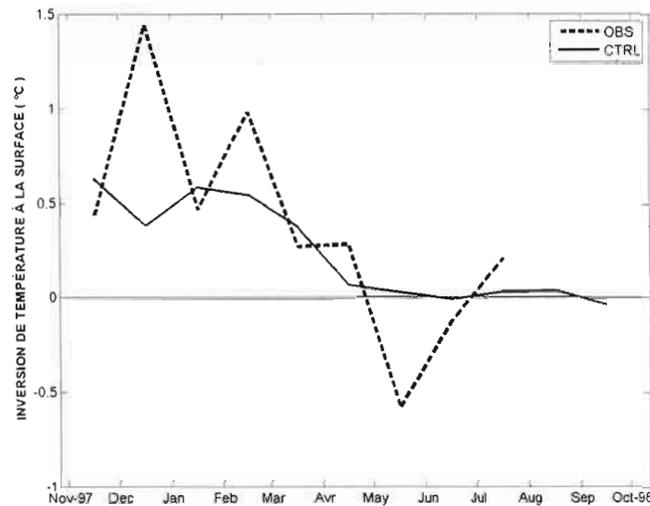


Figure 10 Intensité de l'inversion de température à la surface définie par $\Delta T_s = \bar{T}_r - \bar{T}_s$. Les valeurs moyennes mensuelles simulée et observée sont illustrées durant l'année SHEBA.

est observé jusqu'à 90 m^{-1} à quelques occasions.

La relation simulée et observée entre la stabilité et le flux de chaleur sensible est présentée à la figure 12. L'aspect général de cette relation est relativement bien reproduit par le modèle GEM, et ce, pour une vaste gamme de régimes de stabilité. En régime neutre ($1/L \rightarrow 0$), le flux de chaleur sensible observé est près de zéro, car la CLA est généralement bien mélangée et le gradient vertical de θ est nul. Comme l'indiquent les observations, en régime faiblement stable ($0 < 1/L < 0,001 \text{ m}^{-1}$) toute intensification à l'inversion de température augmentera le transfert de chaleur vers la surface malgré la laminarisation de l'écoulement. Le flux de chaleur sensible observé atteint une valeur maximale de -47 W/m^2 lorsque $1/L$ atteint la valeur critique de $0,001 \text{ m}^{-1}$. En régime critique, toute intensification infinitésimale infligée à l'inversion de température sera compensée exactement par la diminution du mélange turbulent et le flux de chaleur sensible demeurera constant. Lorsque le régime est très stable ($1/L > 0,001 \text{ m}^{-1}$), la laminarisation de l'écoulement par toute intensification à l'inversion de température dominera l'effet du gradient vertical de température et

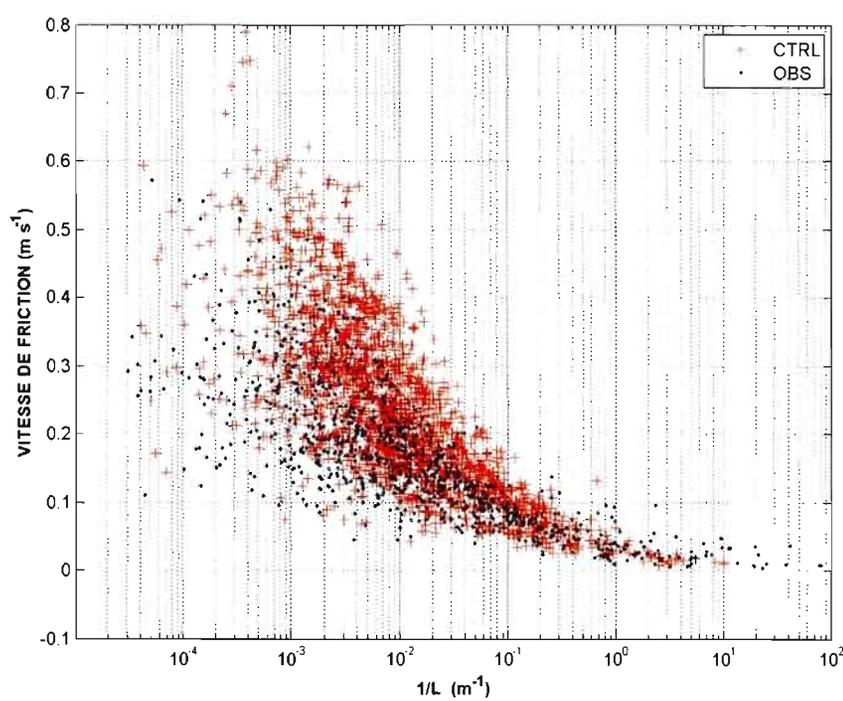


Figure 11 Relation simulée et observée moyennée chaque trois heures entre la vitesse de friction et la stabilité dynamique de la couche limite atmosphérique. L'axe horizontal représente l'inverse de la longueur de Monin-Obukhov L . La stabilité augmente vers la droite du graphique.

le flux de chaleur sensible diminuera lorsque $1/L$ augmente. Dans la simulation de contrôle, le modèle GEM simule bien le comportement du flux de chaleur sensible en fonction de la stabilité pour les régimes faiblement stables et très stables. Par contre, le modèle simule un flux de chaleur sensible maximal qui est légèrement trop intense à -60 W/m^2 comparative- ment aux observations. De plus, le modèle simule cette valeur maximale pour une stabilité trop élevée à $1/L = 0,01 \text{ m}^{-1}$ (environ 10 fois trop stable). De façon générale, le modèle sous-estime le flux de chaleur sensible lorsque la stabilité $1/L$ est supérieure à 10.

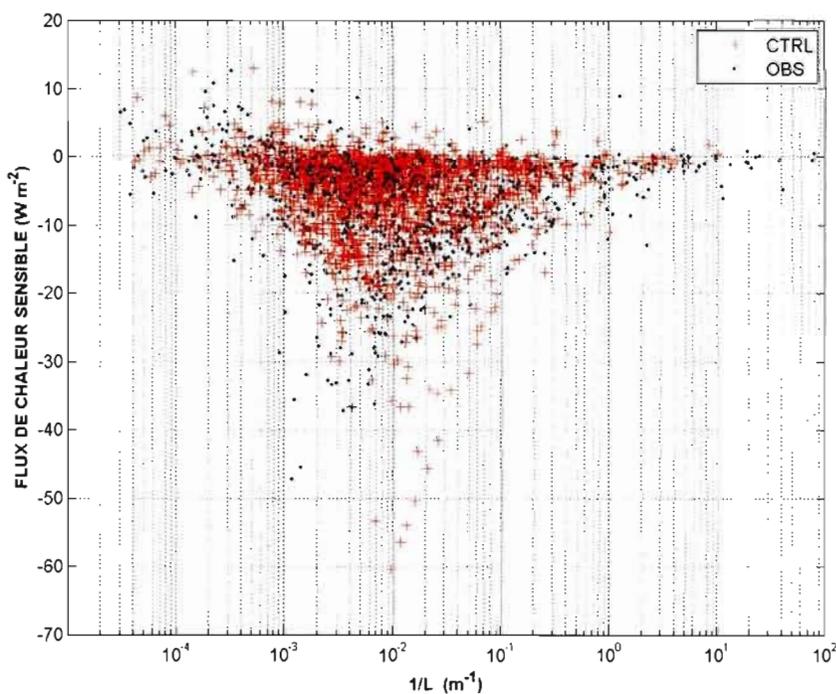


Figure 12 Même que la figure 11 sauf pour le flux de chaleur sensible. Par convention, un flux positif est dirigé vers le haut.

2.5 Épaisseur de glace marine et de neige

La glace de mer qui isole efficacement l'atmosphère relativement froide de l'océan chaud en hiver est une variable très importante que le modèle GEM doit représenter réalistement.

Durant l'hiver, l'épaisseur de la glace favorise la stabilité de la CLA en favorisant les températures froides à la surface. Les observations faites durant la campagne SHEBA indiquent qu'en septembre, la glace de mer avait une épaisseur moyenne de 2,12 mètres. Durant l'hiver, la glace a épaissi graduellement jusqu'à atteindre une valeur maximale de 2,55 m en mai 1998 (Figure 13). Par la suite, la glace de mer a fondu très rapidement jusqu'en octobre 1998 où elle a atteint une valeur minimale de 1,6 m. De façon générale, la glace a fondu d'environ 0,5 m pendant l'année SHEBA selon les observations. Dans l'ensemble, le cycle annuel simulé par le modèle GEM est relativement bien synchronisé au cycle observé et l'épaisseur de glace maximale atteinte en mai 1998 est réaliste. Par contre, la glace simulée est trop mince au début de l'année SHEBA et le taux de croissance est trop intense dans le modèle. De plus, le taux auquel la glace fond est trop faible et la saison de fonte n'est pas assez longue dans le modèle GEM. Pour cette raison, la glace de mer simulée a environ la même épaisseur en octobre 1998 qu'en septembre 1997. Le modèle GEM n'arrive donc pas à reproduire l'importante fonte de glace marine observée et ceci pourrait avoir des conséquences lors de longues simulations. À court terme, une glace trop mince en hiver dans le modèle peut même mener à une surestimation des flux turbulents en affaiblissant l'inversion de température.

Durant l'hiver, l'isolation du système atmosphère-océan se fait aussi par la neige qui s'accumule à la surface de la banquise. Durant la campagne SHEBA, la neige avait une épaisseur de 12 cm en novembre 1997 et le manteau a atteint une épaisseur de 40 cm à la fin de l'hiver (Figure 14). De façon générale, le modèle GEM arrive assez bien à représenter le synchronisme du cycle annuel d'épaisseur de neige. Par contre, le modèle sous-estime systématiquement l'épaisseur de neige durant toute l'année SHEBA en particulier au début de l'hiver (de novembre 1997 à janvier 1998).

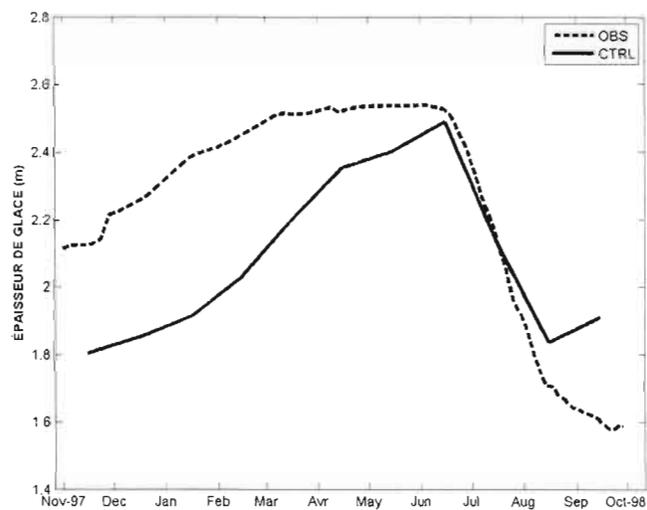


Figure 13 Épaisseur de glace de mer simulée et observée durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles.

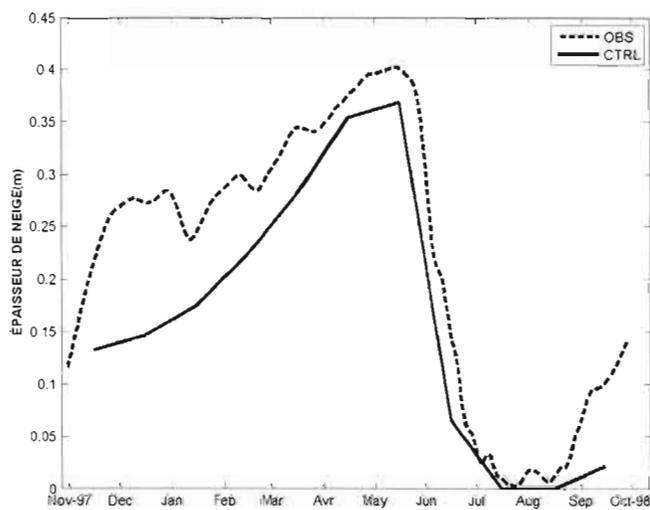


Figure 14 Épaisseur de neige simulée et observée durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles.

CHAPITRE III : AMÉLIORATIONS APPORTÉES PAR L'IMPLEMENTATION DES PARAMÉTRAGES DE SHEBA

Pour évaluer les différentes modifications apportées au paramétrage du modèle GEM, les simulations de sensibilité A à D ont été effectuées dans les mêmes conditions que celles de la simulation de contrôle (Tableau 1). Les modifications et les résultats principaux obtenus sont présentés aux sous-sections 3.1 à 3.4 de ce chapitre.

Tableau 1

Description des simulations effectuées dans le cadre de ce projet.

	Formulation du modèle GEM utilisée
CTRL	Version 3.3.0 du modèle GEM sans modification.
A	Fonction de stabilité SHEBA (30)
B	Longueurs de rugosité SHEBA (33) et (34)
C	Vent minimal $\bar{U}_{min} = 1,0\text{m s}^{-1}$ dans l'équation (24).
D	Diagnostic de l'humidité spécifique à 1,5 m avec (27) sur la glace de mer

3.1 Simulation A : Amélioration en implémentant ϕ_{sheba}

Tel qu'indiqué par Grachev *et coll.* (2008), plusieurs fonctions de stabilité utilisées par plusieurs modèles atmosphériques sont susceptibles d'être inadéquates en stratification très stable (Figure 15). Les conditions arctiques très stables sont susceptibles de sortir du domaine de validité de ces fonctions dérivées généralement à partir d'observations faites aux latitudes moyennes. Une évaluation du paramétrage utilisé par le modèle GEM est faite à la figure 16 en utilisant les observations de la campagne SHEBA. On peut constater que lorsque la stabilité est grande ($Ri_B > 0,01$), la fonction de stabilité utilisée par GEM $\phi = 1 + 12Ri_B$ sous-estime la réalité. Il est probable que ceci entraîne une surestimation significative du mélange turbulent en stratification très stable dans le modèle en affectant les coefficients de transferts et les variables de surface diagnostiquées.

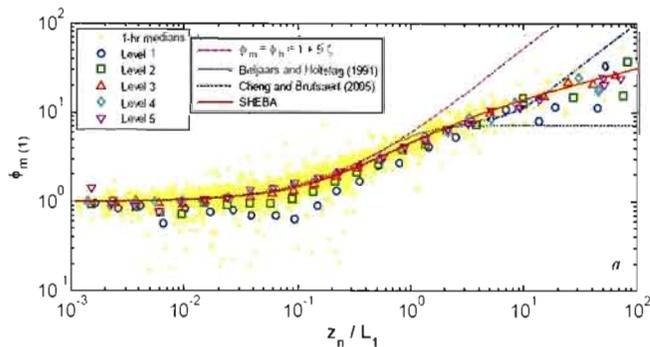


Figure 15 Comparison entre la fonction de stabilité observée à SHEBA et différents paramétrages implémentés dans les modèles atmosphériques. (Grachev et coll., 2008).

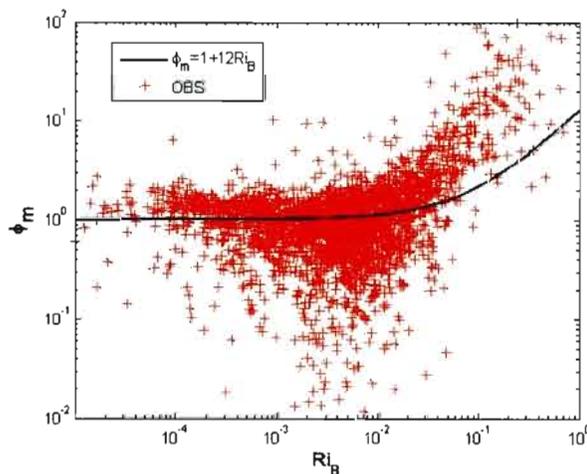


Figure 16 Comparison entre la fonction de stabilité observée à SHEBA et le paramétrage $\phi = 1 + 12Ri$ utilisé dans GEM. L'axe horizontal représente le nombre de Richardson Ri_B qui quantifie la stabilité dynamique de la couche limite atmosphérique. Les observations présentées correspondent aux valeurs moyennées sur trois heures couvrant la période allant du premier septembre 1997 au premier septembre 1998 aux cinq niveaux de mesure de la tour du *Atmospheric Surface Flux Group* (ASFG).

Une retombées importante de la campagne SHEBA est certainement le développement de nouveaux paramétrages de fonctions de stabilité valides en conditions arctiques très stables. Ces paramétrages peuvent ainsi être utilisés dans les modèles climatiques pour mieux représenter les processus turbulents en stratification très stable. Grachev *et coll.* (2008) ont dérivé des paramètres de stabilité (p. ex. Nombre de Richardson et longueur de Monin-Obukhov) ainsi que des gradients adimensionnels de vitesse de température (ϕ_m et ϕ_h) en combinant des covariances et les profils verticaux moyens de vent, de température et d'humidité spécifique observés à la tour ASFG. Les fonctions de stabilité dérivées pour la quantité de mouvement sont

$$\phi_m = 1 + \frac{6.5\zeta(1 + \zeta)^{1/3}}{1.3 + \zeta} \quad (28)$$

et en intégrant

$$\psi_m = \int_0^{z/L} \frac{\phi_m - 1}{\zeta} d\zeta \quad (29)$$

on obtient

$$\psi_m = -\frac{3a_m}{b_m}(x - 1) + \frac{a_mB_m}{2b_m}(c_1 + c_2) \quad (30)$$

$$c_1 = 2 \ln \frac{x + B_m}{1 + B_m} - \ln \frac{x^2 - xB_m + B_m^2}{1 - B_m + B_m^2} \quad (31)$$

$$c_2 = 2\sqrt{3} \arctan \frac{2x - B_m}{\sqrt{3}B_m} + 2\sqrt{3} \arctan \frac{2 - B_m}{\sqrt{3}B_m} \quad (32)$$

où $x^3 = 1 + \zeta$, $B_m^3 = (1 - b_m)/b_m$ et $a_m = 5$ et $b_m = a_m/6.5$. Ce paramétrage est valide pour un éventail de régimes de stabilité ($0 < \zeta < 100$) plus large que la plupart des autres schémas développés aux latitudes moyennes où la stabilité est moins importante. La fonction de stabilité SHEBA (30) a donc été implémentée dans la simulation de sensibilité A.

L'implémentation de la fonction de stabilité SHEBA a eu comme effet principal d'affaiblir le vent de surface simulé dans le modèle (Figure 17). En réduisant l'intensité du vent de surface simulé, les valeurs simulées se rapprochent des valeurs observées en comparaison de la simulation de contrôle. Ceci est vrai durant toute l'année à part au mois de décembre 1997 et au mois de juillet 1998 où le vent simulé a été augmenté par rapport à la simulation de contrôle. Malgré cette amélioration, une importante surestimation du vent de surface

persiste, car le vent moyen annuel simulé est réduit à 5,9 m/s alors qu'il est observé à 4,9 m/s. L'implémentation de la fonction de stabilité de SHEBA a aussi eu pour effet de réduire, dans une moindre mesure, l'intensité de la vitesse de friction simulée. Avec ce changement, la valeur moyenne annuelle de u_* est descendue à 0,24 m/s dans cette simulation. La moyenne annuelle était de 0,25 m/s dans la simulation de contrôle. Conséquemment, u_* est toujours surestimée par rapport à la valeur observée de 0,18 m/s. Une très légère amélioration a aussi été apportée au flux de chaleur latente dont l'intensité moyenne annuelle est descendue à 3,62 W/m² comparativement à 3,66 W/m² dans la simulation de contrôle.

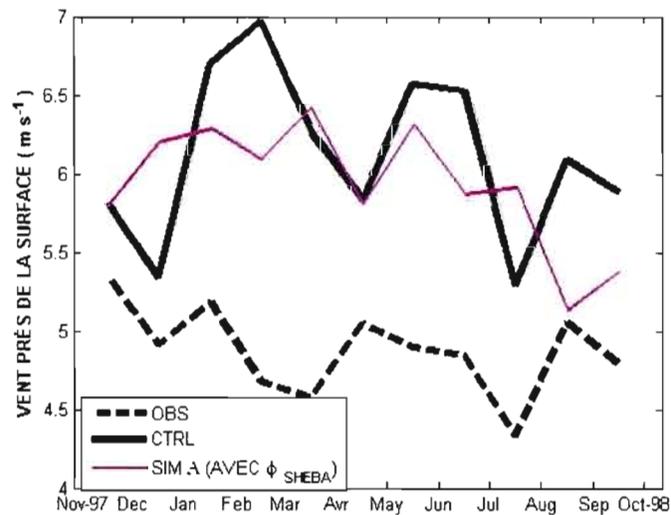


Figure 17 Vent de surface moyen mensuel simulé et observé durant l'année SHEBA.

3.2 Simulation B : Amélioration en implémentant $z_{0m,sheba}$ et $z_{0h,sheba}$

La longueur de rugosité $z_0 = 0,16$ mm utilisée pour représenter l'effet des irrégularités de la glace de mer sur les processus turbulents est un des paramètres susceptibles d'être inadéquats dans le modèle GEM. En utilisant les observations de SHEBA, Andreas *et coll.* (2004) ont dérivé de nouvelles relations paramétriques de longueur de rugosité utilisées pour le transfert de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement en fonction de la vitesse

de friction en utilisant les observations de l'ASFG faites à la tour principale ainsi qu'à quatre stations *Portable Automated Mesonet* (PAM). Les stations PAM ont été déployées à différents endroits sur le site de la campagne SHEBA de manière à tenir compte de la variabilité spatiale dans les paramétrages de longueurs de rugosité dérivés. Pour le transfert de quantité de mouvement, le paramétrage développé à SHEBA est exprimé par

$$z_{0,m} = \frac{0.135\nu}{u_*} + \frac{0.035u_*}{g} \left\{ 1 + \exp \left[- \left(\frac{u_* - 0.18}{0.10} \right)^2 \right] \right\} \quad (33)$$

où $g=9.81 \text{ m s}^{-1}$ est l'accélération gravitationnelle et $\nu = 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ est la viscosité cinématique de l'air. Les longueurs de rugosité pour la chaleur et l'humidité observées à SHEBA avaient la forme

$$\frac{z_{0,h}}{z_{0,m}} = \exp \left[b_0 + b_1 \ln Re_* + b_2 (\ln Re_*)^2 \right] \quad (34)$$

où b_0 , b_1 et b_2 sont données au tableau 2 et le nombre de Reynolds basé sur la longueur de rugosité est $Re_* = u_* z_{0,m} / \nu$.

Tableau 2

Coefficients utilisés pour calculer les longueurs de rugosité dans l'équation (34) (Andreas *et coll.*, 2004).

	$Re_* \leq 0.135$	$0.135 \leq Re_* < 2.5$	$2.5 \leq Re_* < 1000$
	Smooth	Transition	Rough
b_0	1.250	0.149	0.317
b_1	0	-0.550	-0.565
b_2	0	0	-0.183

Une comparaison entre les paramétrages dérivés durant SHEBA et la valeur utilisée par GEM est présentée à la figure 18. On constate d'abord que les longueurs de rugosité varient considérablement selon l'intensité de la vitesse de friction u_* . De plus, les longueurs de rugosité pour la chaleur et l'humidité sont semblables entre elles et, conséquemment, l'hypothèse $z_{0,h} = z_{0,e}$ est raisonnable. De plus, on remarque que $z_{0,m}$ augmente avec u_* et se comporte très différemment de $z_{0,h}$. Étant donné que durant SHEBA, la vitesse de friction était généralement supérieure à 0,1 m/s, la valeur $z_{0,GEM}=0,16 \text{ mm}$ utilisée par GEM est

généralement trop faible pour calculer le vent de surface et la vitesse de friction. De plus, $z_{0,GEM}$ est trop élevée pour calculer le transfert de chaleur et d'humidité en comparaison des valeurs observées. L'utilisation de longueurs de rugosité inadéquates est susceptible de fausser les variables de surface dans les simulations avec GEM.

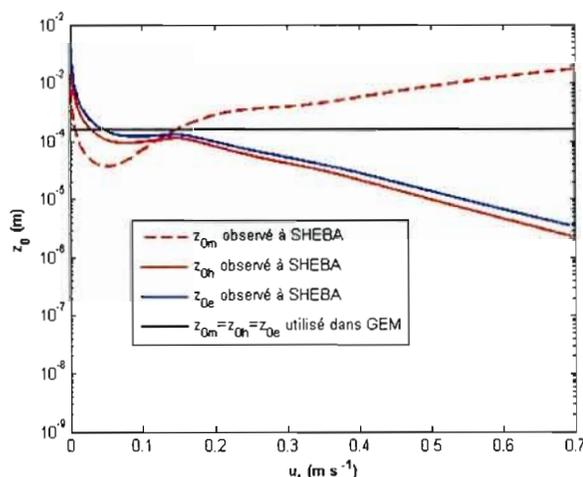


Figure 18 Paramétrages de longueurs de rugosité dérivés à partir des observations de SHEBA en fonction de la vitesse de friction u_* sur la glace de mer. La ligne horizontale représente la valeur constante de 0.16 mm utilisée actuellement par la version 3.3.0 du modèle GEM.

Les nouveaux résultats obtenus en implémentant les longueurs de rugosité (33) et (34) dans le modèle GEM sont présentés à la figure 19. Une amélioration du vent de surface simulé est rapportée durant toute l'année SHEBA à l'exception des mois de novembre et décembre 1997 en implémentant les longueurs de rugosité de SHEBA. La surestimation systématique du vent à 10 mètres dans la simulation de contrôle est significativement réduite et, ainsi, rapproche les valeurs simulées des valeurs observées. Le vent moyen annuel est passé de 6,1 m/s dans la simulation de contrôle à 5,7 m/s dans la simulation de sensibilité B. La valeur moyenne observée était de 4,9 m/s. La vitesse de friction n'a pas été améliorée significativement par l'implémentation de nouvelles longueurs de rugosité.

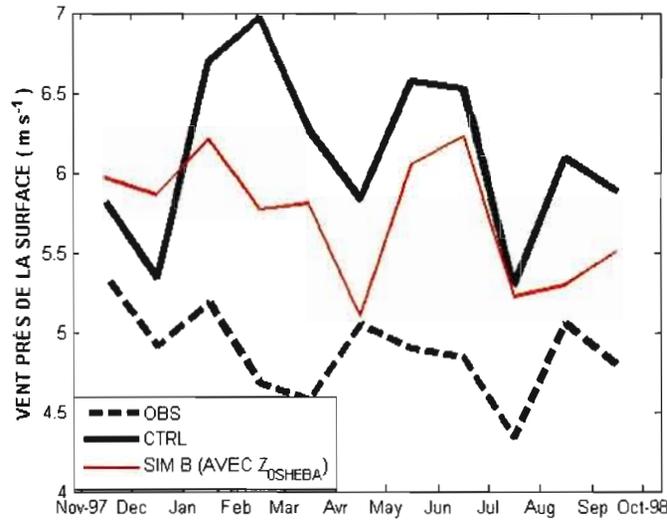


Figure 19 Vent de surface moyen mensuel simulé et observé durant l'année SHEBA.

3.3 Simulation C : Amélioration des vents faibles en abaissant \bar{U}_{min}

Pour éviter une division par zéro, le modèle GEM utilise le paramètre $\bar{U}_{min}=2,5$ m/s dans le schéma de couche de surface. Ce paramètre qui est utilisé lors du calcul du nombre de Richardson semble anormalement élevé. Le fait d'utiliser une valeur de \bar{U}_{min} aussi élevée, on limite artificiellement la grandeur du nombre de Richardson pouvant être simulé. Indirectement, le modèle GEM n'arrive pas à simuler les conditions très stables et calmes qui surviennent l'hiver. Pour cette raison le modèle n'arrive pas à simuler les vents inférieurs à 1,6 m/s dans la simulation de contrôle illustrés sur la figure 4. En abaissant ce paramètre à $\bar{U}_{min}=1,0$ m/s, on arrive à simuler les conditions plus stables et, indirectement, les vents faibles qui ont été observés durant la campagne SHEBA (Figure 20). Ce changement n'a pas eu d'effet significatif sur les autres variables de surface.

3.4 Simulation D : Amélioration du flux de chaleur latente en changeant \bar{q}_r

Une des erreurs les plus importantes faites par le modèle GEM est le flux de chaleur latente

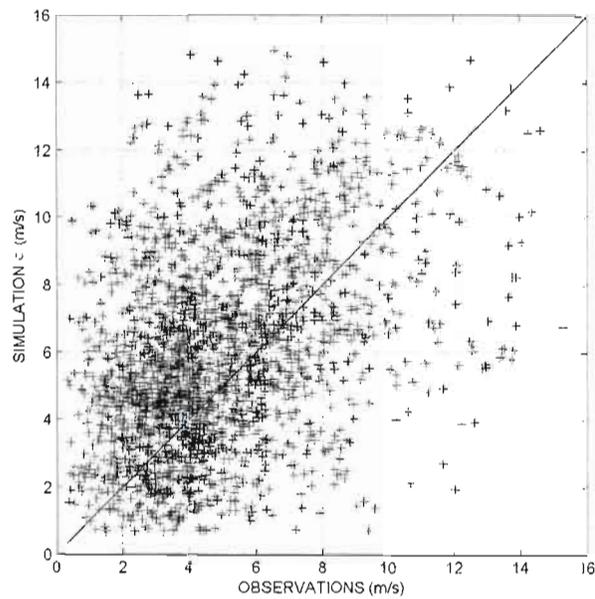


Figure 20 Vent à 10 mètres simulé avec $\bar{U}_{min} = 1.0$ m/s (axe vertical) et observé (axe horizontal) durant l'année SHEBA. Les valeurs montrées sont moyennée aux trois heures. La valeur d'origine était de $\bar{U}_{min} = 2.5$ m/s dans la simulation de contrôle.

qui est environ 6 fois trop intense durant l'été en comparaison des valeurs observées. Le modèle a aussi un biais sec dans la couche limite atmosphérique et il est probable que l'évaporation excessive à la surface soit une conséquence directe de ceci. Dans GEM, l'humidité spécifique près de la surface est diagnostiquée à l'aide de la relation (11) qui est potentiellement inadéquate sur la glace de mer. En fait, le profil vertical logarithmique (11) ne garantit aucunement que l'air sera saturé par rapport à la glace près de la surface sur la glace de mer comme il est observé. Nous proposons une nouvelle approche pour régler le biais sec dans la CLA (sur la glace de mer uniquement). Au lieu de diagnostiquer l'humidité spécifique selon l'équation (11), nous proposons de diagnostiquer celle-ci en évaluant l'équation de Clausius-Clapeyron à la température de l'air à 1.5 mètre (\overline{T}_r) grâce à l'équation (26). De cette façon, on s'assure que quoiqu'il arrive l'air sera saturé par rapport à la glace à ce niveau. L'idée est de vérifier si en éliminant le biais sec, on peut ramener le flux de chaleur latente simulé vers les valeurs observées. Le résultat obtenu est présenté à la figure 21 montre qu'en utilisant cette nouvelle approche, on améliore considérablement le flux de chaleur latente à la surface durant l'été. Le flux de chaleur latente simulé atteint une valeur maximale de $2,2 \text{ W/m}^2$ durant l'été en utilisant ce changement, ce qui est beaucoup plus près des valeurs observées. Par contre, du gel au sol (flux négatif) vient réchauffer la surface d'environ 1 W/m^2 au mois de janvier 1998 dans le modèle.

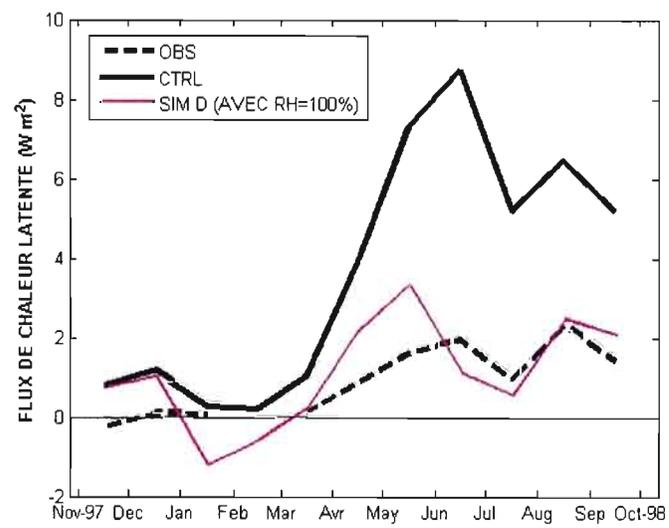


Figure 21 Flux de chaleur latente à la surface simulé et observé durant l'année SHEBA. Les séries temporelles représentent des moyennes mensuelles. Par convention, un flux positif est orienté de la surface vers l'atmosphère.

CONCLUSION

L'objectif de ce travail de recherche était, dans un premier temps, d'évaluer le modèle GEM dans la couche limite stable sur l'océan Arctique. Ensuite, l'objectif secondaire du projet était d'améliorer la représentation numérique des processus turbulents près de la surface en modifiant le schéma de paramétrage utilisé actuellement dans le modèle. Des paramétrages valides en conditions arctiques extrêmes ont été dérivés sur l'océan Arctique durant la campagne SHEBA et ont été implémentés dans le modèle GEM pour remplacer les valeurs utilisées actuellement. Parmi les paramétrages physiques évalués dans le cadre de ce projet, on compte la longueur de rugosité pour la quantité de mouvement ainsi que la longueur de rugosité pour la chaleur et l'humidité. La fonction de stabilité utilisée pour représenter l'effet de la stratification sur l'intensité des processus turbulents de surface est un autre paramétrage qui a été évalué dans cette étude. Une nouvelle équation diagnostique pour l'humidité spécifique près de la surface au-dessus de la glace de mer a aussi été implémentée dans le modèle GEM. Un autre paramètre testé dans cette étude est le vent minimal utilisé par GEM pour éviter une division par zéro lors du calcul du nombre de Richardson qui quantifie la stabilité de la couche limite stable.

Le climat observé sur la mer de Beaufort durant la campagne SHEBA de septembre 1997 à octobre 1998 a été simulé avec le modèle GEM sur un petit domaine régional en prescrivant la circulation atmosphérique aux frontières latérales selon les données ERA40. La fraction de glace et la SST ont été prescrites à la surface selon les données AMIP2. Les résultats de cette simulation obtenus au point de grille le plus proche ont été comparés aux observations de la campagne SHEBA durant un an. Les résultats de la simulation de contrôle révèlent que le modèle GEM surestime de manière importante le vent à 10 mètres ainsi que la vitesse de friction. Notamment, le modèle GEM n'arrive pas à simuler les vents faibles (inférieurs à 1,6 m/s) qui ont été observés. La température de l'air près de la surface simulée est caractérisée par un biais chaud durant la saison froide. Le flux de chaleur latente simulé est nettement surestimé durant l'été (environ six fois trop intense). Aussi, le modèle GEM a

un biais sec dans la couche limite près de la surface.

En implémentant la fonction de stabilité dérivée durant la campagne SHEBA dans les simulations de sensibilité A, on améliore principalement le vent de surface simulé. Dans une moindre mesure, la vitesse de friction et le flux de chaleur latente sont aussi améliorés. La fonction de stabilité utilisée à l'origine par le modèle GEM avait tendance à surestimer l'intensité du mélange turbulent en stratification très stable. L'implémentation de la fonction de stabilité SHEBA a permis de réduire l'intensité du mélange dans ces conditions.

L'implémentation des longueurs de rugosité dérivées durant SHEBA lors de la simulation de sensibilité B a aussi permis de réduire l'intensité du vent de surface dans la couche de surface. En fait, la nouvelle longueur de rugosité implémentée est nettement plus élevée que la valeur utilisée actuellement dans GEM. C'est d'ailleurs ce qui explique la réduction de l'intensité du vent. Le fait d'utiliser une nouvelle longueur de rugosité pour la chaleur et l'humidité plus faible dans le modèle GEM n'a pas eu un effet très important sur l'intensité des flux de chaleur et d'humidité à la surface.

Dans la simulation de sensibilité C, on fait passer le critère de vent minimal (\bar{U}_{min}) de 2,5 m/s à une valeur plus réaliste de 1,0 m/s. En utilisant cette nouvelle valeur, on arrive à simuler les vents inférieurs à 1,6 m/s avec le modèle GEM. Ainsi, on donne au modèle GEM plus de liberté pour simuler les cas très stables associés aux conditions calmes.

Une autre amélioration est apportée par l'implémentation du nouveau diagnostic de l'humidité spécifique à 1.5 mètre dans la simulation de sensibilité D. En diagnostiquant l'humidité spécifique près de la surface \bar{q}_s , selon l'équation de Clausius-Clapeyron au lieu d'utiliser le profil logarithmique, on arrive à éliminer le biais sec à 1.5 mètre en plus d'améliorer considérablement le flux de chaleur latente simulé. Étant donné les résultats obtenus dans le cadre de ce projet, nous recommandons que ces modifications soient implémentées

dans la prochaine version du modèle GEM.

Pour une expérience très similaire, les modèles du projet ARCMIP avaient des erreurs très similaires au modèle GEM. Ces modèles surestiment la vitesse de friction, le vent à 10 mètres et le flux de chaleur latente en plus d'avoir un biais sec près de la surface. D'ailleurs, la formulation du modèle GEM est similaire à plusieurs autres modèles climatiques et de prévision numérique du temps. Il est donc probable qu'en implémentant les paramétrages évalués dans les autres modèles ARCMIP améliore aussi la qualité des simulations. Ultimement, il pourrait même être bénéfique d'implémenter ces paramétrages dans les modèles CMIP utilisés pour faire des projections climatiques pour le XXI^e siècle. Il est très probable que ces modèles surestiment aussi le flux de chaleur latente en raison d'un biais sec au-dessus de l'océan Arctique et en Antarctique. Cette surestimation risque de perturber de manière importante le bilan énergétique à la surface en faussant la rétroaction nuages-radiation. De telles erreurs systématiques peuvent entraîner le système atmosphère-glace-océan vers un état irréaliste. Les régions polaires océaniques telles que l'océan Arctique et près de la péninsule Antarctique sont justement les régions les plus sensibles aux forçages radiatifs anthropiques à la surface de la Terre et c'est pourquoi une attention particulière devrait y être consacrée. En général, l'utilisation de paramétrages basés sur des observations est souhaitable dans les modèles, car cela permet d'avoir un niveau de confiance plus élevé dans les résultats numériques obtenus. Dans le cas présent, l'utilisation de tels paramétrages a amélioré les résultats numériques en plus d'accroître le réalisme des simulations.

Pour améliorer davantage la qualité des simulations sur l'océan Arctique, plusieurs processus et paramètres pourraient être évalués dans le futur. Premièrement, le flux de chaleur océanique utilisé dans le modèle GEM (2 W/m^2) est beaucoup plus faible que les valeurs observées durant la campagne SHEBA (Perovich *et coll.*, 2002). Ceci est particulièrement vrai durant l'été alors que le flux moyen mensuel estimé aurait atteint jusqu'à 30 W/m^2 en été. D'ailleurs, ce flux varie considérablement durant l'année et le fait d'utiliser une seule valeur constante durant toute l'année est certainement irréaliste. Dans un projet ultérieur,

on pourrait inclure un cycle annuel dans l'intensité de ce flux. Il est probable qu'en incluant un tel cycle, on arrive à simuler le cycle annuel d'épaisseur de glace marine durant SHEBA. Évidemment, les propriétés thermiques de la neige et de la glace sont aussi susceptibles d'être mal représentées dans le modèle. Similairement, l'albédo de la neige et de la glace ainsi que la présence d'étangs de fonte à la surface de la banquise sont des paramètres difficiles à représenter et, conséquemment, susceptibles d'être mal représentés dans les modèles tels que GEM. Les propriétés radiatives des nuages (émissivité et transmissivité) sont d'autres paramètres utilisés par le modèle GEM qui sont aussi susceptibles d'être mal représentés et devraient être étudiés.

RÉFÉRENCES

- Andreas, E. L., R. E. Jordan et A. P. Makshtas, 2005 : Parameterizing turbulent exchange over sea ice : The ice station Weddell results. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**(8), 439-460.
- Andreas, E. L., R. E. Jordan, P. S. Guest, P. O. G. Persson, A. A. Grachev et C. W. Fairall, 2004 : Roughness lengths over snow. *18th Conference on Hydrology*.
- Andreas, E. L., P. S. Guest, P. O. G. Persson, C. W. Fairall, T. W. Horst, R. E. Moritz et S. R. Semmerm, 2002a : Near-surface water vapour over polar sea-ice is always near ice-saturation. *J. Geophys. Res.*, **107**(C10).
- Andreas, E. L., 2002b : Parameterizing Scalar Transfer over Snow and Ice : A Review. *J. Hydrometeorol.*, **3**(4), 417-432.
- Andreas, E. L., 1987 : A theory for the scalar roughness and the scalar transfer coefficients over snow and sea ice. *Boundary-Layer Meteorol.*, **38**, 159-184.
- Beljaars, A. C. M. et A. A. Holtslag, 1991 : Flux Parameterization over Land Surfaces for Atmospheric Models. *J. Appl. Meteorol.*, **30**(3), 327-341.
- Cheng, Y. et W. Brutasert, 2005 : Flux-profile relationships for Wind Speed and Temperature in the Stable Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114**(3) : 519-538.
- Chapman, W. L., J. E. Walsh, 2007 : Simulations of Arctic Temperature and Pressure by Global Coupled Models. *J. Clim.*, **20**(4), 609-632.
- Coté, J., S. Gravel, A. Méthot, A. Patoine, M. Roch et A. Staniforth, 1998 : The operational CMC-MRB global environmental multiscale (GEM) model : Part I- design considerations and formulation. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1373-1395.
- Curry, J. A., W. B. Rossow, D. Randall, J. Schramm, 1996 : Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics. *J. Clim.*, **9**(8), 1731-1760.
- Cuxart, J. *et coll.*, 2006 : Single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **118** : 273-303.
- Delage, Y., 1996 : Parameterizing sub-grid scale vertical transport in atmospheric models under statically stable conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, **82** : 23-48.
- Derbyshire, S. H., 1999 : Boundary-layer decoupling over cold surfaces as a physical boun-

dary instability. *Boundary-Layer Meteorol.*, **90** : 297-325.

Dyer, A. J., 1974 : A Review of Flux-Profile Relationships. *Boundary-Layer Meteorol.*, **7** : 363-372.

Grachev, A. A., E. L. Andreas, C. W. Fairall, P. S. Guest et P. O. G. Persson, 2005 : Stable boundary-layer scaling regimes : the SHEBA data. *Boundary-Layer Meteorol.*, **116** : 201-205.

Grachev, A. A., E. L. Andreas, C. W. Fairall, P. S. Guest et P. O. G. Persson, 2007 : SHEBA flux-profile relationships in the stable atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, **114** : 439-460.

Grachev, A. A., E. L. Andreas, C. W. Fairall, P. S. Guest et P. O. G. Persson, 2008 : Turbulent measurements in the stable atmospheric boundary layer during SHEBA : ten years after. *Acta Geophysica*, vol. **56**, no. 1., 142-166.

Holland, M. M. et C. M. Bitz, 2003 : Polar amplification of climate change in coupled models. *Clim. Dyn.*, **21** : 221-232.

Louis, J. F., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, **17**, 187-202.

Li, J. et H. W. Barker, 2005 : A radiation algorithm with correlated-k distribution. Part I : local thermal equilibrium. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 286-309.

Mahrt, L, 1998a : Stratified Atmospheric Boundary Layers. *Boundary-Layer Meteorol.*, **90**, 375-396.

Mahrt, L, 1998b : Stratified Atmospheric Boundary Layers and Breakdown of Models. *Theoret. Comput. Fluid Dynamics*, **11**, 263-279.

Mauritsen, T., G. Svensson et B. Grisogono, 2005 : Wave flow over arctic leads. *Boundary-Layer Meteorol.*, **117**, 259-273.

Perovich, D. K., C. G. Grenfell, J. A. Richter-Menge, B. Light, W. B. Tucker et H. Eicken, 2001 : Thin and thinner : Sea ice mass balance measurements during SHEBA. *J. Geophys. Res.*, **108**(C3), 8050.

Perovich, D. K. et B. Elder, 2002a : Estimates of ocean heat flux at SHEBA. *Geophys. Res. Lett.*, **29**(9), 1344.

- Perovich, D. K., Tucker III, W.B. et Ligett, K.A., 2002b : Aerial observations of the evolution of ice surface conditions during summer. *J. Geophys. Res.*, **107**(C10), 8048.
- Persson, P. O. G., C. W. Fairall, E. L. Andreas, P. S. Guest et D. K. Perovich, 2002 : Measurements near the Atmospheric Surface Flux Group tower at SHEBA : Near-surface conditions and surface energy budget. *J. Geophys. Res.*, **107**(C10), 8045.
- Rinke, A., *et coll.* 2006 : Evaluation of an ensemble of Arctic regional climate models : spatiotemporal fields during the SHEBA year. *Clim. Dyn.*, **26**, 459-472.
- Serreze, M. C. et J. A. Francis, 2006 : The Arctic Amplification Debate, *Climatic Change*, 241-264.
- Serreze, M. C., J. D. Kahl et R. C. Schnell, 1992 : Low-level Temperature Inversions of the Eurasian Arctic and Comparisons with Soviet Drifting Station Data. *J. Clim.*, **5**(6) ,615-629.
- Sorteberg, A., V. Kattsov, J. E. Walsh et T. Pavlova, 2007 : The Arctic surface energy budget as simulated with the IPCC AR4 AOGCMs. *Clim. Dyn.*, **29**, 131-156.
- Sturm, M., J. Holmgren et D. K. Perovich, 2002 : Winter snow cover on the sea ice of the Arctic Ocean at the Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA). *J. Geophys. Res.*, **107**(C10), 8047.
- Sundqvist, H., E. Berge et J. E. Kristjansson, 1989 : Condensation and cloud parameterisation studies with a mesoscale numerical weather prediction model. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 1641-1657.
- Taylor, K. E., D. Williamson et F. Zwiers, 2000 : The sea-surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP-II simulations, *PCMDI report no.60*.
- Tjernström, M. *et coll.* 2005 : Modelling the Arctic Boundary Layer : An evaluation of six ARCMIP regional-scale models using data from the SHEBA project. *Boundary-Layer Meteorol.*, **117**, 337-381.
- Toon, O. B. et J. B. Pollack, 1976 : A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Appl. Meteor.*, **117**, 225-246.
- Uttal, T. *et coll.*, 2002 : The surface heat budget of the Arctic Ocean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 255-275.

Zadra, A., D. Caya, J. Côté, B. Dugas, C. Jones, R. Laprise, K. Winger et L. P. Caron, 2008 : The Next Canadian Regional Climate Model. *La Physique au Canada*, **64**(2), 75-83.