

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

ÉTUDE DE SENSIBILITÉ DU CLIMAT ARCTIQUE À L'EFFET
RÉTROACTION DÉSHYDRATATION-EFFET DE SERRE : ÉTUDE SELON
DEUX TYPES DE CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
MARIANE PELTIER CHAMPIGNY

FÉVRIER 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

Ce projet de recherche dans le cadre d'une maîtrise en sciences de l'atmosphère a nécessité trois années de travail. La réussite d'une maîtrise requiert le passage de plusieurs épreuves difficiles à surmonter autant d'un point de vue scolaire que personnel. Ainsi, ce projet a été réalisable en raison de certaines personnes précieuses qui ont su m'écouter, me conseiller, m'orienter et m'épauler tout au long des embûches que j'ai pu rencontrer.

A priori, je voudrais exprimer ma reconnaissance envers mon directeur de maîtrise, le docteur Éric Girard, pour sa constante disponibilité, son encadrement adéquat, son accessibilité et la simplicité de ses conseils. Je le remercie également de m'avoir accordé ce projet de recherche en toute confiance et de m'avoir permis de m'y consacrer à temps plein grâce à son aide financière.

J'ai eu la chance d'avoir un guide qui a su m'enseigner toute la complexité du modèle NARCM avec patience et enthousiasme. Je souligne donc ma gratitude à l'égard du maître Alexandru Stefanof pour la transmission de son savoir et de son expérimentation.

Je tiens aussi à remercier mes collègues et amis Cristina Lupu, Rodrigo Munoz-Alpizar, Yan Coulombe St-Gelais et Jean-Philippe Paquin pour leur soutien moral et informatique tout au long de ma recherche. Un merci spécial à M. Michel Giguère qui a pris le temps de s'asseoir avec moi pour comprendre les problèmes de modélisation qui dépassaient les limites de mes compétences.

L'encouragement soutenu de mon copain David a été essentiel à l'accomplissement de ce travail, j'apprécie toute la compréhension et l'écoute qu'il m'a accordé, particulièrement lors des moments difficiles. J'aimerais également remercier ma sœur Ève, mes parents, Denyse et Robert, ainsi que mes ami(e)s pour leur appui tout au long de cette entreprise.

TABLES DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX	xv
LISTE DES ACRONYMES.....	xvi
LISTE DES SYMBOLES.....	xviii
RÉSUMÉ.....	xx
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
NOTIONS THÉORIQUES.....	7
1.1 Les caractéristiques de la région arctique.....	7
1.1.1 Le climat hivernal en arctique.....	7
1.1.2 Le transport d'aérosols et la circulation atmosphérique.....	9
1.2 Les particularités microphysiques des aérosols sulfatés en Arctique.....	12
1.2.1 Les aérosols sulfatés	12
1.2.2 Les noyaux de condensation et les noyaux glaçogènes.....	13
1.2.3 La nucléation des cristaux	15
1.3 L'effet de la rétroaction «déshydratation-effet de serre».....	16
1.3.1 Description de l'hypothèse.....	16
1.3.2 Les études effectuées.....	19
CHAPITRE II	
MÉTHODOLOGIE.....	22
2.1 Description du modèle NARCM.....	22
2.1.1 Les paramètres physiques et dynamiques du modèle NARCM.....	22
2.1.2 Le Module d'Aérosols Canadien	23
2.1.3 Le schéma de la microphysique des nuages stratiformes.....	24
2.1.4 Implémentation d'un facteur de réduction de la concentration de noyaux glaçogènes dans le modèle NARCM	26

2.2 Configuration de l'expérience	27
2.2.1 Le domaine d'étude	27
2.2.2 Les conditions initiales et aux frontières	29
2.2.3 L'étude de sensibilité.....	30
2.2.4 La technique d'ensemble.....	33
2.3 Validation du modèle.....	33
2.4 La variabilité interne du modèle.....	38
2.5 Test statistiques appliqués aux résultats.....	40
CHAPITRE III	
DESCRIPTION ET ANALYSE DES RÉSULTATS.....	42
3.1 Description des résultats.....	42
3.1.1 Situation climatique du scénario de référence pour les mois de février et mars 1985.....	43
3.1.2 Situation climatique du scénario de référence pour les mois de février et mars 1995.....	46
3.1.3 Description des mois de février 1985 et 1995	49
3.1.4 Description des mois de mars 1985 et 1995	55
3.2. Analyse.....	61
3.2.1 Hypothèse RDES non vérifiée	61
3.2.2 Expérience de Stefanof (2007) sur février 1990.....	62
3.2.3 Relation entre la baisse de IN et la phase des nuages.....	64
3.2.4 Implication pour le budget radiatif en surface.....	73
CONCLUSION.....	81
APPENDICE A	
CARTE DE LA RÉGION ARCTIQUE.....	88
APPENDICE B	
COMPARAISON DES SORTIES DU MODÈLE NARCM AVEC LES OBSERVATIONS NCEP POUR LES MOIS DE FÉVRIER ET MARS DE L'ANNÉE 1985	89
APPENDICE C	
TEST DE T-STUDENT APPLIQUÉ À L'ANOMALIE DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR EN SURFACE POUR LES MOIS DE FÉVRIER ET MARS 1985	95

APPENDICE D	
TEST DE T-STUDENT APPLIQUÉ AUX ANOMALIES DE VARIABLES IMPORTANTES (P, PCP, HS, CEL, CES, SO ₄) POUR LES MOIS DE FÉVRIER 1985 ET 1995	96
APPENDICE E	
TEST DE T-STUDENT APPLIQUÉ AUX ANOMALIES DE VARIABLES IMPORTANTES (P, PCP, HS, CEL, CES, SO ₄) POUR LES MOIS DE MARS 1985 ET 1995	99
APPENDICE F	
ANOMALIES DE L'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE, DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES ET DE L'EFFICACITÉ DE DÉSHYDRATATION DE FÉVRIER 1985 ET 1995	102
APPENDICE G	
ANOMALIES DE L'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE, DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES ET DE L'EFFICACITÉ DE DÉSHYDRATATION DE MARS 1985 ET 1995	104
APPENDICE H	
ANOMALIES DU CONTENU EN EAU LIQUIDE EN FONCTION DU FACTEUR DE RÉDUCTION	106
APPENDICE I	
ANOMALIE DU CONTENU EN EAU SOLIDE EN FONCTION DE FACTEUR DE RÉDUCTION SELON TROIS BARÈMES DE TEMPÉRATURE POUR FÉVRIER ET MARS 1985	107
APPENDICE J	
ANOMALIE DU CONTENU EN EAU SOLIDE EN FONCTION DE LA CONCENTRATION DE SULFATES SELON TROIS BARÈMES DE TEMPÉRATURE POUR FÉVRIER ET MARS 1985	109
RÉFÉRENCES	111

LISTE DES FIGURES

Figure	Description	Page
0.1	Données d'observations satellitaires de la tendance hivernale de 1982 à 2002, tiré du site internet de la NASA: http://svs.gsfc.nasa.gov/search/keywords/Arctic.html	1
1.1	La distribution des émissions anthropiques de SO ₂ au nord du 30°N (AMAP, 1998).....	10
1.2	a) La moyenne bimensuelle de février et mars 1985 de la PNM, l'hiver où l'indice moyen de l'OAN vaut -2,0 pour les mois de janvier, février et mars, b) la moyenne bimensuelle de février et mars 1995 de la PNM, l'hiver où l'indice moyen de l'OAN vaut 2,9 pour les mois de janvier, février et mars. Les images proviennent du site NCEP : http://www.cdc.noaa.gov/HistData/ . Les valeurs des indices moyens de l'oscillation Atlantique Nord proviennent du site du National Center for Atmospheric Research : http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatdjfm . Le carré noir délimite le domaine d'intérêt.....	11
1.3	Pourcentage de sulfates acides (sous forme d'acide sulfurique) par rapport à la masse totale de sulfate observée à Alert de juin 1990 à juin 1994 (Girard, 1998).....	13
1.4	Schéma illustrant deux états dans lesquels l'acide sulfurique est fréquemment observé : solution d'acide sulfurique et d'eau recouvrant un noyau insoluble (gauche) et noyau soluble mélangé à la solution d'acide sulfurique et l'eau (droite) (tirée de Girard, 1998).....	14
1.5	Température de gel d'une gouttelette de 0,1 µm composée d'eau et d'acide sulfurique en fonction de la proportion d'acide contenu dans la gouttelette (ligne pleine) (tirée de Bertram et al. 1996).....	15
1.6	Étapes du processus de la rétroaction déshydratation-effet de serre (C.G. signifie cristaux de glace).....	17
1.7	Cycle de déshydratation.....	19
2.1	Émissions anthropiques de SO ₂ en 1985 au Nord du 30°N (AMAP, 1998). Le carré noir délimite la zone d'intégration qui comprend les sources principales de SO ₂	28

2.2	Domaine d'intégration comprenant la zone pilotée délimité par le carré rouge.....	28
2.3	Impact du facteur de réduction sur la concentration des noyaux glaçogènes.....	31
2.4	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la moyenne mensuelle de la température de l'air en surface en février (gauche) et mars (droite) 1995.....	35
2.5	Pourcentage de la variabilité de la couverture de glace au-dessus de la mer du Groenland par rapport à la moyenne mensuelle en fonction des jours du mois de février et de mars 1995.....	35
2.6	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en février (gauche) et mars (droite) 1995.....	36
2.7	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la moyenne mensuelle de la hauteur du géopotential à 500mb en février (gauche) et mars (droite) 1995.....	37
2.8	Domaine significatif de février (à gauche) et de mars (à droite) 1995 calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	41
3.1	Moyenne mensuelle de la température de l'air en degrés Celsius (°C) à 1000mb pour le scénario de référence des mois de février (à gauche) et de mars (à droite) 1985.....	44
3.2	Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à gauche) et du vent horizontal moyen en nœuds à 1000mb (à droite) pour le scénario de référence de février 1985.....	44
3.3	Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à gauche) et du vent horizontal moyen en nœuds à 1000mb (à droite) pour le scénario de référence de mars 1985.....	45
3.4	Moyenne mensuelle de la concentration de SO ₄ en kilogrammes par mètre au carré (kg/m ²) intégrée à la verticale pour le scénario de référence de février (à gauche) et mars (à droite) 1985.....	45
3.5	Moyenne mensuelle de la température de l'air en degrés Celsius (°C) à 1000mb pour le scénario de référence des mois de février (à gauche) et de mars (à droite) 1995.....	48

3.6	Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à gauche) et du vent horizontal moyen en nœuds à 1000mb (à droite) pour le scénario de référence du mois de février 1995.....	48
3.7	Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à gauche) et du vent horizontal moyen en nœuds à 1000mb (à droite) pour le scénario de référence du mois de mars 1995.....	49
3.8	Moyenne mensuelle de la concentration de SO ₄ intégrée à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m ²) pour le scénario de référence des mois de février (à gauche) et mars (à droite) 1995.....	49
3.9	L'anomalie mensuelle moyenne de la température en degrés Celsius (°C) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).....	50
3.10	L'anomalie mensuelle moyenne de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).....	51
3.11	L'anomalie du contenu mensuel moyen en eau liquide intégré à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m ²) au mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).....	53
3.12	L'anomalie du contenu mensuel moyen en eau solide intégré à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m ²) au mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).....	54
3.13	L'anomalie de la concentration mensuelle moyenne de sulfates intégré à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m ²) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).....	55
3.14	L'anomalie mensuelle moyenne de la température de l'air en degré Celsius (°C) à 1000mb pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).....	56
3.15	L'anomalie mensuelle moyenne de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).....	57
3.16	L'anomalie du contenu mensuel moyen en eau liquide intégré à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m ²) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).....	58

3.17	L'anomalie du contenu mensuel moyen en eau solide intégré à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m ²) au mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite).....	59
3.18	L'anomalie de la concentration mensuelles moyennes de sulfates intégrée à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m ²) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).....	60
3.19	Pression au niveau de la mer mensuelle moyenne pour le scénario de référence des mois de février 1990 (à gauche) et février 1995 (à droite) mesurée en hectoPascals (hPa).....	63
3.20	Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux. En haut : février 1985 (à gauche) et mars 1985 (à droite). En bas : février 1995 (à gauche) et mars 1995 (à droite). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la vertical pour chaque point de grille. Courbe de tendance polynomial : courbe jaune.....	65
3.21	Anomalies du contenu en eau solide intégré à la verticale (moyenne journalière) en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux au mois de février 1995 pour trois barèmes de températures : T>260K (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), 250K<T<260K (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et 240K<T<250K (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la vertical pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).....	67
3.22	Anomalies du contenu en eau solide intégré à la verticale (moyenne journalière) en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux au mois de mars 1995 pour trois barèmes de températures : T>260K (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), 250K<T<260K (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et 240K<T<250K (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la vertical pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).....	68
3.23	Anomalies du contenu en eau solide intégré à la verticale (moyenne journalière) en fonction de l'anomalie journalière de la concentration de sulfates intégrée à la verticale au mois de février 1995 pour trois barèmes de températures : T>260K (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), 250K<T<260K (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et 240K<T<250K (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu :	

	contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).....	72
3.24	Anomalies du contenu en eau solide intégré à la verticale (moyenne journalière) en fonction de l'anomalie journalière de la concentration de sulfates intégrée à la verticale au mois de mars 1995 pour trois barèmes de températures : $T > 260K$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250K < T < 260K$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240K < T < 250K$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).....	73
3.25	a) Anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction de la température à 850mb pour les quatre mois d'études, b) Anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction de l'anomalie du contenu en eau solide des nuages intégré à la verticale pour les quatre mois d'étude, c) Anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction du contenu en eau liquide intégré à la verticale, d) Anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction du facteur de réduction de IN. Les courbes de tendance équivalent aux points de grille de chaque jour des mois de février 1985 (noire), mars 1985 (rouge), février 1995 (verte) et mars 1995 (jaune).....	76
3.26	Anomalie du contenu en eau liquide des nuages intégrée à la verticale en fonction du contenu en eau solide des nuages intégré à la verticale pour les quatre mois d'étude. Les courbes de tendances équivalent aux points de grille de chaque jour des mois de février 1985 (noire), mars 1985 (rouge), février 1995 (verte) et mars 1995 (jaune).....	77
3.27	Moyenne des quatre mois d'étude pour les anomalies mensuelles moyennes de la température de l'air à 1000mb en degrés Celsius ($^{\circ}C$) (à gauche) et du forçage radiatif des nuages en Watt par mètre au carré (W/m^2) (à droite).....	77
3.28	Anomalies mensuelles moyennes de la température de l'air à 1000mb en degrés Celsius ($^{\circ}C$) (à gauche) et de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à droite) au mois de janvier 1995.....	78
3.29	L'anomalie du couvert nuageux en fonction de l'anomalie de la concentration en sulfates délimitée par la zone du réchauffement de surface ($T_{anom} > 0,6^{\circ}C$) pour les niveaux de pression suivants : 700mb (bleu ciel), 600mb (indigo), 500mb (rouge), 400mb (vert).....	79

3.30	L'anomalie mensuelle moyenne du vent horizontal moyen (uv) en noeuds à 700mb au mois de février 1995.....	80
A.1	Carte de la région arctique.....	88
B.1	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la température de l'air en surface en février 1985.....	90
B.2	Comparaison entre les sorties du modèle (gauche) et les données IABP (droite) de février 1985 pour la température de l'air en surface dans un domaine restreint à l'océan Arctique.....	90
B.3	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la pression au niveau de la mer en février 1985.....	91
B.4	Comparaison entre les sorties du modèle (gauche) et les données IABP (droite) de février 1985 pour la pression au niveau de la mer dans un domaine restreint à l'océan Arctique.....	91
B.5	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la hauteur du géopotential à 500mb en février 1985.....	92
B.6	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la température de l'air en surface en mars 1985.....	93
B.7	Comparaison entre les sorties du modèle (gauche) et les données IABP (droite) de mars 1985 pour la température de l'air en surface dans un domaine restreint à l'océan Arctique.....	93
B.8	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la pression au niveau de la mer en mars 1985.....	94
B.9	Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la hauteur du géopotential à 500mb en mars 1985.....	94
C.1	Domaine significatif de la température de l'air en surface pour les mois de février 1985 (à gauche) et de mars 1985 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student.....	95
D.1	Domaine significatif l'anomalie de la pression au niveau de mer pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	96
D.2	Domaine significatif de l'anomalie du contenu en eau liquide intégré à la verticale pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à	

	droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	96
D.3	Domaine significatif de l'anomalie du contenu en eau solide intégré à la verticale pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	97
D.4	Domaine significatif de l'anomalie de la concentration en sulfates intégré à la verticale pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	97
D.5	Domaine significatif de l'anomalie des précipitations journalières pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	98
D.6	Domaine significatif de l'anomalie des précipitations journalières pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	98
E.1	Domaine significatif l'anomalie de la pression au niveau de mer pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	99
E.2	Domaine significatif l'anomalie du contenu en eau liquide intégré à la verticale pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	99
E.3	Domaine significatif l'anomalie du contenu en eau solide intégré à la verticale pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	100
E.4	Domaine significatif de l'anomalie de la concentration en sulfates intégré à la verticale pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	100
E.5	Domaine significatif l'anomalie des précipitations journalières pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	101

E.6	Domaine significatif l'anomalie de l'humidité spécifique intégré à la verticale pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.....	101
F.1	L'anomalie mensuelle moyenne de l'humidité spécifique intégré à la vertical en kilogrammes par mètre au carré (kg/m^2) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).....	102
F.2	L'anomalie mensuelle moyenne de la précipitation journalière en millimètres par jour (mm/jr) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).....	102
F.3	L'anomalie mensuelle moyenne de l'efficacité de déshydratation en pourcentage (%) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).....	103
G.1	L'anomalie mensuelle moyenne de l'humidité spécifique intégré à la vertical en kilogrammes par mètre au carré (kg/m^2) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).....	104
G.2	L'anomalie mensuelle moyenne de la précipitation journalière en millimètres par jour (mm/jr) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).....	104
G.3	L'anomalie mensuelle moyenne de l'efficacité de déshydratation en pourcentage (%) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).....	105
H.1	Anomalies du contenu en eau liquide journalier intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux. En haut : février 1985 (à gauche) et mars 1985 (à droite). En bas : février 1995 (à gauche) et mars 1995 (à droite). Point bleu : contenu en eau liquide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Courbe de tendance polynomial : courbe jaune.....	106
I.1	Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux au mois de février 1985 pour trois barèmes de températures : $T > 260\text{K}$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250\text{K} < T < 260\text{K}$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240\text{K} < T < 250\text{K}$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).....	107

- I.2 Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux au mois de mars 1985 pour trois barèmes de températures : $T > 260K$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250K < T < 260K$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240K < T < 250K$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche)..... 108
- J.1 Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la vertical en fonction de l'anomalie journalière de la concentration de sulfates intégré à la verticale au mois de février 1985 pour trois barèmes de températures : $T > 260K$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250K < T < 260K$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240K < T < 250K$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche)..... 109
- J.2 Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction de l'anomalie journalière de la concentration de sulfates intégré à la verticale au mois de mars 1985 pour trois barèmes de températures : $T > 260K$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250K < T < 260K$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240K < T < 250K$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche)..... 110

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Description	Page
1.1	Caractéristiques des cristaux de glace.....	9
2.1	Les variances calculées pour chaque ensemble en fonction du nombre de simulation réalisée (k).....	39
3.1	Anomalies spatiales moyennes pour les mois de février 1985 et 1995.....	55
3.2	Anomalies spatiales moyennes pour les mois de mars 1985 et 1995.....	60

LISTE DES ACRONYMES

3D	Trois dimensions
AGASP	Arctic haze and Arctic gas and aerosol sampling program
AMAP	Arctic Monitoring and Assessment Program
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
CCmaC	Centre Canadien de la modélisation et de l'analyse Climatique
CCN	Concentration des noyaux de condensation de nuage
CEL	Contenu mensuel moyen en eau liquide intégré à la verticale
CES	Contenu mensuel moyen en eau solide intégré à la verticale
CG	Cristaux de glace
CLASS	Canadian Land Surface Scheme
CNGN	Concentration du nombre de gouttelettes de nuage
DMS	Diméthylsulfure
ECHAM	European Center Hamburg Model (modèle de circulation générale)
FLL	Flux de longues longueurs d'onde à la surface vers le bas
GEIA	Global Emissions Inventory Activity
GIEC	Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
HIRHAM	High Resolution Hamburg Model (modèle regional climatique)
IABP	International Arctic Buoy Program
LCM	Local Climate Model (modèle local du climat)
MAC	Module d'Aérosol Canadien
MCGC	Modèle de Circulation Générale Canadien
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
NARCM	Northern Aerosols Regional Climate Model
NCEP	National Center for Environmental Prediction
OAN	Oscillation Atlantique Nord
PCC	Précipitation en ciel clair
PHI	Hauteur du géopotentiel

PNM	Pression au niveau de la mer
RDES	Rétroaction déshydratation-effet de serre
SIC	Sea Ice Cover (couverture de la glace de mer)
SST	Sea Surface Temperature (Température de surface de la mer)
T	Température de l'air en surface
UQAM	Université du Québec à Montréal

LISTE DES SYMBOLES

b	Couvert nuageux
B	Constante
$^{\circ}\text{C}$	Degré Celcius
dam	Décamètre
F_r	Facteur de réduction de la concentration de noyaux glaçogènes
H^+	Cation d'hydrogène
hPa	HectoPascal
H_2O	Eau
H_2SO_4	Acide sulfurique
K	Kelvin
k	Numéro de simulation
kg	Kilogramme
kg/m^2	Kilogramme par mètre au carré
km	Kilomètre
mb	Millibar (100 Pascals)
$[m\text{SO}_4]$	Concentration des aérosols sulfatés
$m\text{SO}_4^{2-}$	Masse des aérosols sulfatés
n	Nombre de simulation réalisée
$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	Sulfate d'ammonium
Q_{frc}	Taux de gel hétérogène par contact (s^{-1})
Q_{fcs}	Taux de gel hétérogène par condensation des gouttelettes et par immersion (s^{-1})
Q_{total}	Taux de gel hétérogène (s^{-1})
$Q_{\text{total}}^{\text{perturbé}}$	Taux de gel hétérogène en présence des aérosols sulfatés (s^{-1})
r	Humidité relative

r_0	Valeur seuil de l'humidité relative
$s_{i,j}^2$	Variance d'un échantillon non-biaisé au point de grille (i,j)
s^2	Variance moyenne calculée pour un échantillon non-biaisé
S	Rapport saturant
S_i	Rapport saturant par rapport à la glace
SO ₂	Dioxyde de soufre
SO ₄	Sulfates
T	Valeur de T-Student
μm	Micromètre
W/m ²	Watt par mètre au carré
\bar{X}	Moyenne d'échantillon spatiale d'une variable
$X_{i,j}$	Valeur mensuelle moyenne d'une variable X au point de grille (i,j)
$\bar{X}_{i,j}$	Moyenne d'ensemble d'une variable X au point de grille (i,j)
α	Niveau significatif

RÉSUMÉ

Le processus de la rétroaction déshydratation-effet de serre (RDES) est une hypothèse pour tenter d'expliquer la tendance au refroidissement observé durant l'hiver arctique. Un forçage radiatif indirect des aérosols, tel que l'acide sulfurique sur les aérosols, aurait pour effet d'entraver les processus de nucléation des cristaux, pour ainsi diminuer la concentration de noyaux glaçogènes (IN) (Blanchet et Girard, 1994). Tel que durant la transformation des masses d'air continentales en masses d'air polaires par refroidissement radiatif, le développement de cristaux de plus grande taille est favorisé. Le taux de précipitation est ainsi augmenté et la masse d'air se déshydrate plus rapidement (Girard, 1998). Par conséquent, la basse atmosphère arctique est déshydratée et refroidie par réduction de l'effet de serre.

Cette étude consiste à effectuer une étude de sensibilité du climat arctique à l'effet RDES selon: 1) deux types de circulations atmosphériques (OAN+ et OAN-), 2) une faible acidification des aérosols se traduisant par un faible facteur de réduction (0,08) de la concentration de noyaux de glaciation (IN) (Borys *et al.*, 1989), 3) une grande plage de température puisque l'on simule le mois de février et mars (nouveau). Le modèle NARCM 3D est utilisé pour effectuer les simulations puisqu'il contient le module CAM, qui simule les processus physiques, les émissions et le transport des aérosols (Gong *et al.*, 2003).

Les résultats obtenus montrent que l'hypothèse de la RDES n'est pas vérifiée pour les 4 mois simulés (février et mars 1985 et 1995). Les facteurs composant la suite logique menant à l'effet de refroidissement associé au processus de la RDES ne sont pas réunis dans les zones où l'anomalie de température est négative. Deux facteurs sont défavorables aux processus de la RDES, soit une circulation atmosphérique davantage latitudinale pour les deux types de circulation, créant un faible apport d'aérosols en Arctique central, et soit un petit facteur de réduction des IN, ayant un effet plus grand dans les régions chaudes du domaine. Ces facteurs favorisent une stagnation des concentrations importantes des aérosols sulfatés dans les régions des mers de Barents et Kara. Le transport des aérosols vers l'Arctique central n'est pas favorisé pour les 4 mois simulés.

Toutefois, pour les quatre mois d'étude, la réduction de la concentration de IN modifie la phase des nuages en augmentant la proportion de glace au détriment des gouttelettes. La baisse modeste de IN imposée a un effet plus grand pour les nuages relativement chauds du fait qu'ils contiennent déjà peu de IN. La baisse de la concentration de IN génère une baisse du taux de déposition de la vapeur d'eau sur les cristaux. Donc, le rapport saturant par rapport à la glace augmente, suivie d'une hausse de la concentration des gouttelettes et des cristaux. Par la suite, le taux d'évaporation des gouttelettes s'intensifie, engendrant ainsi une augmentation du CES et une diminution du CEL. Les nuages optiquement plus minces sont les plus sensibles aux altérations du contenu en eau liquide et solide des nuages. Ce processus induit une perte de la quantité d'eau totale dans les nuages, de même qu'une réduction du forçage radiatif des nuages d'une valeur moyenne de $-3,3\text{W/m}^2$.

Mots clés : aérosols, arctique, noyaux de glaciation, acidification, phase des nuages.

INTRODUCTION

Les changements climatiques sont parmi les attraits principaux des recherches actuelles. Les débats concernant ce sujet sont d'envergure internationale. Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GEIC, 2007) nous indique que les gaz à effet de serre sont responsables à 90% du réchauffement global de la surface de la Terre depuis les cinquante dernières années. Une augmentation de la température caractérisée par plus de $0,13 \pm 0,03^{\circ}\text{C}$ à chacune de ces décennies.

Les émissions anthropiques et naturelles des gaz à effet de serre ont des répercussions à l'échelle planétaire. L'Arctique est maintenant un endroit très pollué à cause des émissions provenant de l'Europe et de la Russie (AMAP, 1998). Les modèles de prévision climatique prévoient pour les années 2020-2029, une hausse de $1,5$ à $2,5^{\circ}\text{C}$ aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, dans un scénario où la concentration de dioxyde de carbone s'élèverait de 1% par année (GEIC, 2007). Une propriété importante des gaz à effet de serre est d'être transparent au rayonnement solaire et d'absorber le rayonnement tellurique, pour ainsi émettre dans la bande infrarouge. De ce fait, les modèles de projection climatique, en simulant l'amplification des gaz à effet de serre, obtiennent une hausse de la température globale de la Terre en surface.

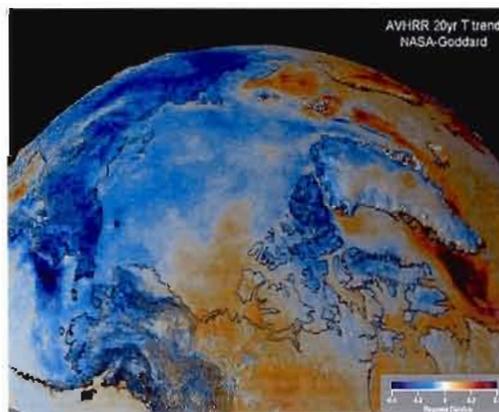


Figure 0.1 : Données d'observations satellitaires de la tendance hivernale de 1982 à 2002 tiré du site internet de la NASA : <http://svs.gsfc.nasa.gov/search/keywords/Arctic.html>.

Toutefois, au cours des vingt dernières années, des données d'observations satellitaires de la NASA montre une tendance annuelle hivernale de $-0,4^{\circ}\text{C}$ de la température de surface au-dessus de l'Arctique (voir figure 0.1). De plus, selon une étude de Kahl *et al.* (1993) basée sur 27000 profils de températures de 1950 à 1990, il y a une augmentation de 4°C de l'inversion de température durant l'hiver Arctique. Plus précisément, ils observent un refroidissement en surface de -2°C et un réchauffement de 2°C en altitude. Aussi, Wang et Keys (2003) ont analysé des données satellites de 1982 à 1999 sur les tendances de température au-dessus de l'Arctique. Elles indiquent un refroidissement de surface durant l'hiver Arctique de $-0,34^{\circ}\text{C}$ par décennie au nord du 60°N et de $-2,2^{\circ}\text{C}$ par décennie au nord du 80°N .

Ces observations hivernales de la tendance de la température de surface en Arctique vont à l'encontre des prévisions émises par les modèles climatiques. Plusieurs forçages externes, dont les aérosols, peuvent être la source de cette divergence. Les aérosols constituent un important facteur externe qui modifie le climat selon deux types d'effets radiatifs: direct et indirect. Le premier type comprend l'interaction des aérosols directement avec la radiation solaire et tellurique en modifiant la quantité de radiation émise, diffusée ou absorbée. Le second type influence indirectement le rayonnement solaire ou infrarouge puisqu'il modifie les propriétés microphysiques des nuages, la précipitation, la convection et la stabilité de l'air (Girard, 1998).

Or, les aérosols, par l'entremise des noyaux de condensation et des noyaux glaçogènes, ont le pouvoir de changer les propriétés microphysiques et optiques des nuages ainsi que leur durée de vie. On distingue deux sortes d'effets indirects dus aux aérosols (GEIC, 2007):

- 1) L'effet Twomey ou l'effet sur l'albédo de nuage, défini un forçage radiatif provoqué par un accroissement des aérosols anthropiques, entraînant une augmentation de la concentration des gouttelettes et une diminution de leur taille pour un même contenu en eau liquide, et par conséquent induisant une hausse de l'albédo du nuage.

2) L'effet Albrecht ou l'effet sur la durée de vie des nuages, signifie un forçage radiatif engendré par une augmentation de concentration des aérosols anthropiques, qui entraîne une diminution de la taille des gouttelettes, réduisant la capacité de précipitation et modifiant ainsi la teneur en eau liquide en plus de l'épaisseur et la durée de vie des nuages.

Plusieurs autres phénomènes sont observés en Arctique durant l'hiver tel la baisse de la concentration des noyaux glaçogènes comparativement aux latitudes moyennes (Bigg, 1990). Également, Borys (1989) observe que l'acide sulfurique sur les aérosols fait diminuer la température d'activation des noyaux glaçogènes.

Suite aux désaccords entre les observations et les projections climatiques globales au niveau de la région arctique, suivi des anomalies observées durant l'hiver Arctique, Blanchet et Girard (1994) ont fait l'hypothèse que les aérosols sulfatés de sources anthropiques pouvaient être à l'origine de ce phénomène. Lors de la période hivernale en Arctique, le sulfate représente environ 50% de la masse totale des aérosols (Girard, 1998). Le sulfate devient de l'acide sulfurique par un processus d'oxydation (Seinfeld, 1986). Selon Bigg (1980), les aérosols du mode d'accumulation sont tous recouverts à 80% d'un mince film d'acide sulfurique.

Cet acide sulfurique fait décroître : 1) la nucléation homogène des cristaux, en diminuant la température de congélation des gouttelettes d'eau proportionnellement au pourcentage d'acide sulfurique qu'elle contient (Bertram *et al.*, 1996), 2) le nombre de noyaux glaçogènes d'un facteur 10 à 1000, puisque l'acide sulfurique entrave la nucléation de la glace pour les modes de nucléation par contact, immersion, condensation et déposition lors d'épisodes de brumes arctique (Borys, 1989).

Par conséquent, l'acide sulfurique recouvrant les aérosols du mode d'accumulation modifient les processus de formation de cristaux de glace et réduit le taux de nucléation des cristaux de glace (Archuleta *et al.*, 2005). Ce phénomène engendre un accroissement du diamètre des cristaux présents, puisque davantage de vapeur d'eau est disponible pour chaque

cristaux. L'augmentation de la masse des cristaux va induire une augmentation des précipitations et plus particulièrement de la précipitation en ciel clair (Girard *et al.*, 2005). Le flux de masse d'eau vers le bas est par conséquent augmenté. La basse troposphère sera ainsi déshydratée en raison d'une moindre quantité de vapeur d'eau. Les émissions infrarouges émises par la vapeur d'eau seront réduites causant un plus faible flux infrarouge vers le bas. Il y aura donc une réduction de l'effet de serre causant un refroidissement de surface (Girard *et al.*, 2005 ; Girard et Stefanof, 2006).

Le processus décrit ci-dessus est l'hypothèse émise par Blanchet et Girard (1994), nommé l'effet rétroaction déshydratation-effet de serre (RDES). Elle explique le refroidissement de surface observé durant l'hiver arctique en faisant référence à un forçage indirect des aérosols. Jusqu'à ce jour, plusieurs recherches ont appuyé l'effet RDES.

Girard *et al.* (2005) ont simulé, avec le local climate model (LCM), un cas où les aérosols sont enduits à 100% d'acide sulfurique. L'impact de l'acide est paramétrisé par une réduction de la concentration de noyaux glaçogènes de quatre ordre de grandeur ($I_i=0,0001$). Une période de 1991 à 1994 pour la saison froide du 1^{er} novembre au 31 avril est analysée. L'obtention d'une anomalie moyenne de température de -6°C en surface et une réduction moyenne de 28 W/m^2 de l'émission infrarouge vers le bas, ont permis d'appuyer l'hypothèse.

Pavlovic (2001) a évalué l'effet RDES pour le mois de janvier 1991 avec NARCM. Il a imposé un facteur de réduction extrême de noyaux glaçogènes partout sur le domaine afin d'évaluer la sensibilité du climat arctique à cet effet. Les résultats ont montré un refroidissement de plus de 10°C au-dessus de l'Arctique central. Stefanof (2007) a effectué des simulations avec NARCM pour le mois de février 1990 en Arctique. Il a considéré un impact de l'acide sulfurique sur la concentration de noyaux glaçogènes plus réaliste basé sur les observations de Borys (1989) au-dessus de l'océan Arctique. Stefanof suppose que la concentration de noyaux glaçogènes diminuait en fonction de la concentration de sulfates. Les résultats ont montré une diminution de la température de l'air en surface avec un maximum de 3°C en accord avec une déshydratation atmosphérique maximale de 12%.

Dans la plupart des études citées ci-dessus, les observations de Borys (1989) jumelées à des observations d'aérosols à Alert ont été utilisées pour l'élaboration d'une relation entre la réduction de noyaux glaçogènes et le pourcentage par poids de l'acide sulfurique sur les aérosols. La relation est traduite par un facteur de réduction exponentielle de la concentration de noyaux glaçogènes en fonction de la concentration de sulfate (Girard *et al.* , 2005). De sorte que, plus le facteur de réduction est petit, plus l'impact de l'acide sulfurique est important et les noyaux glaçogènes moins nombreux. Jusqu'à ce jour, les études effectuées ont considéré une présence significative d'acide sulfurique, de manière à réduire la concentration de noyaux glaçogènes d'un facteur maximal variant de 0,0001 à 0,001.

L'objectif de cette étude est d'analyser l'effet RDES selon : 1) deux différentes circulations atmosphériques, 2) un petit facteur de réduction de la concentration de noyaux glaçogènes, 3) une grande plage de température. Premièrement, les deux circulations atmosphériques étudiées sont caractérisées par deux années où l'indice d'oscillation Atlantique Nord s'oppose (OAN+ et OAN), afin de modifier le transport d'aérosols dans le domaine et d'y bouleverser les concentrations de sulfates. L'analyse d'une année OAN- est une nouveauté. Deuxièmement, la valeur maximale du facteur de réduction utilisée est de 0,08, visant la représentation d'une faible présence d'acide sulfurique dans le domaine d'intérêt. Troisièmement, la période d'intégration comprend les mois de février et mars pour les deux années distinctes. Seulement les mois de janvier et février ont été simulés jusqu'à maintenant. L'analyse des températures plus chaudes du mois de mars va permettre de déterminer l'influence de la température lors de la diminution de la concentration de noyaux glaçogènes.

Pour atteindre ces objectifs, une étude de sensibilité du climat arctique est réalisée. Dans ce document, le premier chapitre est consacré aux notions théoriques relatives à la compréhension du projet. Les sujets abordés sont les caractéristiques de la région arctique, les particularités microphysiques des aérosols sulfatés et l'étude de l'effet RDES. Le second chapitre, spécifique à la démarche adoptée pour exécuter l'étude, décrit le modèle NARCM 3D, la configuration de l'expérience, la validation du modèle, la variabilité interne du modèle ainsi qu'un test statistique appliqué aux résultats. Le troisième volet consiste à décrire les

résultats des scénarios de référence et les anomalies obtenues entre les deux scénarios. Par la suite, une analyse des résultats montre que l'hypothèse de la RDES est non vérifiée pour les scénarios étudiés, alors une comparaison avec l'étude de Stefanof (2007) nous permet d'en comprendre les raisons. Ensuite, on établit une relation entre la baisse de IN et le changement de phase des nuages, pour terminer avec l'impact du changement de phase des nuages sur le bilan radiatif. Une carte de la région arctique est présentée à l'appendice A pour permettre de situer les régions citées dans ce mémoire.

CHAPITRE I

NOTIONS THÉORIQUES

L'effet RDES affecte la région polaire en raison de certaines caractéristiques uniques qui s'y trouve. L'élaboration de l'hypothèse nécessite tout d'abord la compréhension de certaines propriétés de la région arctique ainsi que plusieurs particularités microphysiques des aérosols sulfatés qui sont à l'origine de ce processus de rétroaction. L'effet RDES est ensuite explicité, de même qu'une description des études effectuées sur ce sujet jusqu'à ce jour.

1.1 Les caractéristiques de la région arctique

1.1.1 Le climat hivernal en arctique

Certaines caractéristiques du climat de la Terre sont propres aux régions polaires. Le faible rayonnement solaire durant l'hiver a pour effet de prolonger le cycle nocturne. Ce cycle est caractérisé par une inversion de température dans la basse troposphère, empêchant les transferts verticaux turbulents (Shaw, 1995). En effet, l'atmosphère arctique a une stratification thermique extrêmement stable qui rend difficile la formation de nuage et de précipitation par mélange convectif (Girard, 1998).

Trois types de nuages sont souvent observés en Arctique : soit les brouillards de glace, la précipitation en ciel clair (PCC) et les stratus en phase mixte lesquels forment souvent des cristaux qui chutent au sol et qui s'apparentent à de la PCC. Des études récentes ont également montré que des nuages optiquement minces formés de gros cristaux sont présents et s'étendent parfois sur des couches très épaisses (Grenier *et al.*, 2008). La formation des

nuages arctiques est souvent causée par la transformation des masses d'air chaudes et humides en masses d'air polaires froides et sèches. Le taux de refroidissement des masses d'air chaudes et humides dépend de son contenu en vapeur d'eau. Son refroidissement engendre de la condensation et des précipitations qui, par conséquent, déshydratent l'atmosphère. Lors de ces processus, la concentration et le rayon moyen des cristaux varient selon la quantité et la composition des aérosols. Ainsi sont formés soit les brouillards de glace ou les stratus, caractérisés par une grande quantité de cristaux de petites tailles, soit la PCC représentée par une faible quantité de cristaux de grandes tailles. Le tableau 1.1 montre les valeurs caractéristiques de chacun de ces phénomènes.

Ce sont dans les cinq premiers kilomètres de la troposphère arctique que se retrouvent les aérosols, avec des valeurs maximales sous les deux premiers kilomètres (Leaitch et al., 1984). La distribution de taille des aérosols est constante durant l'hiver Arctique avec des valeurs variant de 0,1 et 1,0 μm de diamètre, lesquelles sont associées au mode d'accumulation (Bigg, 1980). Les aérosols sont transportés sur de grandes distances et ils ont une longue durée de vie grâce à la stabilité de la masse d'air arctique, aux échanges verticaux presque inexistantes et aux faibles précipitations (Shaw, 1995).

Des épisodes de brume arctique sont observés dans la région polaire. Formée par des micro-particules âgées avec un diamètre moyen de 0,2 μm et moins, cette brume est caractérisée par une visibilité réduite. La brume est épaisse en raison de la grande stabilité statique de l'atmosphère arctique favorisant ainsi sa répartition sur plusieurs couches élevées (Shaw, 1995). L'épaisseur optique de la brume arctique varie de 0,1 à 0,2 (AMAP, 1998). Sa composition chimique est principalement dominée par des particules de suies (<20%), de sols (<30%), de sels de mer (<10%) et surtout de sulfates (30 à 90%) (Yamanouchi *et al.*, 2005 ; Li et Barrie, 1993).

Tableau 1.1 : Caractéristiques des cristaux de glace lors de la PCC, des brouillards de glace (Girard, 1998).

	PCC	Brouillard de glace
Diamètres (μm)	20 à 1000	< 20
Concentration (/litres)	1 à 4000	> 1000
Épaisseur optique	0 à 20	> 15

Rahn et Shaw (1982) ont montré que le transport à grande échelle des polluants, tel que l'acide sulfurique, favorise le phénomène de la brume arctique. En effet, une pollution acide en provenance de l'Eurasie et de l'Amérique de Nord serait à l'origine de ce phénomène (Borys, 1989 ; AMAP, 1998). De plus, lors de ces phénomènes affectant la visibilité, les concentrations de sulfate peuvent atteindre jusqu'à 10 fois les concentrations normalement observées dans des cas non pollués (Bridgman *et al.*, 1989).

1.1.2 Le transport d'aérosols et la circulation atmosphérique

Le transport d'aérosols est gouverné par la circulation atmosphérique et la localisation des principales sources d'aérosols. Dans notre cas, notre intérêt est porté sur les émissions de dioxyde de soufre qui sont à l'origine de l'effet RDES. La figure 1.1 montre la distribution des sources anthropiques de SO_2 en fonction de l'intensité de leurs émissions. On remarque que les sources majeures se concentrent surtout en Europe de l'Est, en Amérique du Nord et en Chine.

Selon une étude de Eckhardt *et al.* (2003), en raison de la position aux hautes latitudes et du patron de circulation atmosphérique, les émissions européennes contribuent davantage à la pollution arctique que celles de l'Amérique du Nord et de la Chine. Cette étude montre

également que l'oscillation Atlantique Nord (OAN) exerce un fort contrôle sur le transport de la pollution en Arctique, particulièrement durant l'hiver et le printemps (Shaw, 1995 ; Eckhardt *et al.*, 2003 ; Dorn *et al.*, 2000).

L'oscillation Atlantique Nord (OAN) est un phénomène climatique qui dépend des fluctuations de la différence de pression au niveau de la mer (PNM) entre la dépression centrée sur l'Islande et l'anticyclone des Açores. C'est durant l'hiver, à cause du fort gradient de température entre les zones polaires et équatoriales, que cette différence de PNM est la plus marquée. Lorsque l'indice de l'OAN est positif, le gradient de la PNM entre l'Islande et les Açores est important, ce qui signifie que les deux systèmes sont intenses. Dans le cas contraire, où l'indice d'OAN est négatif, les deux systèmes sont moins intenses. L'indice de l'oscillation nous indique donc l'ampleur de la dépression de l'Islande qui régit la circulation atmosphérique dans les moyennes et les hautes latitudes au-dessus de l'Atlantique Nord et de l'Europe.

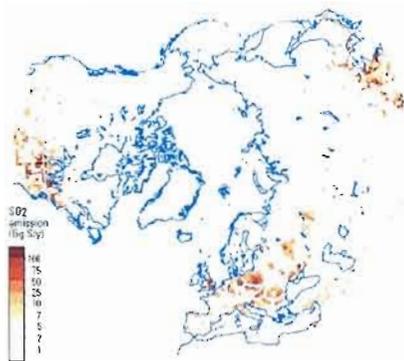


Figure 1.1: La distribution des émissions anthropiques de SO₂ au nord du 30°N (AMAP, 1998).

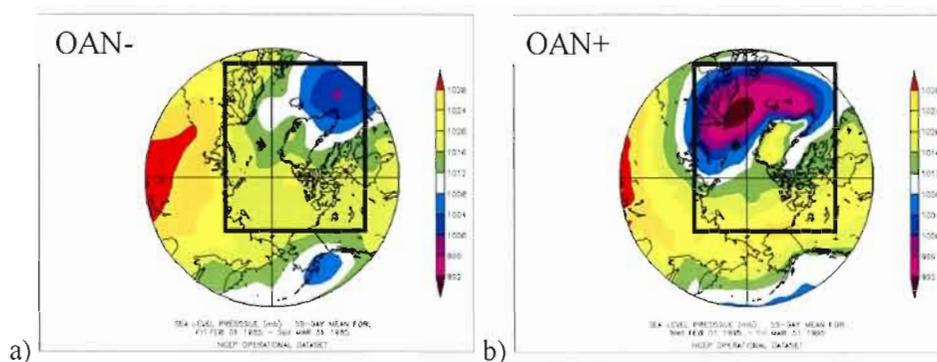


Figure 1.2 : a) La moyenne bimensuelle de février et mars 1985 de la PNM, l'hiver où l'indice moyen de l'OAN vaut $-2,0$ pour les mois de janvier, février et mars, b) la moyenne bimensuelle de février et mars 1995 de la PNM, l'hiver où l'indice moyen de l'OAN vaut $2,9$ pour les mois de janvier, février et mars. Les images proviennent du site NCEP : <http://www.cdc.noaa.gov/HistData/>. Les valeurs des indices moyens de l'oscillation Atlantique Nord proviennent du site du National Center for Atmospheric Research : <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.data.html#naostatdjin>. Le carré noir délimite le domaine d'intérêt.

La figure 1.2 montre la PNM pour une moyenne bimensuelle des mois de février et mars de deux années (1985 et 1995) où l'indice d'OAN s'oppose. On constate la forte intensité de la dépression de l'Islande en 1995 sur la figure 1.2-b. Les vents cycloniques associés à une telle basse pression induisent un apport considérable de masses d'air continentales provenant de l'Eurasie dans la région polaire; favorisant ainsi un transport de la pollution plus efficace vers l'Arctique (Dorn *et al.*, 2000). À l'opposé, la situation synoptique de l'année 1985 est plus uniforme (figure 1.2-a), car le gradient de pression entre les hautes latitudes et les latitudes moyennes est relativement faible. Les vents y sont moins forts et donc le transport latitudinal aussi.

L'intensité du cyclone en Islande joue un rôle important dans le transport des aérosols. Lors d'une OAN+, une grande concentration de dioxyde de soufre est transportée vers le pôle Nord et dû aux faibles précipitations arctique, le SO_2 a une longue durée de vie (AMAP, 1998). Effectivement, durant l'hiver Arctique, les concentrations de sulfates sont amplifiées de 30% lorsque l'OAN est de forte intensité en comparaison avec une faible oscillation (Eckhardt *et al.*, 2003). De plus, la pollution nord américaine renforce celle de l'Europe durant les phases intenses de l'OAN.

1.2 Les particularités microphysiques des aérosols sulfatés en Arctique

1.2.1 Les aérosols sulfatés

En hiver, en raison d'une situation synoptique favorable et de faibles précipitations, la masse totale des aérosols augmente en Arctique. Les sulfates représentent 40% à 60% de la masse totale des aérosols durant l'hiver, selon des observations réalisées à Alert entre 1990 et 1994 (Girard, 1998 ; Sirois et Barrie, 1999). Les sulfates (SO_4) sont issus principalement du dioxyde de soufre (SO_2) par transformations chimiques.

Par un processus d'oxydation, les sulfates forment de l'acide sulfurique (H_2SO_4) ou du sulfate d'ammonium ($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$). De façon naturelle, les anions sulfates s'associent plus rapidement aux cations d'ammonium qu'aux cations H^+ (Seinfeld, 1986). L'ammonium provient de sources biologiques qui sont peu nombreuses aux hautes latitudes durant la période hivernale. Du fait de la rareté en Arctique, l'ammonium ne peut neutraliser tous les sulfates. Ainsi, durant l'hiver, la masse totale d'aérosols est composée d'une plus grande proportion d'acide sulfurique que de sulfate d'ammonium. La figure 3 montre le pourcentage de sulfate acide par rapport à la masse totale de sulfate observé, conformément aux données prélevées à Alert de 1990 à 1994. On constate que 60 à 80% des sulfates sont de l'acide sulfurique pendant l'hiver.

Les aérosols en provenance des latitudes moyennes se mélangent par coagulation durant le transport vers le pôle. Ce mélange favorise la distribution de l'acide sulfurique sur les aérosols. En effet, l'acide sulfurique recouvre la majorité des particules d'Aitken (Borys, 1989). D'autant plus qu'une étude sur la composition des aérosols en Alaska, a révélé qu'un film d'acide sulfurique recouvrait presque tous les noyaux glaçogènes (Bigg, 1980).

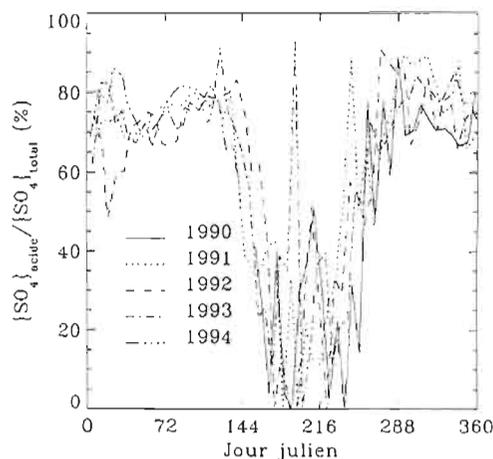


Figure 1.3 : Pourcentage de sulfates acides (sous forme d'acide sulfurique) par rapport à la masse totale de sulfate observée à Alert de juin 1990 à juin 1994 (Girard, 1998).

1.2.2 Les noyaux de condensation et les noyaux glaçogènes

La composition chimique des aérosols influe sur leur capacité à agir comme des noyaux de condensation ou des noyaux glaçogènes. Les aérosols d'acide sulfurique sont de très bons noyaux de condensation dus à leur propriété hygroscopique, c'est-à-dire qu'ils absorbent la vapeur d'eau à toutes les valeurs d'humidité relative (Curry et al, 1996). Toutefois, la vapeur d'acide sulfurique se condense généralement sur des noyaux déjà existants, puisque le processus nécessite moins d'énergie que la formation d'une nouvelle particule (Seinfeld, 1986). Également, l'acide sulfurique, par la coagulation avec d'autres particules, produit des mélanges internes de plusieurs composants (Girard, 1998). Par conséquent, une pellicule d'acide sulfurique peut soit se retrouver sur un noyau insoluble ou soit dans un mélange soluble susceptible de réagir chimiquement (Bigg, 1980). La figure 1.4 illustre ces deux sortes de mélange internes.

Par ailleurs, les aérosols de H_2SO_4 sont de très mauvais noyaux glaçogènes (Pruppacher et Klett, 1997). Malgré cela, à mesure que l'humidité relative augmente, ces aérosols se diluent et deviennent de moins en moins concentrés en acide sulfurique. Par le gel homogène,

ces aérosols peuvent tout de même devenir des cristaux de glace. Cependant, le gel homogène est possible seulement à des températures de moins de -40°C . Aux températures plus élevées, la pellicule d'acide sulfurique recouvrant les aérosols inhibe la capacité de ces aérosols à nucléer la glace.

Lors d'épisodes de brume arctique en hiver, selon des observations de Borys (1989), le nombre de noyaux glaçogènes permettant la nucléation hétérogène des cristaux est réduit d'un facteur 10 à 1000. L'explication résulte en une contamination par coagulation des noyaux glaçogènes naturels par l'acide sulfurique, qui diminuerait leurs propriétés glaçogènes. Bigg (1990) appuie ces constatations, lorsqu'il observe une décroissance de la concentration du nombre de noyaux glaçogènes en Arctique lors d'épisodes de brumes arctiques comparés à des épisodes non-pollués.

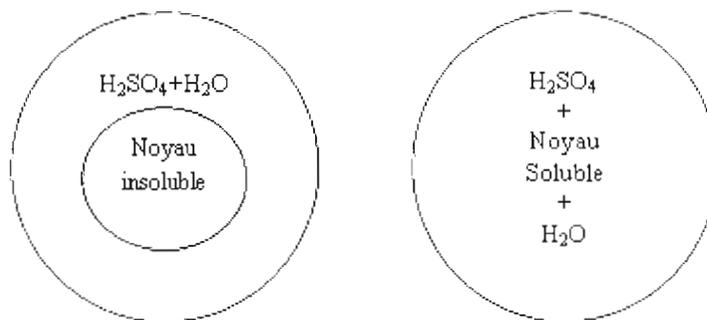


Figure 1.4 : Schéma illustrant deux états dans lesquels l'acide sulfurique est fréquemment observé : solution d'acide sulfurique et d'eau recouvrant un noyau insoluble (gauche) et noyau soluble mélangé à la solution d'acide sulfurique et à l'eau (droite) (Blanchet, J-P and R. List, 1983).

1.2.3 La nucléation des cristaux

Le gel hétérogène et le gel homogène sont des processus de nucléation qui sont affectés par la composition chimique des noyaux glaçogènes. Nous avons vu à la section précédente que les aérosols d'acide sulfurique ne favorisent pas la nucléation hétérogène des cristaux. Le gel homogène est également altéré par la présence d'acide sulfurique sur les gouttelettes. En effet, l'acidification des gouttelettes cause une diminution de leur température de congélation. Or, pour une même température, le nombre de cristaux de glace est réduit.

En fait, Bertram et al. (1996) ont mesuré la température de gel homogène d'une gouttelette en fonction du pourcentage de la concentration d'acide sulfurique qu'elle contient. La figure 1.5 illustre les résultats obtenus au cours de cette expérience. Une gouttelette ayant une concentration d'acide sulfurique de 35% a une température de gel diminuée de 73K en comparaison à une gouttelette d'eau pure. L'expérience démontre l'importance des effets de l'acide sulfurique sur la température d'activation des noyaux glaçogènes dans l'atmosphère.

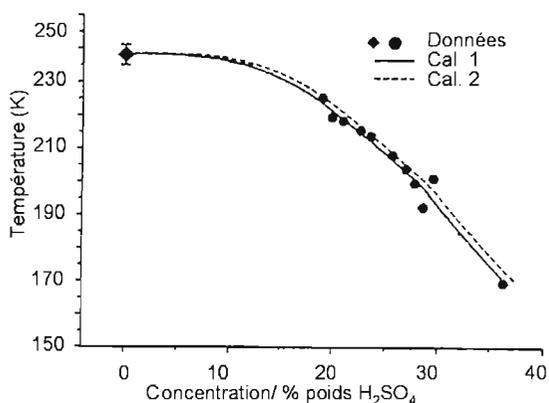


Figure 1.5 : Température de gel d'une gouttelette de 0,1 μm composée d'eau et d'acide sulfurique en fonction de la proportion d'acide contenu dans la gouttelette (ligne pleine) (tirée de Bertram et al. 1996).

1.3 L'effet de la rétroaction «déshydratation-effet de serre»

Blanchet et Girard (1994, 1995) proposent un nouveau forçage radiatif indirect des aérosols sur le bilan d'énergie de la basse troposphère pour tenter d'expliquer le refroidissement de surface pendant l'hiver Arctique. L'hypothèse regroupe plusieurs phénomènes qui considère aussi les autres anomalies observées dans cette région. Cet effet indirect implique la rétroaction entre la microphysique des aérosols et des nuages, la déshydratation de l'air et le rayonnement infrarouge. Dans cette étude, nous tentons d'appuyer cette hypothèse de travail : l'effet de la Rétroaction «Déshydratation-Effet de Serre» (RDES).

1.3.1 Description de l'hypothèse

La figure 1.6 montre un schéma illustrant la rétroaction déshydratation-effet de serre. Le processus débute avec l'acidification des aérosols, produite par mélange interne (figure 1.4), lors du transport d'aérosols des latitudes moyennes vers le pôle Nord. Les masses d'air des latitudes moyennes subissent cette acidification par le H_2SO_4 qui résulte en une diminution de la nucléation hétérogène de la glace (section 1.2.3). La nucléation homogène est aussi altérée, car la présence du H_2SO_4 fait décroître la température à laquelle la gouttelette gèle (figure 1.5).

Les processus de formation des cristaux de glace sont donc affectés par cette acidification. La conséquence immédiate sera une décroissance du nombre de cristaux de glace malgré un grand nombre de gouttelettes. Explicitement, dans un état de sursaturation par rapport à la glace, ce grand nombre de gouttelettes et ce petit nombre de cristaux vont accentuer l'effet Bergeron-Findeisen. L'état de sous-saturation par rapport à l'eau et de sursaturation par rapport à la glace provoque l'évaporation des gouttelettes d'eau et la déposition de la vapeur sur les cristaux. Les cristaux croissent donc plus rapidement.

Les conditions de la masse d'air en transformation sont donc propices au phénomène de la précipitation en ciel clair (PCC) (section 1.1.1), c'est-à-dire un petit nombre de cristaux ayant un grand diamètre. La PCC est de ce fait amplifiée puisque l'effet Bergeron-Findeisen persiste jusqu'à un état d'équilibre. Girard *et al.* (2005) ont montré un accroissement de plus de 50% de la fréquence des précipitations des cristaux de glace lorsque la proportion de masse d'aérosols acides est plus élevée que 20% de la masse totale des aérosols.

Le refroidissement radiatif des masses d'air continentales nécessite de la condensation et des précipitations (section 1.1.1). Puisque l'acide sulfurique favorise le processus de la PCC, le taux de refroidissement de la masse d'air est également haussé. Plus la masse d'air se refroidit rapidement, plus il y aura de la condensation et par conséquent moins de vapeur d'eau. Ce qui va intensifier la déshydratation de la masse d'air continentale lors de son entrée dans la région polaire.

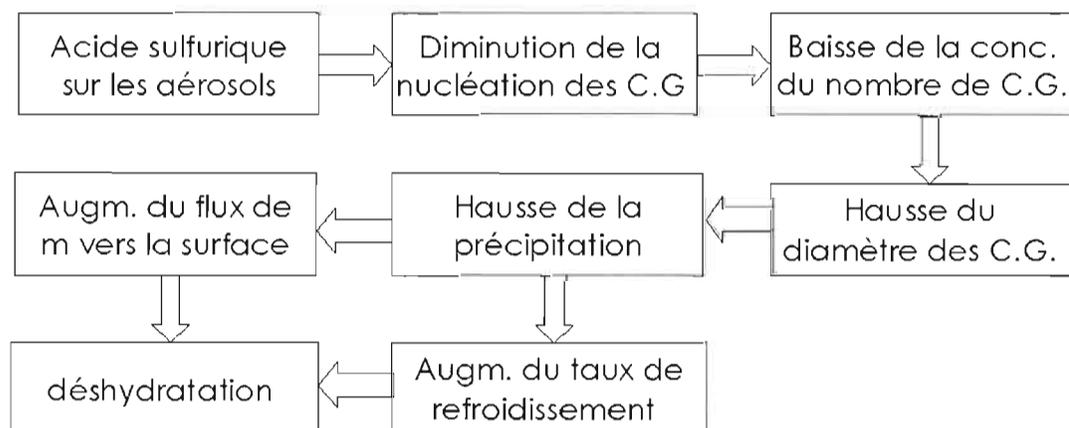


Figure 1.6 : Étapes du processus de la rétroaction déshydratation-effet de serre (C.G. signifie cristaux de glace).

L'accroissement du diamètre des cristaux de glace induit une plus grande vitesse terminale de chute des cristaux de glace. Combiné aux précipitations plus fréquentes, le flux de masse d'eau de l'atmosphère vers la surface est aussi augmenté. La masse d'air se retrouve donc dans un processus de déshydratation accélérée.

Ce processus de déshydratation accélérée est caractérisée par : 1) un faible rapport de mélange des cristaux de glace, et 2) une réduction de la quantité de vapeur d'eau. Premièrement, Girard (1994) montre que le refroidissement radiatif d'une colonne d'air est fonction de la quantité de cristaux de glace et de gouttelettes d'eau dans la basse troposphère. Bref, les hydrométéores absorbent efficacement le rayonnement infrarouge. Dans le contexte de l'hypothèse RDES, leurs faibles concentrations vont diminuer l'opacité de la basse troposphère et par le fait même le flux de rayonnement infrarouge de l'atmosphère vers la surface. De plus, la vapeur d'eau est le gaz à effet de serre le plus efficace. Une fois le rayonnement infrarouge absorbé, il émet une quantité importante de ce rayonnement vers le bas, agissant aussi comme un isolant thermique. Or, une quantité moindre de ce gaz va ainsi diminuer l'opacité de la basse troposphère et par conséquent réduire l'effet de serre.

La figure 1.7 montre un cycle de déshydratation d'une masse d'air causée par la baisse de la quantité de vapeur d'eau et par la diminution du rapport de mélange des cristaux de glace. Ces deux paramètres induisent une réduction de l'effet de serre de la masse d'air, qui est suivi d'un refroidissement de surface. Ce refroidissement est produit par un flux d'émission infrarouge vers le bas plus faible. Girard *et al.* (2005) montre un forçage radiatif de -9 W/m^2 causé par le taux de déshydratation produit lors d'un scénario d'aérosols acides en accord avec les observations.

Par rayonnement, le sommet de la couche de surface se refroidit puisque celle-ci est plus chaude que la couche au-dessus. Or, au sommet de la couche de formation des cristaux de glace, les pertes d'émissions infrarouges vont également décroître, en raison de la déshydratation expliquée ci-haut. Donc, il y aura un refroidissement de surface, mais un

réchauffement en altitude. Amenant un renforcement de l'inversion de température en surface durant la saison froide arctique.

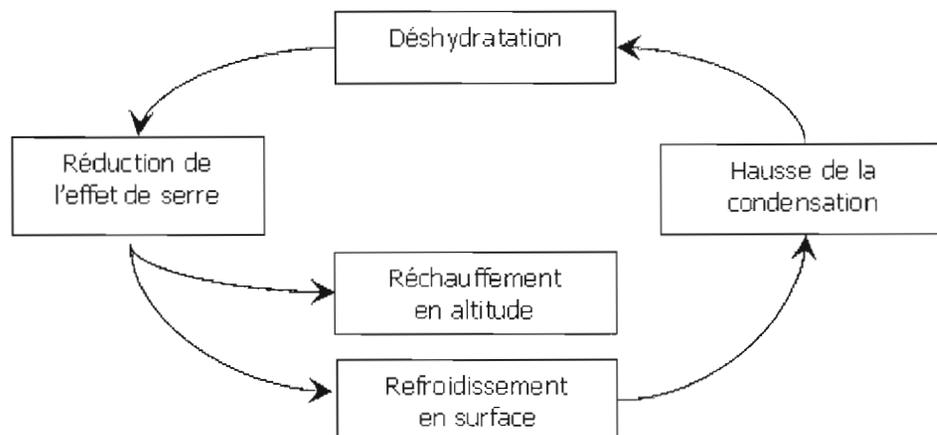


Figure 1.7 : Cycle de déshydratation.

Finalement, le refroidissement de surface accentue la condensation dans la basse troposphère. Le taux de déshydratation de la masse d'air s'amplifie et le cycle de déshydratation est intensifié. Il y a donc une rétroaction positive induisant une accélération de l'intensification de l'inversion de surface. Le processus de rétroaction est bien sûr effectif sur chaque transformation de masse d'air.

L'impact à grande échelle d'un refroidissement de surface dans la région arctique est l'accroissement du gradient de température entre le pôle et les latitudes moyennes. L'intensité des systèmes synoptiques est donc amplifiée, et par le fait même le transport des aérosols vers l'Arctique aussi.

1.3.2 Les études effectuées

L'hypothèse de la RDES est émise en 1994 par Blanchet et Girard. Depuis, plusieurs études ont été effectuées pour tenter de l'appuyer. Tout d'abord, Pavlovic (2001) implémente dans

NARCM tridimensionnel un schéma de nuages glacés pour permettre l'évaluation de la corrélation entre le taux de précipitation et la concentration de sulfates en Arctique pendant l'hiver. Il obtient bel et bien une corrélation significative entre la concentration de sulfates et les précipitations. Aussi, la simulation d'un cas acide, qui consistait à diminuer la température du gel homogène, a contribué à une formation de plus gros cristaux et une augmentation des précipitations.

Girard *et al.* (2005) ont grandement renforcé l'hypothèse en utilisant le modèle colonne LCM (NARCM 1D) avec les données d'Alert de 1990 à 1994. L'étude comporte trois scénarios où la composition d'aérosols diffère : 1) scénario A : 100% de sulfate d'ammonium, 2) scénario B : en concordance avec les observations, 3) scénario C : 100% d'acide sulfurique. Une réduction du flux infrarouge vers le bas à la surface de 9 et 28 W/m² a été observé pour les cas B et C respectivement. De plus, dans le scénario B, l'inversion de température de surface a été intensifiée de 2,7°C dont un refroidissement de 1,8°C en surface et un réchauffement de 0,9°C à 500 hPa. Tandis que dans le scénario C, une anomalie de la température de surface de -5,8°C a été obtenue.

L'utilisation du modèle NARCM tridimensionnel pour les études de Gagné (2006) et Stefanof (2007) ont permis d'approfondir les recherches sur l'effet RDES. Le transport d'aérosols était favorisé dans les deux cas, c'est-à-dire qu'ils ont simulé une période d'oscillation Atlantique Nord positive (section 1.1.2). De plus, ils ont simulé un scénario acide, qui consistait à une réduction maximale de trois ordres de grandeurs ($f_r=0,001$) la concentration des noyaux de glaciation en fonction de la concentration de sulfate.

Gagné (2006) ciblait l'interaction entre les hautes et les moyennes latitudes à l'effet RDES. Il a simulé le mois de janvier 1994, pour un domaine centré sur la région de la baie d'Hudson. Au nord du domaine, le secteur de l'île de Baffin montre une augmentation du taux de précipitation suivie d'une déshydratation importante. En effet, il obtient un forçage radiatif négatif de 3,2 W/m². Le refroidissement de cette région serait à l'origine d'une augmentation de l'activité cyclonique au niveau de la baie d'Hudson. Cette baisse de pression

aurait causé une amplification du couvert nuageux qui, par la suite, a induit un réchauffement de 2,7°C au-dessus de la zone d'intérêt. Dans ce cas, l'effet RDES engendre un renforcement de la zone barocline puisqu'il contribue au refroidissement du pôle Nord tout en réchauffant les latitudes moyennes.

Stefanof (2007) effectue une étude de sensibilité du climat arctique à l'effet RDES pour le mois de février 1990. Le domaine est centré sur l'océan Arctique. Il obtient un refroidissement maximal de 3°C près du pôle Nord qui est concordant avec une déshydratation atmosphérique de 12%. Ainsi, le travail de recherche de Stefanof (2007) permet d'appuyer l'hypothèse de la RDES. Cependant, dans les régions plus chaudes du domaine, l'augmentation de la concentration d'aérosols a eu pour effet de prolonger la durée de vie des nuages pour ensuite réchauffer ces régions.

Afin de poursuivre les recherches sur l'effet de la rétroaction déshydratation-effet de serre (RDES), cette étude porte sur deux hivers où les circulations atmosphériques s'opposent. C'est-à-dire que les années 1985 et 1995 ont des oscillations Atlantique Nord négatives et positives, respectivement. La comparaison de deux ensembles où le transport d'aérosols s'oppose va permettre d'analyser l'impact de différentes concentrations de sulfates à l'effet RDES. Les simulations des deux années choisies sont effectuées à l'aide du modèle NARCM tridimensionnel pour les mois de février et mars. Étant donné que les mois de janvier et février ont déjà été étudiés, les simulations du mois de mars avec des températures plus chaudes vont déterminer l'influence de la température dans ce processus de rétroaction. Également, le scénario acide est paramétrisé avec un facteur de réduction maximum de 0,08 pour représenter une faible diminution de la concentration de noyaux de glaciation en fonction de la concentration de sulfates. La réduction de la concentration de noyaux glaçogènes est faible comparativement aux études précédentes. La représentation d'une faible présence d'acide sulfurique va permettre d'étudier l'impact de la concentration de l'acide sulfurique à l'effet RDES.

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

2.1 Description du modèle NARCM

Le Northern Aerosols Regional Climate Model est le modèle régional du climat utilisé pour réaliser cette expérience. Il a été développé pour étudier l'impact des aérosols atmosphériques sur le climat dans les moyennes et les hautes latitudes de l'hémisphère Nord (Spacek *et al*, 2000). Il est constitué d'un module physique, d'un noyau dynamique, du Module d'Aérosols Canadien (MAC), en plus d'un schéma spécifique de la microphysique des nuages. Ces caractéristiques seront décrites dans cette section du chapitre. Il sera également question de l'implémentation d'un facteur de réduction de la concentration de noyaux glaçogènes en fonction de la concentration de sulfate qui est introduit dans le modèle NARCM pour étudier l'effet de la rétroaction déshydratation effet de serre.

2.1.1 Les paramètres physiques et dynamiques du modèle NARCM

Le noyau dynamique de NARCM provient du Modèle Régional Canadien du Climat (MRCC) (Caya et Laprise, 1999). Il résout et intègre les équations d'Euler tridimensionnelles non hydrostatiques à partir des méthodes semi implicite et semi Lagrangienne qui permet une flexibilité des échelles spatiales du modèle. Les variables atmosphériques du MRCC sont discrétisées à l'horizontale sur une grille de type C Arakawa avec une projection polaire stéréographique. Les coordonnées Gal-Chen (Gal-Chen et Somerville, 1975) sont utilisées

pour la discrétisation verticale. Les frontières latérales et le toit sont délimités par une zone éponge pour assurer un pilotage plus stable.

L'ensemble de la paramétrisation physique de NARCM est tiré de la deuxième génération du Modèle de Circulation Générale Canadien (MCGC) (McFarlane *et al.*, 1992). Les paramétrages de ce modèle comprennent la radiation solaire et terrestre, la convection et les nuages stratiformes, la force de traînée des ondes de gravités, les flux turbulents verticaux de la quantité de mouvement, de la chaleur, de la vapeur d'eau et des aérosols, en plus des processus de surface simulés par le schéma CLASS (Canadian Land Surface Scheme) (Verseghy *et al.*, 1991, 1993). Le schéma de la microphysique des nuages stratiformes qui a été incorporé à l'ensemble de la physique du modèle est celui de Lohmann et Roeckner (1996). La section 2.1.3 est consacrée à la description de ce schéma.

2.1.2 Le Module d'Aérosols Canadien

NARCM simule explicitement les aérosols avec 12 intervalles de tailles allant de 0.005 à 20.48 μm de rayon. Le Module d'Aérosols Canadien (MAC) représente les processus physiques et chimiques responsables de la composition et de la distribution de la taille des aérosols pour 5 types d'aérosols : le sel de mer, le sulfate, la suie, la poussière et le carbone organique (Gong *et al.*, 2003). En raison de la nature de cette recherche et par souci d'efficacité de temps de calcul, la version de NARCM utilisée pour cette étude comprend seulement 2 types d'aérosols ; soit le sulfate et le sel de mer. MAC paramétrise les processus physiques majeurs impliquant les aérosols, c'est-à-dire la production, la coagulation, la nucléation, la déliquescence, la déposition sèche et humide, l'activation, l'interaction entre les nuages et les aérosols à l'aide de processus microphysiques ainsi que les transformations chimiques agissant sur le soufre lors de processus en ciel clair ou dans les nuages (Gong *et al.*, 2003). Chacun de ces processus est paramétrés selon la taille des particules. Les sources d'aérosols incluses dans le module sont : le taux d'émission naturel et anthropique, et la production secondaire par transformations chimiques (Spacek *et al.*, 2000).

Gong *et al.* (1997a, 1997b) ont montré que le MAC représente bien la concentration et la grandeur des aérosols dans les secteurs marins et continentaux. MAC réussit également à bien modéliser, dans l'espace et dans le temps, la composition et la distribution de tailles des aérosols dans l'atmosphère arctique (Spacek *et al.*, 2000).

2.1.3 Le schéma de la microphysique des nuages stratiformes

Le schéma de la microphysique de NARCM est de Lohmann et Roeckner (1996). Il résout séparément les équations pronostiques pour les rapport de mélange liquide et solide. Dans ce schéma, la paramétrisation des processus de phase liquide est principalement basée sur Beheng (1994) et celle des processus de la phase mixte et de glace est de Levkov *et al.* (1992).

L'évolution temporelle du rapport de mélange de la vapeur d'eau, de l'eau du nuage et de la glace du nuage sont gouvernés par des équations pronostiques qui, outre les termes d'advection, dépendent des processus microphysiques suivant : la condensation de la vapeur d'eau sur les gouttelettes, l'évaporation de l'eau du nuage, la déposition de la vapeur d'eau sur les cristaux, la sublimation de la glace du nuage, l'évaporation de la pluie, la sublimation de la neige, l'auto conversion des gouttelettes du nuage, l'accrétion des gouttelettes du nuage par la pluie ou par la neige, l'accrétion des cristaux de glace par la neige, le gel homogène des gouttelettes, le gel hétérogène par immersion, le gel hétérogène par contact, le gel hétérogène par condensation des gouttelettes, l'aggrégation des cristaux de glace et la fonte de la glace du nuage. Les paramétrisations de tous ces processus microphysiques sont décrits par Lohmann et Roeckner (1996).

La fraction du couvert nuageux (b) dans ce schéma est une fonction empirique de l'humidité relative (Sundqvist *et al.*, 1989) et est donnée par .

$$b = 1 - \sqrt{1 - b_0} \quad \text{où} \quad b_0 = \frac{(r - r_0)}{(1 - r_0)}$$

2.1

où r est l'humidité relative moyenne au point de grille et r_0 est une valeur seuil de r qui dépend de l'altitude tel que proposé par Xu et Krueger (1991). Ainsi la croissance des gouttelettes d'eau par condensation ou la croissance des cristaux de glace par déposition a lieu si $r > r_0$.

L'accroissement des cristaux de glace par la déposition de la vapeur d'eau est paramétrisé pour des températures inférieures à -35°C . Pour ce qui est des températures supérieures à -35°C , la déposition de la vapeur d'eau a seulement lieu si les cristaux sont déjà présents dans le nuage. La nucléation hétérogène des cristaux est conditionnelle à la présence des gouttelettes à des températures plus élevées que -35°C . Ainsi, la nucléation des cristaux par déposition de vapeur d'eau n'est pas représentée dans le modèle. Seules les nucléations hétérogènes par immersion, contact et condensation sont possibles à des températures supérieures à -35°C .

La concentration du nombre de gouttelettes de nuage (CNGN) est déterminée selon une relation empirique qui est fonction de la masse d'aérosols sulfatés (mSO_4^{2-}) suivant Boucher et Lohmann (1995). Les valeurs mensuelles moyennes de mSO_4^{2-} utilisées dans ce paramétrage ont été obtenues à partir de simulations du cycle de soufre avec le modèle de circulation générale ECHAM (Feichter *et al.*, 1996). Plusieurs sources ont été utilisées pour la cueillette des données de mSO_4^{2-} , CCN et CNGN permettant une variété de sites continentaux et maritimes, avec de l'air propre et pollué, pour diverses situations météorologiques. À partir de ces simulations, deux relations empiriques reliant la CNGN et la mSO_4^{2-} ont été développées, soit une pour les nuages maritimes et une deuxième pour les nuages continentaux :

$$CNGN^{cont} = 10^6 \cdot 10^{2.24+0.257 \log(mSO_4^{2-})} \quad 2.2$$

$$CNGN^{mar} = 10^6 \cdot 10^{2.06+0.48 \log(mSO_4^{2-})} \quad 2.3$$

Dans nos simulations, mSO_4^{2-} est une variable pronostique fournie par le module MAC.

2.1.4 Implémentation d'un facteur de réduction de la concentration de noyaux glaçogènes dans le modèle NARCM

L'effet rétroaction déshydratation-effet de serre dans le modèle NARCM est évalué grâce à l'implémentation d'un facteur de réduction de la concentration des noyaux glaçogènes en fonction de la concentration de sulfates. La diminution de la concentration de noyaux glaçogènes est décrite par une fonction exponentielle basée sur les observations de Borys (1989). Girard *et al.* (2005) ont proposé que la réduction de la concentration de noyaux glaçogènes soit formulée en fonction de la concentration de sulfate comme suit :

$$F_r = 10^{-B \cdot [mSO_4]} \quad 2.4$$

où F_r est le facteur de réduction de noyaux de glaciation, $[mSO_4]$ est la concentration de sulfate et B est une constante choisie pour que le facteur de réduction soit maximal lorsque la concentration de sulfate maximale est atteinte dans la simulation (Girard et Stefanof, 2006).

La relation (2.4) a été développée à partir des trois hypothèses suivantes énoncés par Girard *et al.* (2005) :

- 1) La proportion de la masse d'acide sulfurique par rapport à la masse totale des aérosols observée à Alert est similaire à celle d'une masse d'air échantillonnée par Borys (1989).
- 2) L'acide sulfurique est responsable de la diminution de la concentration de noyaux glaçogènes.

- 3) La concentration de noyaux de glaciation décroît exponentiellement avec la concentration d'acide sulfurique.

Pour notre étude, la constante $B = 3 \cdot 10^8$ et le facteur de réduction maximal est fixé à $F_r = 0,08$. Il est plus grand que celui utilisé par Gagné (2006) et par Stefanof (2007) où F_r avait une valeur maximale de 0,001. L'un des objectifs de cette étude est d'évaluer l'impact d'une faible diminution de la concentration de noyaux de glaciation sur le climat arctique.

La décroissance de la concentration des noyaux glaçogènes est induite dans le modèle de sorte que le taux de gel hétérogène des gouttelettes est diminué par les aérosols sulfatés ($Q_{\text{totalx}}^{\text{perturbé}}$). Il s'agit simplement de multiplier le facteur de réduction (F_r) avec les noyaux de glaciation totaux (Q_{totalx}) formés par le gel hétérogène par condensation des gouttelettes (Q_{frs}), par immersion (Q_{frs}) et par contact (Q_{frc}) tel qu'illustré dans l'équation (2.5). Ces trois processus microphysiques sont énoncés mathématiquement dans l'article de Lohmann et Roeckner (1996).

$$Q_{\text{totalx}}^{\text{perturbé}} = F_r Q_{\text{totalx}} = F_r (Q_{\text{frs}} + Q_{\text{frc}}) \quad 2.5$$

2.2 Configuration de l'expérience

2.2.1 Le domaine d'étude

La région d'intérêt pour cette étude est l'océan Arctique. Toutefois, puisque le modèle maintient la concentration d'aérosols aux frontières nulle tout au long de l'intégration, il est nécessaire d'englober les principales sources de dioxyde de soufre situées en Europe afin de bien représenter le transport des aérosols vers le pôle Nord (section 1.1.2) (voir figure 2.1).

La distribution spatiale des aérosols en Arctique est fortement dépendante de la circulation atmosphérique à grande échelle. En général, la présence d'un système dépressionnaire centré sur l'Islande engendre un apport important d'aérosols provenant de l'Europe dans la région polaire. De ce fait, les régions aux alentours de l'Islande doivent être comprise dans la zone étudiée.

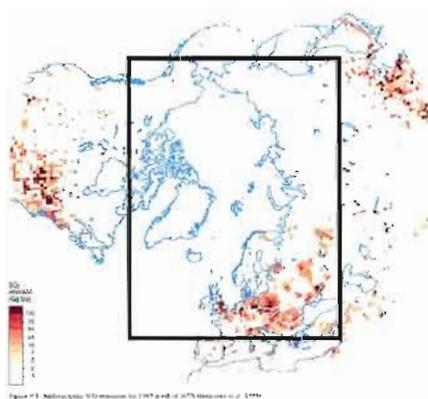


Figure 2.1: Émissions anthropiques de SO_2 en 1985 au Nord du 30°N (AMAP,1998). Le carré noir délimite la zone d'intégration qui comprend les sources principales de SO_2 .

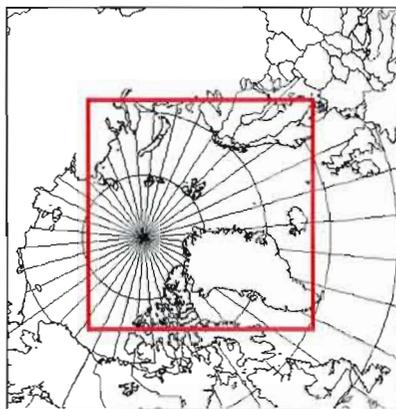


Figure 2.2 : Domaine d'intégration comprenant la zone pilotée délimité par le carré rouge.

La figure 2.2 montre le domaine qui comprend tout l'océan Arctique, une bonne partie de l'Europe et de l'océan Atlantique Nord, l'Islande, le Groenland ainsi que le nord du Canada. La grille polaire stéréographique est carrée et contient 69 par 69 points de grille incluant une zone éponge de 9 points de grille. Pour s'assurer que la zone éponge n'influence pas le domaine libre, 6 points de grille supplémentaires ont été soustraits au domaine libre pour l'analyse des résultats. La résolution spatiale est de 100 km engendrant un domaine de 6 900 par 6 900 km avec un domaine libre de 3 800 par 3 800 km. La grille est centrée à 79° latitude et 360° longitude. Le domaine comprend 22 niveaux verticaux allant de 1000 mb à 10 mb. Le pas de temps est de 20 minutes et le temps de relaxation est de 1 mois, pour permettre aux aérosols de bien se disperser dans tout le domaine. L'archivage de données est effectué aux 6 heures.

2.2.2 Les conditions initiales et aux frontières

Le modèle NARCM nécessite avant tout une période de pilotage pour générer les conditions initiales et aux frontières latérales requises pour tous les niveaux de pression durant toute l'intégration. Ces conditions initiales et aux frontières proviennent des données météorologiques analysées (simulation de l'année 1985) et réanalysées (simulation de l'année 1995) du National Center for Environmental Prediction (NCEP). Les deux ensembles de simulations ont des données initiales et aux frontières distinctes. Pour cause d'erreur dans le fichier de données réanalysées de 1985, nous avons été contraint d'utiliser les données analysées pour cet ensemble.

Les données analysées sont interpolées sur une grille longitude/latitude de résolution spatiale de 2,5° par 2,5° sur 12 niveaux de pression pour les paramètres suivants : la température de l'air, le géopotential, l'humidité spécifique, la divergence et le tourbillon absolu. Tandis que les données réanalysées sont disponibles sur une même grille qui comprend toutefois 17 niveaux de pression pour les variables suivantes: la température de l'air, le géopotential, la pression au niveau moyen de la mer, l'humidité relative, les

composantes du vent horizontal et vertical (u, v, w) et le tourbillon. La résolution temporelle des données analysées est de douze heures et de six heures pour les données réanalysées.

Les valeurs à la surface sont initialisées par une climatologie de données mensuelles moyennes sur une grille de résolution spatiale de 1° par 1° , en provenance du Centre Canadien de la Modélisation et de l'Analyse Climatique. Par ailleurs, les données de la concentration de la glace de mer (SIC) et de la température de surface de la mer (SST) proviennent de Atmospheric Model Intercomparaison Project (AMIP), qui incluent les valeurs mensuelles pour une grille de résolution spatiale également de 1° par 1° .

Lors de l'expérience, les sources et les puits des aérosols sulfatés et les sels de mer sont simulés dans le modèle NARCM. Ils sont fixés à 0 kg/kg initialement et NARCM génère ensuite l'émission et la propagation des aérosols dans le domaine durant le «spin-up». Aux frontières latérales, la concentration des aérosols reste nulle tout au long de l'intégration. Le choix du domaine est donc important puisqu'il doit prendre en considération les sources importantes d'émissions d'aérosols pour qu'elles soient modélisées.

Plus précisément, la représentation des émissions atmosphériques de sels de mer est calculée suivant une fonction développée par Gong *et al.* (1997a) et les sources naturelles de sulfates (DMS et H_2S) sont fournies par les bases de données de Bates *et al.* (1992) pour le H_2S et par Kettle *et al.* (1999) pour le DMS. Les émissions anthropiques de dioxyde de soufre et de sulfate (SO_2 et SO_4^{2-}) sont du GEIA 1985 (Global Emission Inventory Activity) (Benkovitz *et al.*, 1996).

2.2.3 L'étude de sensibilité

Jusqu'à maintenant, des recherches sur la sensibilité du climat à l'effet RDES ont été effectuées sur les mois de février 1990 et de janvier 1994 (Stefanof, 2007; Gagné, 2006). Deux hivers où l'indice d'oscillation Atlantique Nord (OAN) était positif. Ce patron de circulation générale favorise le transport des aérosols émis en Eurasie vers la région polaire.

De plus, ce sont des mois d'hiver qui ont été étudiés, car les températures froides et les grandes concentrations d'acide sulfurique sont des conditions favorables pour l'effet RDES (section 1.1-1.2) (Girard *et al.*, 2005).

Les recherches de Stefanof (2007) sur février 1990 dans la région polaire, exactement le même domaine que pour cette étude, ont bel et bien appuyés l'hypothèse RDES avec l'obtention d'une zone de refroidissement en concordance avec une déshydratation. La circulation atmosphérique favorisait le transport des sulfates dans les régions froides de l'océan Arctique déclenchant ce processus de rétroaction.

Le travail de recherche effectué par Gagné en 2006, sur le mois de janvier 1994, ciblait l'interaction entre la zone polaire et les latitudes moyennes à l'effet RDES, spécifiquement dans la région de la baie d'Hudson. La saison choisie était également durant une période d'oscillation Atlantique Nord positive. Les résultats obtenus par Gagné (2006) montre un accroissement du couvert nuageux suivi d'un réchauffement au-dessus de la baie d'Hudson. Dans ce cas, l'effet RDES a pour cause de renforcer la zone barocline puisqu'il contribue au refroidissement du pôle Nord tout en réchauffant les latitudes moyennes.

La présence du facteur de réduction et les températures froides de janvier et de février provoque une atténuation exponentielle de la concentration de noyaux glaçogènes. La figure 2.3 montre qu'un facteur de réduction d'une valeur de 0,1 a un impact considérable sur la concentration de noyaux glaçogènes lorsque la température diminue. Stefanof (2007) et Gagné (2006) ont implémenté dans le modèle un facteur de réduction cent fois plus petit que celui de la figure 2.3 pour représenter un milieu très acide. Les deux mois simulés ont permis d'étudier la plage de température entre -25°C et -35°C qui subissaient une forte réduction de la concentration de noyaux glaçogènes.

Concentration de noyaux glaçogènes en fonction de la température lorsqu'il y a saturation par rapport à l'eau

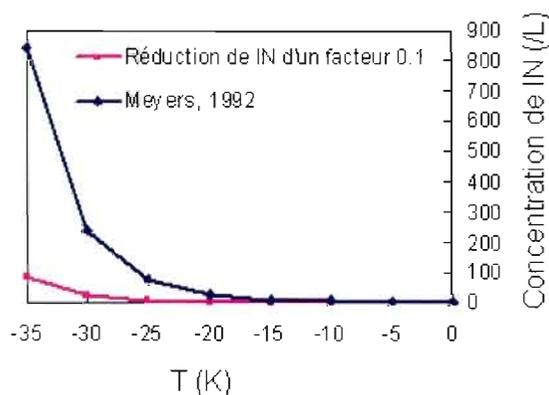


Figure 2.3: Impact du facteur de réduction sur la concentration des noyaux glaçogènes.

Dans cette étude, nous poursuivons et approfondissons l'investigation de l'effet RDES. Plus spécifiquement, l'influence du patron de circulation atmosphérique (OAN+ et OAN-) et des températures plus élevées sur l'effet RDES sont investigués. Par conséquent, on étudie deux années (1985 et 1995) où les indices OAN diffèrent et engendre des concentrations d'aérosols très différentes au-dessus de l'Arctique. De sorte que la situation synoptique en 1995 est favorable aux transports d'aérosols de l'Europe vers le pôle (OAN+), inversement à 1985, où un système anticyclonique au-dessus de l'océan Arctique (OAN-) n'est pas favorable au transport des aérosols vers l'Arctique. Pour chacune de ces deux années, ce sont les mois de février et mars qui seront analysés. L'intégration du mois de mars va permettre de mieux comprendre le rôle de la température dans la phénoménologie de l'effet RDES. Les températures variant de -10°C à -35°C seront ainsi étudiées, évaluant l'impact du facteur de réduction sur la concentration de noyaux glaçogènes pour une plus grande plage de température. Les températures plus chaudes du mois de mars, illustrées à la figure 2.3, montrent le début de la décroissance de la concentration des noyaux glaçogènes, où l'effet est faible mais présent.

Les deux ensembles distincts simulés sont: 1) février et mars 1985, 2) février et mars 1995. Le projet consiste à réaliser des paires de simulations pour chaque ensemble. Pour les

mêmes conditions initiales d'un ensemble, deux simulations sont effectuées dans des milieux différents. Dans le premier cas, nommé milieu de référence, le modèle n'a aucun changement, toutefois dans le second, nommé milieu perturbé, le modèle est modifié. Cette perturbation introduite dans NARCM, est en fait l'impact des aérosols sulfatés sur la concentration des noyaux glaçogènes qui est concrétisé par le facteur de réduction des noyaux glaçogènes en fonction de la concentration des sulfates (section 2.1.4).

2.2.4 La technique d'ensemble

A priori, il s'avère nécessaire de faire la distinction entre le signal du climat et la variabilité interne du modèle. Le climat arctique est caractérisé par une grande variabilité interne particulièrement durant l'hiver (Rinke *et al.*, 2004, Girard et Bekcic, 2005). Pour ce faire, plusieurs simulations pour un même ensemble sont nécessaires afin de départager la variabilité interne du modèle du signal de l'effet RDES obtenu. La technique d'ensemble utilisée consiste à faire varier les conditions initiales de 12 heures d'intervalles entre chaque simulation. Le temps de relaxation est donc modifié et non le temps d'intégration. Rinke et Dethloff (2000) ont conclu qu'un ensemble comportant 4 simulations, où les conditions initiales différaient, suffisait pour obtenir une faible valeur de la variance. Que ce soit pour 4 ou 8 simulations, la variance calculée entre les moyennes d'ensemble et les moyennes mensuelles, était sensiblement la même. Il y a donc convergence de la variance, après un ensemble de 4 simulations, signifiant la stabilisation de la variabilité interne du modèle.

Ceci étant dit, limité par la contrainte du temps de calcul, nous avons fait 4 simulations pour chaque ensemble suivi d'une cinquième pour nous assurer qu'il y avait bel et bien convergence du signal, ce qui a été le cas. Les calculs de la variance effectués pour connaître la variabilité interne de NARCM se situent dans la quatrième section de ce chapitre.

2.3 Validation du modèle

La validation du modèle comprend la comparaison des simulations avec les données d'observations. Les paramètres importants que nous avons considérés pour valider le modèle sont les moyennes mensuelles de: la température de l'air en surface (T), la pression au niveau de la mer (PNM) et le géopotential à 500mb (PHI). Ces variables obtenues pour chaque ensemble de simulation (février et mars de 1985 et 1995), sont comparées avec les données d'observations NCEP ou avec les données du International Arctic Buoy Program (IABP).

La figure 2.4 montre la différence pour la température de l'air en surface entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour les mois de février et mars dans le domaine qui inclut la zone pilotée. Les valeurs se situent en général entre 2°C et -2°C. Le biais moyen de la grille est de -1,47°C pour février et de -1,42°C pour mars, comparativement à Stefanof qui a obtenu une valeur moyenne de -3,82°C pour février 1990. Également, une étude de Rinke *et al.* (2000) avec le modèle HIRHAM au-dessus de l'Arctique calculait un écart moyen de -2,80°C pour janvier 1990. Ce biais moyen apparaît raisonnable lorsque comparé à ces autres études.

Une sous-estimation de T plus substantielle de -10,9°C en février et de -13,1°C en mars, est obtenue localement au-dessus de la mer du Groenland. L'hypothèse émise pour expliquer cette différence est reliée à la variabilité intra mensuelle de la couverture de glace. La figure 2.5 illustre les grandes variations journalières de la couverture de glace par rapport à la moyenne mensuelle pour février et mars 1995 dans cette région. Par conséquent, on constate que la moyenne mensuelle de la couverture de glace à cet endroit est peu représentative des données journalières. Or, les moyennes mensuelles de la couverture de glace sont utilisées dans nos simulations. Selon Parkinson *et al.* (2001), une variation de plus ou moins 7% dans la couverture journalière de la glace induit une erreur s'élevant à 6°C et plus de la température régionale simulée.

La moyenne mensuelle de la PNM pour février 1995 est sous-estimée par rapport aux observations NCEP de 8 hPa dans l'archipel François-Joseph et dans les Terres du Nord. Cette différence est en concordance avec une anomalie positive de la température de l'air en surface. La dilatation de l'air causée par les températures plus élevées, induit un creusage en surface. Aussi au niveau de l'Europe de l'Ouest, il y a une surestimation de la PNM qui oscille entre 4 et 6 hPa.

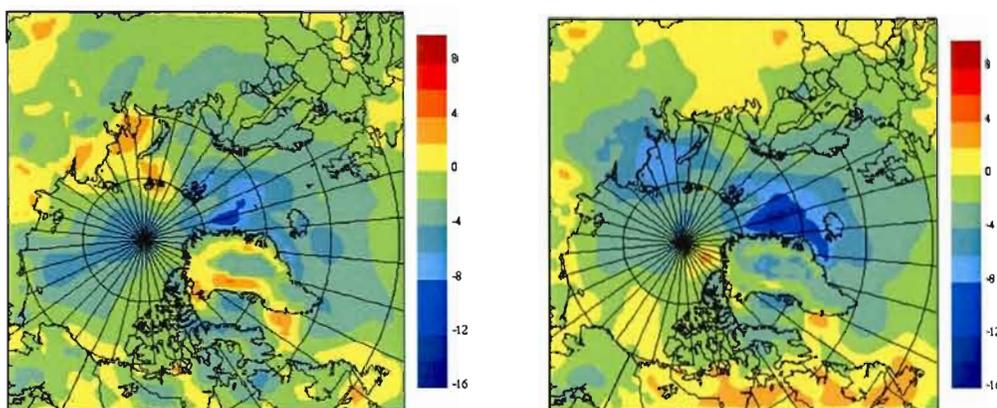


Figure 2.4 : Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la moyenne mensuelle de la température de l'air en surface en février (gauche) et mars (droite) 1995.

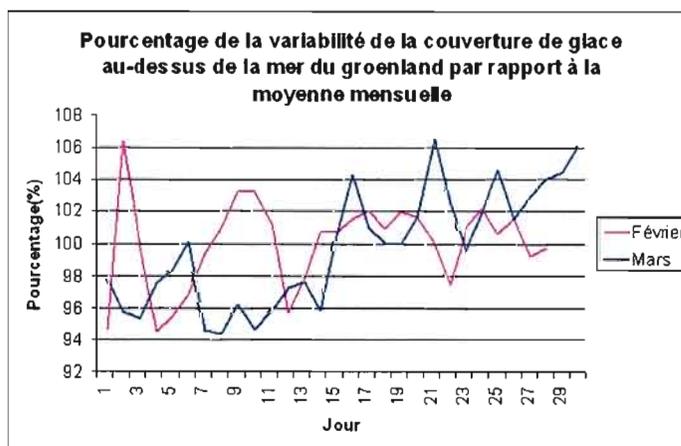


Figure 2.5 : Pourcentage de la variabilité de la couverture de glace observée au-dessus de la mer du Groenland par rapport à la moyenne mensuelle en fonction des jours du mois de février et de mars 1995.

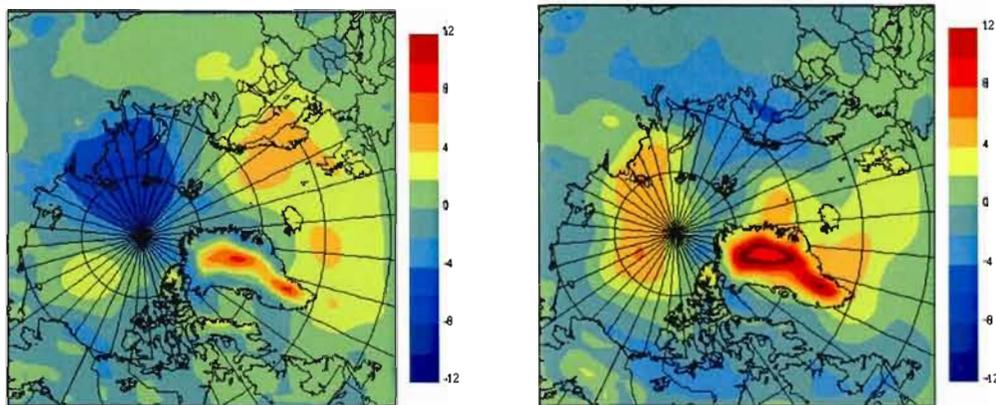


Figure 2.6 : Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en février (gauche) et mars (droite) 1995.

Autant en février qu'en mars, il y a une surestimation démarquée de la PNM au Groenland qui est en grande partie causée par la topographie et l'extrapolation pour calculer la PNM. Globalement, le modèle a relativement bien représenté les observations avec des écarts entre 2 et -2 hPa.

Pour les deux mois étudiés, la figure 2.7 illustre la hauteur de géopotential à 500 hPa, qui est amplifiée de 4 à 6 dam dans l'océan Arctique au nord de la mer de Beaufort. En plus, une portion importante du domaine est sous-estimée de la part du modèle avec des minimums allant jusqu'à $-9,2$ dam dans la mer de Barents et dans la mer du Groenland, la circulation atmosphérique et le transport d'aérosols sont donc surestimés. La source de ce biais provient, pour les deux mois, de l'anomalie négative de la température de l'air en surface dans la mer du Groenland. En surface, la densité de l'air augmente en raison des températures plus faibles, ayant pour effet de réduire la hauteur du géopotential. Toutefois, en général, les différences oscillent entre -5 dam à 5 dam.

La validation du modèle de la température de l'air en surface pour février et mars de 1985 s'avère en désaccord avec les réanalyses NCEP, surtout au niveau de l'océan Arctique. Des écarts importants d'environ -15°C sont calculés pour les 2 mois dans la région de la mer de Beaufort. Cependant, les données IABP s'apparentent bien aux sorties du modèle. Outre la

région de la mer de Beaufort, les écarts moyens de température pour tout le domaine sont raisonnables avec des valeurs de $-2,91^{\circ}\text{C}$ et de $-1,93^{\circ}\text{C}$, pour février et mars respectivement.

En février 1985, une surestimation de la PNM de 6 à 9 hPa, au-dessus de la mer du Groenland, avec les données NCEP est réduite à un écart de 5 hPa avec les données IAPB. De plus, la hauteur du géopotential à 500 hPa est sous-estimée de -10 dam en Europe de l'Ouest. Néanmoins en mars 1985, les variables de la pression au niveau de la mer et la hauteur du géopotential à 500 hPa ont bien été représentés par le modèle. L'appendice B est consacré à l'analyse détaillée de la validation du modèle des trois champs pour les mois de février et mars 1985.

De façon globale, le modèle reproduit raisonnablement bien les mois simulés pour les variables examinées. Les écarts entre les analyses et les observations demeurent acceptables dans le contexte d'une étude de sensibilité. Les valeurs d'écarts sont semblables à celles obtenues par Rinke, Lynch et Dethloff (2000) avec le modèle HIRHAM au-dessus de l'Arctique.

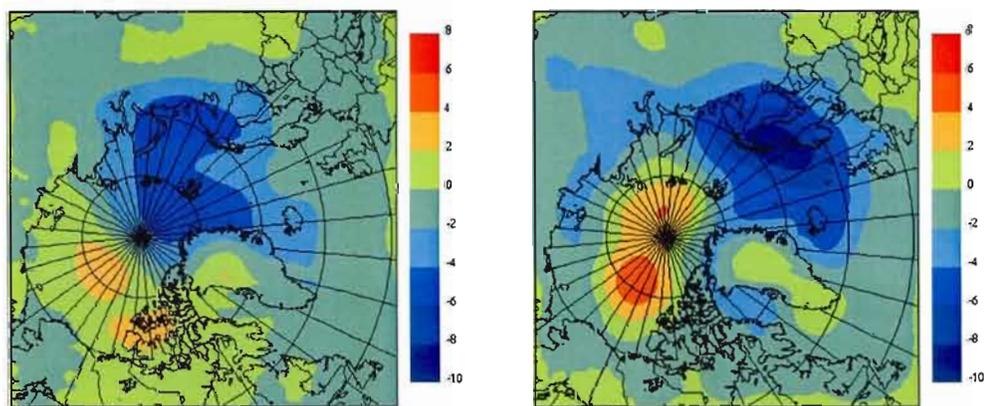


Figure 2.7: Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la moyenne mensuelle de la hauteur du géopotential à 500mb en février (gauche) et mars (droite) 1995.

2.4 La variabilité interne du modèle

Les calculs de la variabilité interne du modèle sont définis par la variance entre chaque membre de l'ensemble et la moyenne de celui-ci. Soit la moyenne d'une variable ($X_{i,j}$) au point de grille (i, j) obtenue pour la simulation k d'un ensemble de n éléments ($n=5$) (Stefanof, 2007) :

$$\bar{X}_{i,j} = \frac{\sum_{k=1}^n X_{i,j,k}}{n} \quad 2.6$$

Cette moyenne de tous les éléments d'un ensemble ($\bar{X}_{i,j}$) nous permet de calculer la variance d'un échantillon non-biaisé ($s_{i,j}^2$) qui représente la variabilité interne de la variable $X_{i,j}$:

$$s_{i,j}^2 = \frac{\sum_{k=1}^n (X_{i,j,k} - \bar{X}_{i,j})^2}{n-1} \quad 2.7$$

Les valeurs de $s_{i,j}^2$ calculées pour chaque point de grille nous permettent de faire une moyenne spatiale telle que :

$$s^2 = \frac{\sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} s_{i,j}^2}{N_x \cdot N_y} \quad 2.8$$

Le cas de référence est utilisé pour faire ces calculs statistiques. Ils sont effectués pour la température de l'air en surface, un paramètre dont la variabilité est grande (Girard et Bekcic, 2005). L'objectif est de converger vers une valeur de s^2 entre les n simulations. La valeur de s^2 ainsi obtenue est représentative de la variabilité interne du modèle.

Le tableau 2.1 montre les valeurs de variances obtenues pour chaque ensemble de simulation. On constate qu'il semble y avoir convergence des valeurs de s^2 plus le nombre de simulations se rapproche de 5. Pour en s'assurer, il aurait fallu faire des ensembles plus grands. Mais, les contraintes liées au temps de calculs nous empêchent de faire des ensembles plus grands.

À titre de comparaison, Stefanof (2007) a calculé une variance $s^2 = 2,6$ en simulant le mois de février 1990 en faisant des ensembles de 12 simulations sur le même domaine. Bien que Stefanof n'ait pas simulé la même année, les variances obtenues pour nos ensembles semblent raisonnables lorsqu'on se réfère aux résultats de Stefanof.

Tableau 2.1: Les variances calculées pour chaque ensemble en fonction du nombre de simulation réalisée (k).

Ensemble		Variance calculée (s^2) en fonction du nombre de simulation			
Année simulée	Mois simulé	k=1, 2	k=1,2,3	k=1,2,3,4	k=1,2,3,4,5
1985	Février	0,57	0,51	0,72	0,67
1985	Mars	0,81	0,74	1,04	0,97
1995	Février	2,49	2,46	2,10	2,15
1995	Mars	2,11	2,88	2,65	2,31

2.5 Test statistiques appliqués aux résultats

Le test statistique nous permet de nous assurer d'un signal non nul avec une confiance de 95%. Ce signal non nul recherché est celui produit par la réduction de la concentration de noyaux glaçogènes. En effet, la différence entre les deux cas (référence et perturbé) est causée en partie par la variabilité interne du modèle et en partie par la baisse de noyaux glaçogènes.

Il suffit de supposer que la différence entre les moyennes des deux milieux est nulle, bref qu'elles soient égales. Cette hypothèse est rejetée lorsque la différence entre les deux moyennes n'est pas comprise dans l'intervalle de confiance, borné à 5 % dans notre cas (Gagné, 2006).

Voici la distribution de Student nécessaire aux calculs du niveau de confiance qui doit égaliser la valeur critique établit par les lois de T-Student :

$$T = \frac{\bar{X}_{ptb} - \bar{X}_{réf}}{\sqrt{\left(\frac{1}{n_{réf}} + \frac{1}{n_{ptb}}\right) \left(\frac{(n_{réf} - 1)s_{réf}^2 + (n_{ptb} - 1)s_{ptb}^2}{n_{réf} + n_{ptb} - 2}\right)}} \approx T_{n_{réf} + n_{ptb} - 2, \alpha} \quad 2.9$$

$$\text{où } \bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^{N_x} \sum_{j=1}^{N_y} \bar{X}_{i,j}}{N_x \cdot N_y}$$

Les indices *ptb* et *réf* signifie les cas perturbé et de référence respectivement. \bar{X} est la moyenne d'échantillon spatiale d'une variable, s^2 désigne la variance d'échantillon spatiale

d'un ensemble et n signifie le nombre d'éléments dans l'ensemble. Pour un niveau de confiance de 95% ($1 - \alpha = 0.95$), la valeur critique $T_{n_{ref} + n_{pit} - 2, \alpha}$ est de 1.86 (Bélisle et Desrosiers, 1985). L'hypothèse est acceptée lors des conditions suivantes : $T \leq T_{n_{ref} + n_{pit} - 2, \alpha}$ et $T \geq -T_{n_{ref} + n_{pit} - 2, \alpha}$.

La figure 2.8 montre un exemple du test de T-Student appliqué au champ de la différence de température de surface entre les deux cas. Ce qui nous permet de connaître les variations de T qui sont comprises dans l'intervalle de confiance. Visualisons les domaines significatifs que nous avons obtenus pour l'année 1995 (voir appendice C pour l'année 1985). Les régions blanches sont significatives contrairement aux zones grises qui ne le sont pas.

L'image du mois de février 1995 nous indique que les secteurs de la mer de Barents ainsi que la mer de Kara, incluant la Nouvelle Zemble, sont significatifs. Cette région sera analysée dans le prochain chapitre. Par contre, la carte du mois de mars 1995 comprend de grandes surfaces grises qui impliquent qu'il y a peu de région dont nous pouvons tenir compte.

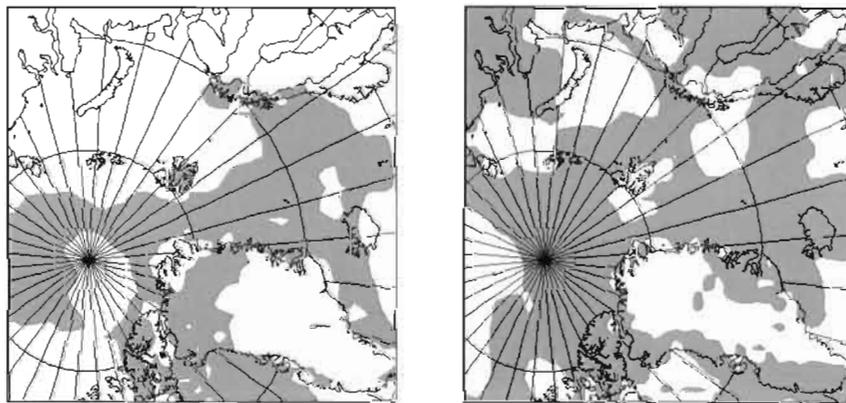


Figure 2.8: Domaine significatif de février (à gauche) et de mars (à droite) 1995 calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

CHAPITRE III

DESCRIPTION ET ANALYSE DES RÉSULTATS

Ce chapitre est séparé selon deux principaux volets : la description des résultats et l'analyse. La première partie débute avec un survol de la situation climatique de chacune des années d'étude (1985 et 1995), et se poursuit avec la description des anomalies importantes obtenues. Dans la deuxième section, nous montrons que l'hypothèse de la RDES est non vérifiée, suivi d'une comparaison avec l'expérience de Stefanof (2007) pour tenter d'en comprendre les raisons. Ensuite, une analyse microphysique plus poussée nous permet d'avancer une hypothèse afin d'expliquer la raison pour laquelle ces résultats sont obtenus. L'implication des résultats obtenus sur le bilan radiatif de surface est par la suite analysée, de même que l'étude d'un cas en particulier.

3.1 Description des résultats

Les tests statistiques effectués sur nos résultats nous permettent de concentrer notre analyse sur les régions statistiquement significatives. Dans la plupart des cas, nous utiliserons l'anomalie d'un paramètre pour visualiser les résultats obtenus. L'anomalie correspond à la différence d'une variable entre le milieu perturbé et le milieu de référence.

La description des résultats est subdivisée en deux parties : 1) les mois de février 1985 et 1995, 2) les mois de mars 1985 et 1995. Cette répartition permet de comparer les différences engendrées par les circulations atmosphériques opposées pour un même mois. L'appendice A représente une carte de la région arctique comprenant les régions citées dans ce chapitre.

3.1.1 Situation climatique du scénario de référence pour les mois de février et mars 1985

Dans le milieu de référence, les conditions synoptiques sont relativement distinctes entre les mois de février et de mars 1985. La figure 3.1 illustre la moyenne mensuelle de la température de l'air en surface pour les mois de février et mars 1985. Le gradient méridional de température est plus accentué dans le cas du mois de mars. On remarque aussi des différences importantes entre les deux mois surtout dans le secteur de la mer de Barents, de la Nouvelle Zemble et du Nord de l'Europe. Dans ces régions, les écarts de température de l'air en surface entre les mois de février et de mars vont jusqu'à 10°C.

La figure 3.1 nous permet également de constater que les régions très froides, sous les -25°C , se situe près du pôle Nord géographique et de la mer de Beaufort. Contrairement aux régions entourant la Nouvelle Zemble, la mer de Kara, la mer de Barents et les Terres du Nord, qui ont des températures plus chaudes avec des valeurs qui varient de -10 à -25°C .

D'autre part, la saison hivernale de 1985 est caractérisée par une circulation de type OAN négatif, avec un faible système dépressionnaire centré sur l'Islande (section 1.1.2). En février 1985, on remarque un faible creux dépressionnaire au-dessus de la mer de Norvège induisant un apport de masse d'air du sud dans le secteur de la mer de Barents (voir figure 3.2). Il y a également une zone d'anticyclonisation au niveau de la mer de Kara qui coïncide avec des vents divergents. La figure 3.3 montre la pression au niveau de la mer en plus des vents horizontaux moyens du mois de mars 1985. Cette fois-ci, on remarque plutôt un très faible gradient méridional de pression sur tout le domaine provoquant une circulation presque zonale au Nord de l'Europe. En raison de cette faible zone barocline au-dessus de la région polaire, la vitesse des vents est aussi réduite.

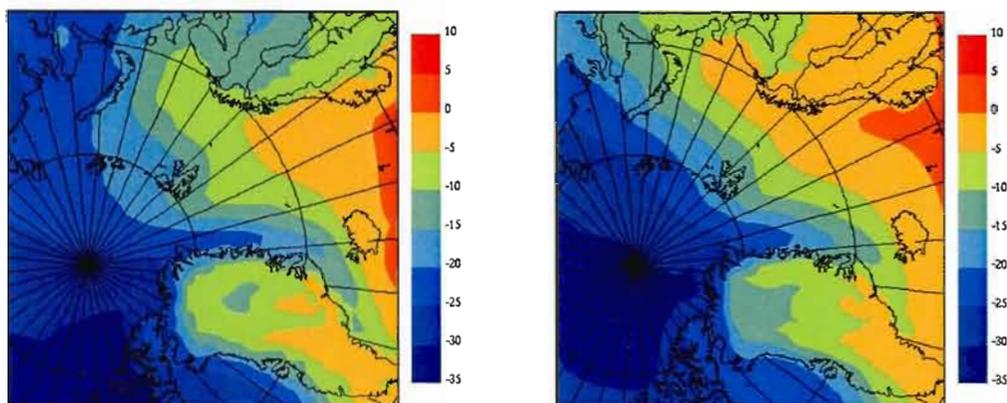


Figure 3.1: Moyenne mensuelle de la température de l'air en degrés Celsius (°C) à 1000mb pour le scénario de référence des mois de février (à gauche) et de mars (à droite) 1985.

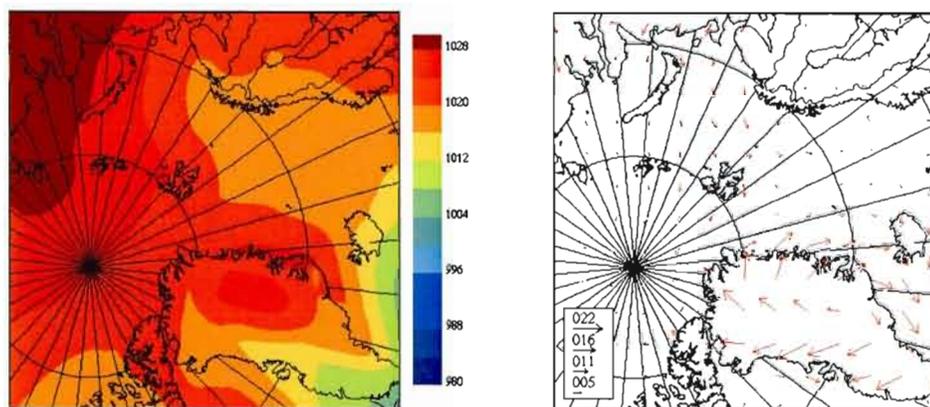


Figure 3.2 : Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à gauche) et du vent horizontal moyen en nœuds à 1000mb (à droite) pour le scénario de référence de février 1985.

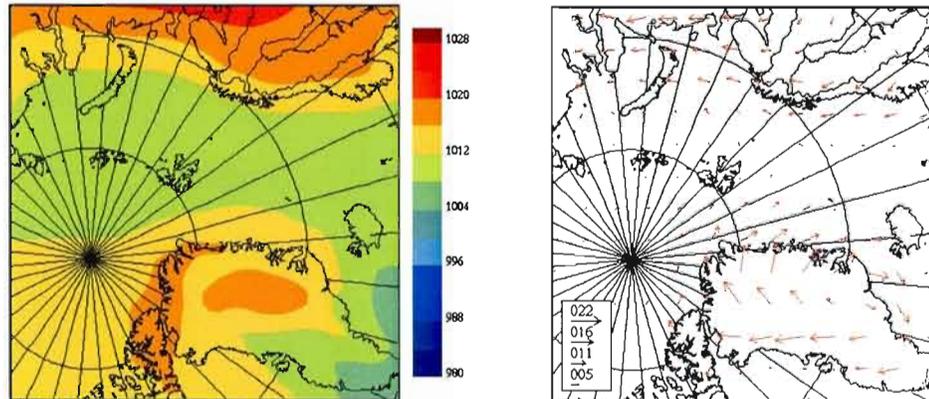


Figure 3.3 : Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à gauche) et du vent horizontal moyen en nœuds à 1000mb (à droite) pour le scénario de référence de mars 1985.

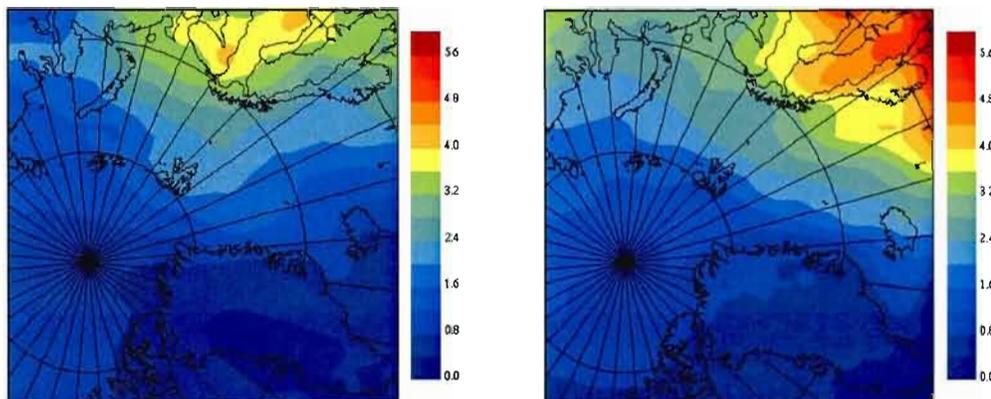


Figure 3.4 : Moyenne mensuelle de la concentration de SO₄ en kilogrammes par mètre au carré (kg/m²) intégrée à la verticale pour le scénario de référence de février (à gauche) et mars (à droite) 1985.

Outre la température et la circulation atmosphérique, la dispersion des sulfates sur le domaine d'intérêt est aussi une variable importante pour notre étude puisque le sulfate est un élément clé dans le déclenchement du processus de rétroaction. Pour les mois de février et de mars 1985, la figure 3.4 montre la concentration de sulfates mensuelle moyenne intégrée dans la verticale. Les valeurs maximales des concentrations se retrouvent près des sources anthropiques au nord de l'Europe dans les deux cas. Toutefois, en raison d'une plus faible zone de divergence au niveau des pays scandinaves, les valeurs sont plus intenses au mois de mars. De plus, au mois de mars, à cause des vents zonaux au nord de l'Eurasie, la concentration de sulfates est mieux répartie dans ce secteur comparativement au mois de

février. On remarque également de faibles concentrations de sulfate au-dessus de l'Arctique. En raison d'une circulation atmosphérique non favorable au transport zonal des aérosols, ces derniers demeurent confinés au sud de l'Île de Svalbard.

En bref, la saison hivernale de 1985 est caractérisée par un fort gradient de température ainsi que par un faible système de basse pression. Or, cette dépression de basse intensité a pour cause de réduire la vitesse des vents et ainsi de limiter le transport des aérosols sulfatés de l'Eurasie vers l'Arctique.

3.1.2 Situation climatique du scénario de référence pour les mois de février et mars 1995

Les conditions synoptiques de la saison hivernale de 1995 sont très différentes de la situation hivernale de 1985 décrite précédemment. La figure 3.5 montre les moyennes mensuelles de la température de l'air en surface pour le cas de référence des mois de février et mars 1995. Dans les deux cas, les régions très froides, sous -25°C , du domaine d'étude sont localisées au-dessus de l'océan Arctique tandis que les régions plus chaudes sont au nord de l'Europe. Au mois de mars, on observe des températures particulièrement plus froides (-12°C) qu'en février, surtout au-dessus du secteur environnant la Nouvelle Zemble et les Terres du Nord (voir figure 3.5), de même qu'un gradient méridional de température plus intense.

La saison hivernale de 1995 est caractérisée par une oscillation Atlantique Nord fortement positive (OAN+). La figure 3.6 illustre la pression au niveau de la mer et les vents horizontaux moyens du mois de février 1995. Elle permet de bien visualiser l'intensité de la dépression de l'Islande ainsi que les forts vents cycloniques qui y sont associés. S'étalant sur plus de la moitié du domaine, le système de basse pression contrôle l'apport d'aérosols en Arctique en provenance de l'Europe. On remarque donc une entrée de masse d'air européenne en Nouvelle Zemble.

La figure 3.7 montre la pression au niveau de la mer ainsi que les vents horizontaux moyens pour le mois de mars 1995. On constate la présence de la dépression de l'Islande avec

cependant une intensité moindre qu'au mois de février. En revanche, les vents sont généralement de même vitesse que durant le mois précédent grâce à l'intensification de l'anticyclone sibérien, permettant un bon transport d'aérosols des moyennes aux hautes latitudes.

La figure 3.8 montre la distribution spatiale des sulfates pour les mois de février et mars 1985. Il y a une meilleure propagation des aérosols sulfatés en mars pour la région étudiée surtout au niveau de la région de la mer de Barents, de la mer de Norvège, de la mer du Groenland ainsi qu'au-dessus de l'océan Arctique. Cette plus grande concentration de sulfates est causée par une circulation atmosphérique plus favorable au transport de grandes concentrations d'aérosols sulfatés en mars. Effectivement, la figure 3.8 nous permet de constater qu'au mois de février, le transport moyen en Arctique est dominé par la masse d'air sibérienne tandis qu'en mars, elle est dominée par la masse d'air européenne où les émissions et les concentrations de sulfates sont plus élevées. Notons également que la circulation à grande échelle de février et mars 1995 permet une incursion des aérosols en Arctique beaucoup plus efficace qu'en 1985.

En résumé, l'hiver 1995 est caractérisé par : 1) des températures plus froides en mars qu'en février, 2) un intense système dépressionnaire centré sur l'Islande qui induit une bonne circulation atmosphérique dans le domaine d'intérêt. Cette basse pression permet un transport efficace des aérosols sulfatés de l'Eurasie vers l'Arctique notamment dans le cas du mois de mars où les valeurs des concentrations de sulfates sont élevées pour tout le domaine.

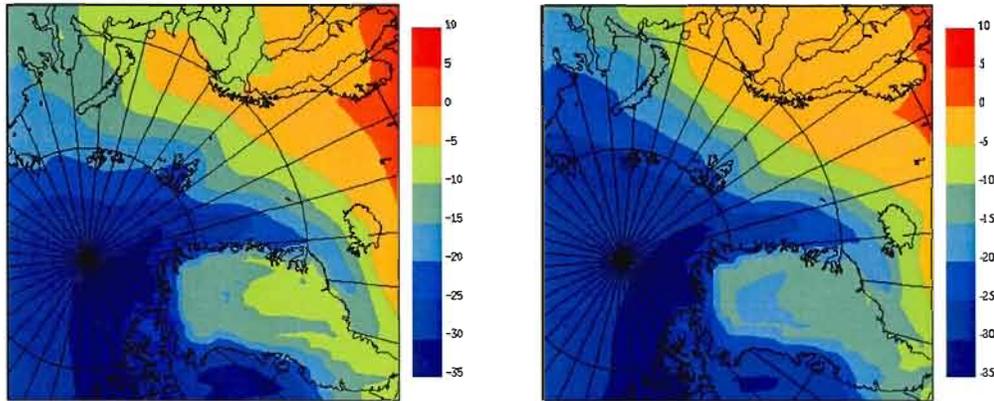


Figure 3.5 : Moyenne mensuelle de la température de l'air en degrés Celsius (°C) à 1000mb pour le scénario de référence des mois de février (à gauche) et de mars (à droite) 1995.

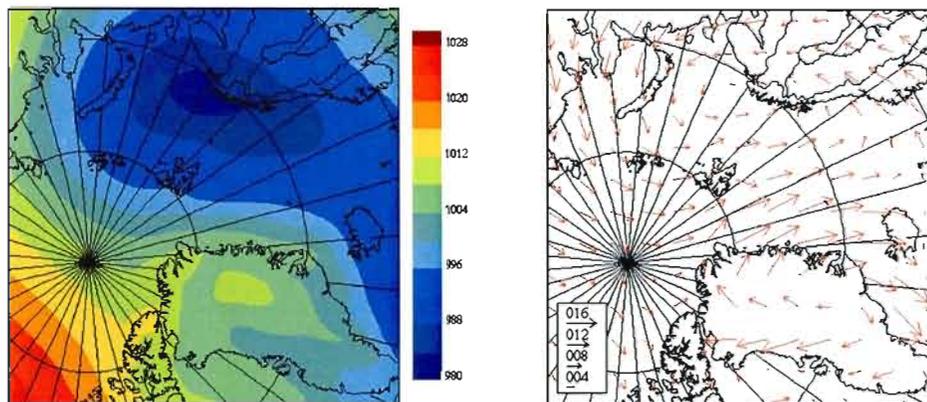


Figure 3.6 : Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à gauche) et du vent horizontal moyen en nœuds à 1000mb (à droite) pour le scénario de référence du mois de février 1995.

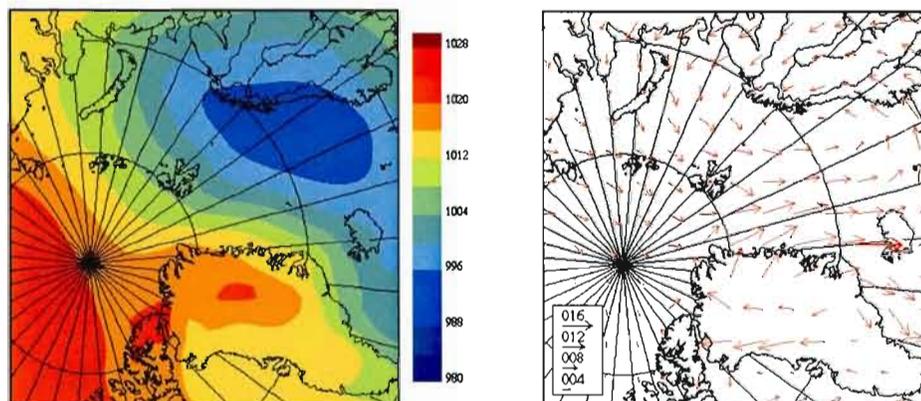


Figure 3.7 : Moyenne mensuelle de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à gauche) et du vent horizontal moyen en nœuds à 1000mb (à droite) pour le scénario de référence du mois de mars 1995.

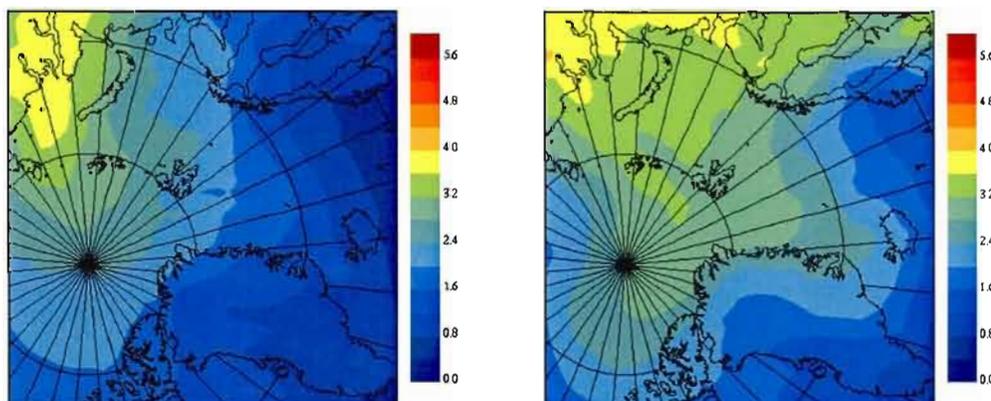


Figure 3.8 : Moyenne mensuelle de la concentration de SO4 intégrée à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m²) pour le scénario de référence des mois de février (à gauche) et mars (à droite) 1995.

3.1.3 Description des mois de février 1985 et 1995

3.1.3.1 Température et pression au niveau de la mer

Les anomalies mensuelles moyennes, présentées pour chacune des variables, représentent les différences entre le scénario perturbé et le scénario de référence. Les régions où les différences

sont statistiquement significatives sont montrées dans l'appendice D et E pour tous les graphiques présentés dans cette section.

La figure 3.9 montre l'anomalie de la température de l'air en surface moyennée pour les mois de février 1985 et 1995. On remarque que les anomalies sont plus faibles dans le cas de l'année OAN- (1985), avec des valeurs comprises entre -1°C et 1°C . Toutefois, dans le secteur de la mer de Laptev, le cas perturbé de février 1985 est plus chaud avec un maximum significatif de $1,7^{\circ}\text{C}$.

Aux alentours de la Nouvelle Zemble pendant le mois de février 1995, on constate une anomalie négative significative importante de la température de surface de près de -3°C (voir figure 3.9). Celle-ci touche approximativement le quart du domaine étudié et concorde avec une baisse de l'humidité spécifique et des précipitations (voir appendice F). Également, près du pôle Nord géographique, une anomalie positive significative de la température de l'air en surface s'étend jusqu'au nord du Canada et s'élève par endroit à un maximum de $1,1^{\circ}\text{C}$.

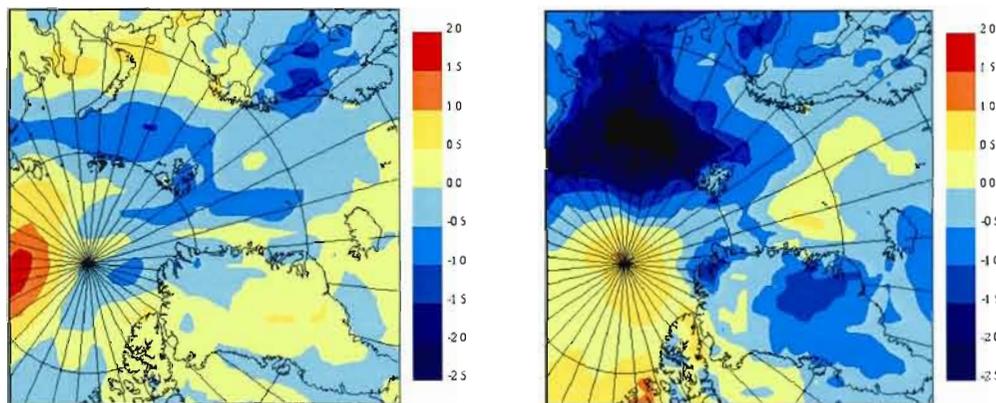


Figure 3.9 : L'anomalie mensuelle moyenne de la température en degrés Celsius ($^{\circ}\text{C}$) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).

Les zones touchées par des anomalies de température sont sensiblement les mêmes pour les 2 mois malgré leurs différences d'intensité. Plus précisément, les secteurs de la Nouvelle Zemble et des Terres François-Joseph sont tous deux, dans le cas perturbé, touchés par des anomalies négatives significatives de la température de l'air en surface. Aussi, au niveau de la mer de Laptev, des anomalies positives de la température sont obtenues dans les deux mois de février.

La figure 3.10 illustre les anomalies de la pression au niveau de la mer en février 1985 et 1995. Pour les 2 cas simulés, on constate une anomalie de la PNM dans la région de la Nouvelle Zemble qui coïncide avec une anomalie négative de température. Toutefois, au mois de février 1985 l'anomalie de pression est négative tandis que celle de l'année 1995 est positive. Ceci est causé par la distribution verticale différente des anomalies de température pour les deux cas. En effet, le refroidissement au-dessus de la Nouvelle Zemble en février 1985 est associé à une hausse de la hauteur du géopotential à 500 hPa. Le refroidissement est donc confiné à la surface avec un réchauffement dans les niveaux moyens. Cela fait en sorte que l'anomalie de pression au sol est négative.

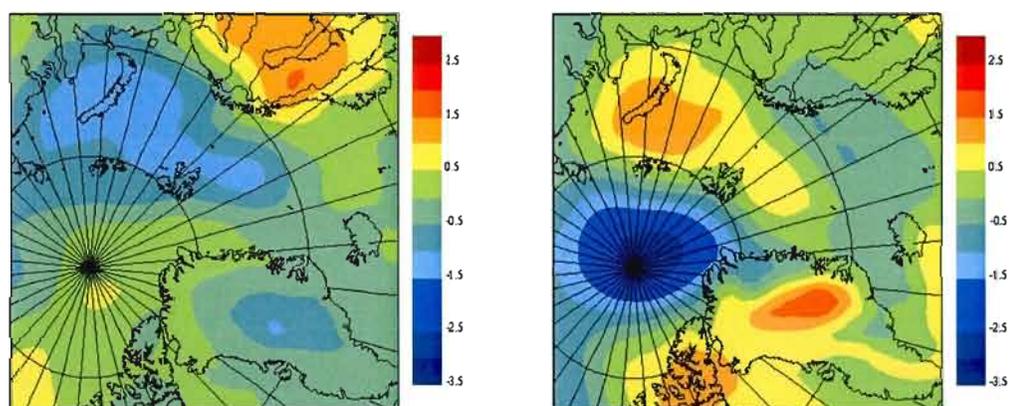


Figure 3.10 : L'anomalie mensuelle moyenne de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).

En février 1995, la zone d'anomalie positive de la pression de surface (voir figure 3.10) centrée sur la Nouvelle-Zemble coïncide avec le système de basse pression vu à la figure 3.6. D'autre part, la diminution de pression située sur le pôle Nord géographique est en concordance avec des valeurs de haute pression dans le scénario de référence. Bref, les anomalies de pression ont pour effet d'affaiblir le gradient de pression et les vents.

En résumé, les deux mois de février ont des anomalies négatives de température en Nouvelle-Zemble ainsi qu'un réchauffement dans le secteur de la mer de Laptev et du pôle Nord géographique. En février 1985, la grandeur des anomalies est moindre comparativement à février 1995. En raison des anomalies de la température de l'air en surface, le système dépressionnaire de février 1985 est amplifié tandis que celui de février 1995 est affaibli, modifiant ainsi la circulation atmosphérique des deux ensembles.

3.1.3.3 Le contenu en eau liquide, le contenu en eau solide et la concentration en sulfates

Les anomalies du contenu en eau liquide des nuages intégré dans la verticale (CEL), montrées à la figure 3.11, pour les deux mois de février sont presque entièrement négatives sur tout le domaine. On constate qu'en février 1995, la baisse du CEL est plus prononcée qu'en février 1985, surtout au niveau des secteurs de la Nouvelle-Zemble, de la mer de Barents, de la Sibérie et du nord de l'Europe. Toutes des zones qui ont des anomalies de température statistiquement significatives. On observe également des valeurs plus élevées pour les régions à l'est du domaine d'étude, telles que l'Islande, le sud du Groenland et le nord de l'Europe.

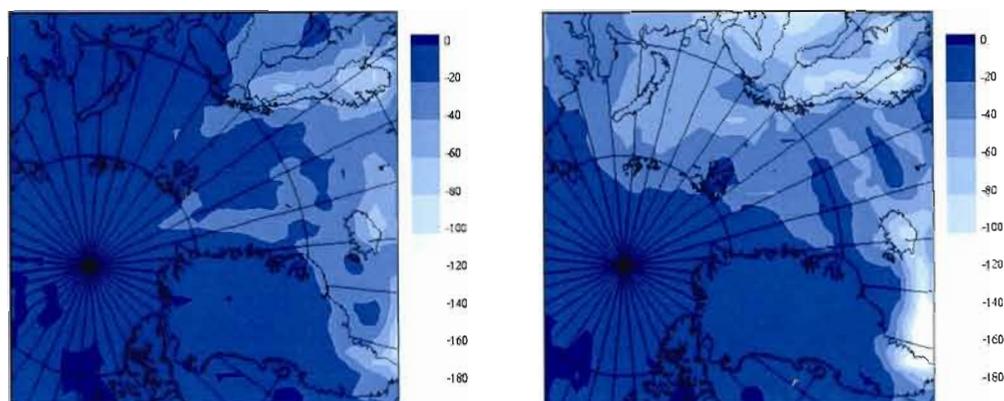


Figure 3.11 : L'anomalie du contenu mensuel moyen en eau liquide intégré à la verticale en grammes par mètre au carré ($\times 10^{-3} \text{kg/m}^2$) au mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).

L'anomalie du contenu en eau solide des nuages intégré à la verticale (CES) pour les mois de février 1985 et 1995 (voir figure 3.12) est positive presque sur tout le domaine pour les deux cas perturbés. Pour le mois de février 1985, la hausse du CES se situe principalement au niveau des pays scandinaves, avec un maximum important de $69,3 \times 10^{-3} \text{ kg/m}^2$ en Norvège. Alors que pour le mois de février 1995, les régions touchées par l'augmentation du CES sont la Nouvelle-Zemble et la Sibérie. Dans les deux cas, les anomalies négatives du CEL coïncident généralement avec les anomalies positives du CES. Les anomalies de CEL et CES apparaissent à première vue difficilement conciliables avec la baisse de la concentration de noyaux glaçogènes des simulations perturbées. L'analyse microphysique présentée à la section 3.2.3 permettra de mieux comprendre ces résultats.

Étant donné une circulation atmosphérique en février 1985 surtout latitudinale (voir figure 3.2), les concentrations importantes de SO_4 demeurent confinées au nord de l'Europe tandis qu'en 1995, elles sont localisées au nord de la Sibérie et au-dessus de la mer de Kara puisque le transport longitudinal y est favorisé.

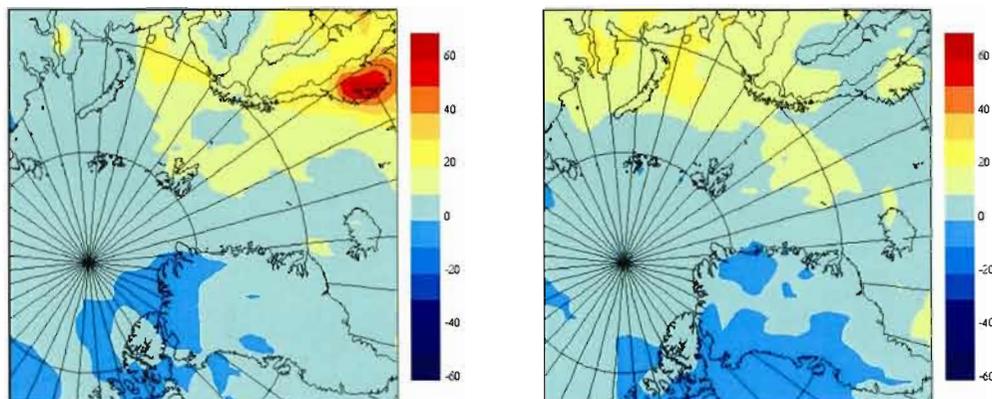


Figure 3.12 :L'anomalie du contenu mensuel moyen en eau solide intégré à la verticale en grammes par mètre au carré ($\times 10^{-3}$ kg/m²) au mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).

Les anomalies des concentrations de sulfates sont illustrées par la figure 3.13. En 1985, une baisse considérable de sulfates est observée au-dessus de la mer de Barents et des pays scandinaves, des régions où les concentrations de sulfates sont importantes. En 1995, une anomalie négative de la concentration de sulfate domine sur une grande partie du domaine, dont l'Arctique central. Ces anomalies de sulfate sont en accord avec les anomalies du champ de pression en surface. Par exemple, l'affaiblissement de l'intensité du cyclone islandais et de l'anticyclone sibérien obtenus en 1995 diminue le gradient de pression et les vents en provenance de l'Eurasie. Le transport des aérosols est donc défavorisé et les concentrations de sulfates au-dessus de l'Arctique sont plus basses, sauf au Groenland, ce qui domine dans le tableau 3.1.

Le tableau 3.1 montre les anomalies spatiales moyennes des variables étudiées dans la section 3.1.3. On remarque particulièrement les anomalies du CEL des nuages intégré à la verticale majoritairement négatives pour tout le domaine avec des valeurs moyennes de $-14,2 \times 10^{-3}$ kg/m² pour février 1985 et de $-26,6 \times 10^{-3}$ kg/m² pour février 1995 et l'obtention d'anomalies positives du CES des nuages intégré à la verticale de 7,1 et de $6,3 \times 10^{-3}$ kg/m² pour février 1985 et 1995, respectivement. Ces anomalies signifient qu'il y a eu des modifications relativement importantes dans la phase thermodynamique des nuages. Pour ce

qui est des autres variables, on constate surtout l'importance de la baisse de la température de surface en février 1995.

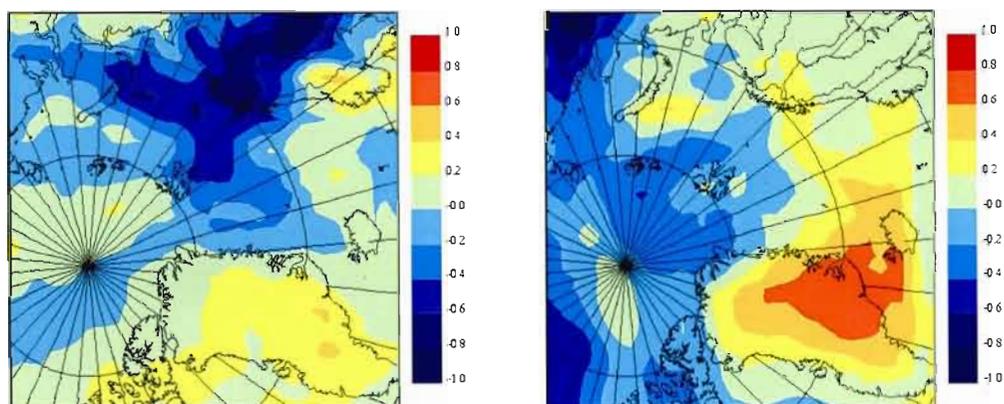


Figure 3.13 : L'anomalie de la concentration mensuelle moyenne de sulfates intégré à la verticale en milligrammes par mètre au carré ($\times 10^{-6}$ kg/m²) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).

Tableau 3.1 : Anomalies spatiales moyennes pour les mois de février 1985 et 1995

Anomalies spatiales moyennes	Température de l'air en surface (K)	Pression au niveau de la mer (Pa)	Contenu en eau liquide intégré à la verticale ($\times 10^{-3}$ kg/m ²)	Contenu en eau solide intégré à la verticale ($\times 10^{-3}$ kg/m ²)	Concentration de sulfates intégré à la verticale ($\times 10^{-6}$ kg/m ²)
Février 1985	-0,03	-12,4	-14,2	7,1	-0,03
Février 1995	-0,48	4,5	-26,6	6,3	0,05

3.1.4 Description des mois de mars 1985 et 1995

3.1.4.1 Température et pression au niveau de la mer

La figure 3.14 illustre les anomalies mensuelles moyennes de la température en surface pour les mois de mars 1985 et 1995. Le mois de mars 1985 est caractérisé par une anomalie positive de la température de l'air en surface (statistiquement significative) au-dessus de la

mer de Barents avec un maximum de $1,3^{\circ}\text{C}$ ainsi que d'une anomalie négative maximale de -3°C centrée sur les Terres du Nord.

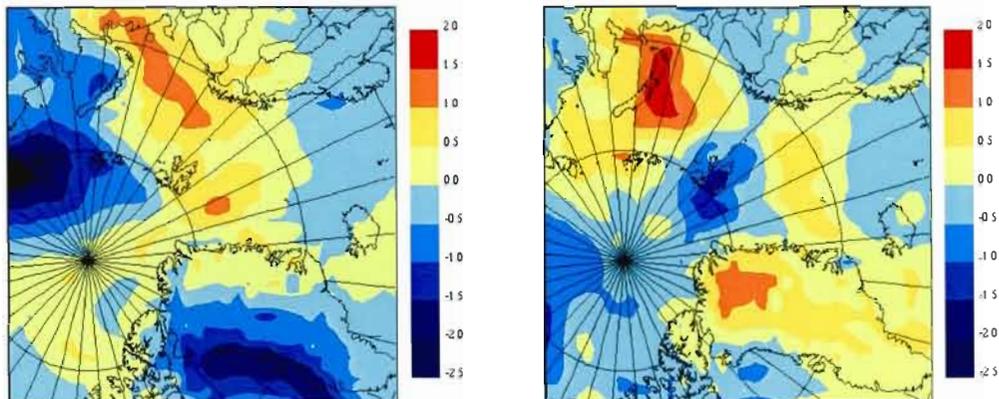


Figure 3.14 : L'anomalie mensuelle moyenne de la température de l'air en degré Celsius ($^{\circ}\text{C}$) à 1000mb pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).

En mars 1995, il y a un réchauffement significatif d'une valeur maximale de $2,1^{\circ}\text{C}$ en Nouvelle-Zemble, ainsi qu'une baisse de température au-dessus de l'île de Spitzberg de $-1,5^{\circ}\text{C}$ (voir figure 3.14). Pour les deux ensembles, l'anomalie positive de la température se situe dans le secteur environnant la mer de Barents et coïncide avec une hausse de l'humidité spécifique et des précipitations (voir appendice G).

La figure 3.15 montre les anomalies de la pression au niveau de la mer pour les mois de mars 1985 et 1995. On constate que les anomalies négatives de la pression pour les deux mois sont associées à des zones de réchauffement en surface. Tel que mentionné précédemment, lorsqu'il y a un réchauffement, la densité de l'air diminue et cela cause un creusage en surface. En mars 1985, une importante augmentation de la pression au niveau des terres François-Joseph concorde avec le refroidissement observé dans ce secteur. Les anomalies de pression de mars 1985 intensifient la zone barocline dans le domaine d'analyse.

En mars 1995, au-dessus des mers de Norvège et de Barents, la baisse de pression au sol cause une amplification du système dépressionnaire, provoquant une augmentation de la cyclonisation dans le domaine et par le fait même du transport des aérosols.

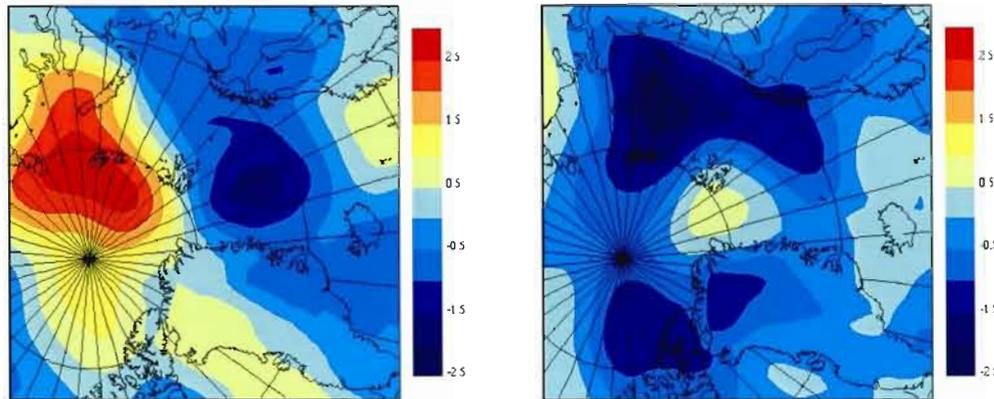


Figure 3.15 :L'anomalie mensuelle moyenne de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).

En concordance avec les anomalies en surface de la pression et de la température, la hauteur du géopotential à 500mb indique pour le mois de mars 1985 une anomalie positive centrée sur l'île de Spitzberg (non montrée), impliquant que le réchauffement de surface au-dessus de la mer de Barents s'étend sur les niveaux supérieurs.

3.1.4.3 Le contenu en eau liquide, le contenu en eau solide et la concentration en sulfates

L'analyse des mois de février 1985 et 1995 a montré que la diminution de la concentration de noyaux glaçogènes peut modifier la proportion de CEL et CES dans les nuages. Les anomalies mensuelles du CEL pour les mois de mars 1985 et 1995 (voir figure 3.16) nous permettent de constater des résultats similaires aux mois de février avec d'importantes anomalies négatives en Scandinavie et dans les mers de Barents et de Norvège. En outre, le contenu en eau liquide décroît partout sur le domaine pour mars 1985 et 1995. Autant dans les zones de réchauffement que de refroidissement, le CEL est en baisse.

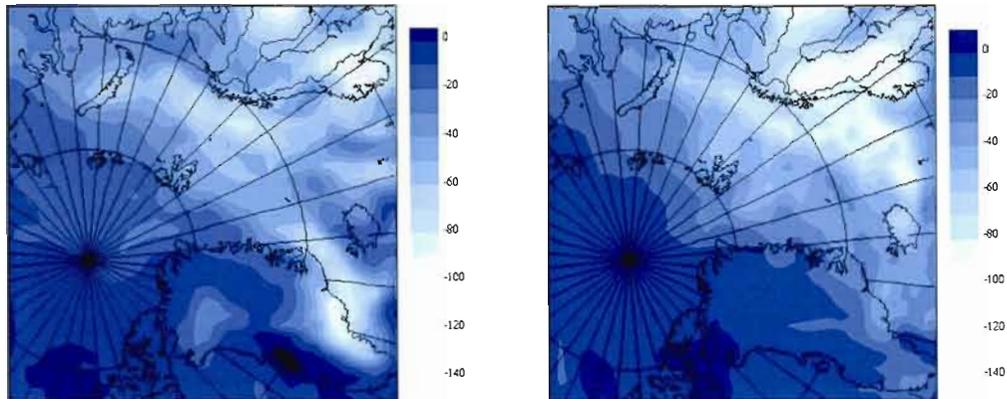


Figure 3.16 : L'anomalie du contenu mensuel moyen en eau liquide intégré à la verticale en grammes par mètre au carré ($\times 10^{-3}$ kg/m²) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).

Contrairement aux anomalies de CEL, les anomalies de CES sont presque entièrement positives (voir figure 3.17) sauf pour quelques endroits en Arctique central et dans le nord canadien. Le nord de l'Europe est la section la plus touchée par l'accroissement du contenu en eau solide pour les deux mois de mars. En 1985, la Norvège et la Suède ont de très fortes hausses du contenu en eau solide. Parallèlement à la situation des mois de février 1985 et 1995, les anomalies du CEL et du CES sont sensiblement les mêmes malgré les différences d'intensités.

Nous avons donc, dans les deux ensembles, une hausse généralisée du contenu en eau solide et une baisse majoritaire du contenu en eau liquide. Les régions des pays scandinaves, de la mer de Barents et de la mer de Norvège sont les plus touchées dans tous les cas.

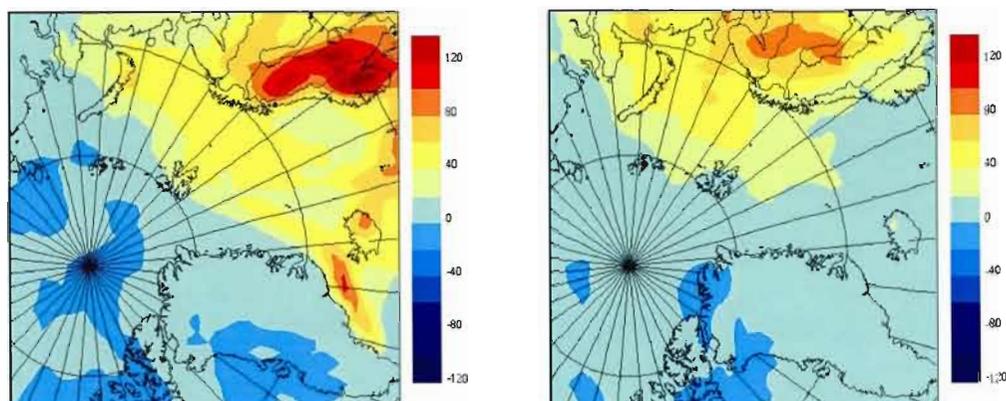


Figure 3.17 : L'anomalie du contenu mensuel moyen en eau solide intégré à la verticale en grammes par mètre au carré ($\times 10^{-3}$ kg/m²) au mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite).

Rappelons que pour les deux mois de mars, l'intensification de la zone barocline favorise un transport plus efficace des aérosols des latitudes moyennes vers l'Arctique. L'année 1985 est caractérisée par une augmentation de l'instabilité barocline dans le domaine, provoquant un apport de masses d'air du sud dans la région de la mer de Barents. Toutefois, la propagation des sulfates est mieux répartie en mars 1995 qu'en mars 1985.

La figure 3.18 montre les anomalies de la concentration mensuelle moyenne des sulfates intégrée à la verticale pour les deux mois de mars étudiés. En effet, les zones où le gradient de pression est amplifié, et par conséquent le vent aussi, s'associent avec des anomalies positives des sulfates, telle que pour la mer de Barents, l'île de Spitzberg et la mer de Norvège. À l'opposé, les régions ayant une baisse de la concentration en sulfates correspondent à celle où la divergence des vents est amplifiée.

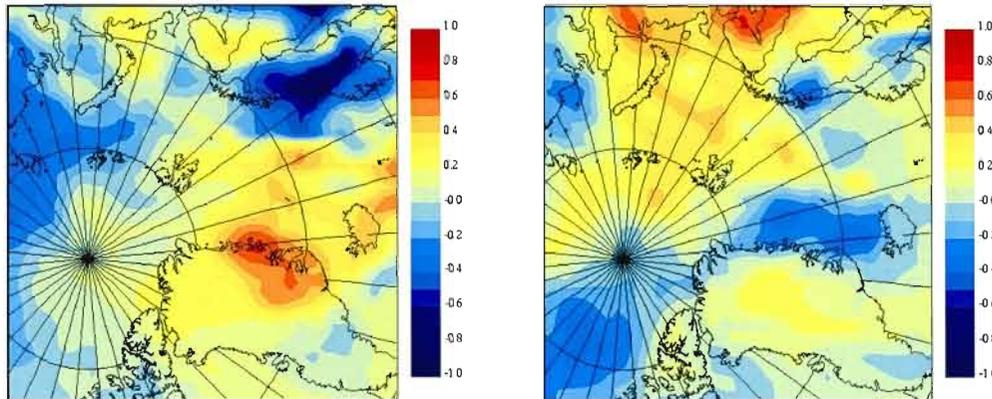


Figure 3.18 : L'anomalie de la concentration mensuelles moyennes de sulfates intégrée à la verticale en milligrammes par mètre au carré ($\times 10^{-6}$ kg/m²) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).

Tableau 3.2 : Anomalies spatiales moyennes pour les mois de mars 1985 et 1995

Anomalies spatiales moyennes	Température de l'air en surface (K)	Pression au niveau de la mer (Pa)	Contenu en eau liquide intégré à la verticale ($\times 10^{-3}$ kg/m ²)	Contenu en eau solide intégré à la verticale ($\times 10^{-3}$ kg/m ²)	Concentration de sulfates intégrée à la verticale ($\times 10^{-6}$ kg/m ²)
Mars 1985	-0,16	24,3	-28,6	25,0	0,05
Mars 1995	0,10	-44,8	-28,8	17,9	0,09

En bref, les mois de mars 1985 et 1995 sont caractérisés par d'importantes anomalies négatives du contenu en eau liquide et d'anomalies positives du contenu en eau solide pour presque entièrement tout le domaine (tableau 3.2). Les anomalies touchent plus particulièrement l'Europe du Nord, la mer de Barents, la mer de Norvège ainsi que la Nouvelle-Zemble. À l'aide du tableau 3.2, on s'aperçoit aussi que le refroidissement de surface au niveau des Terres du Nord en mars 1985 a causé une importante hausse de pression, inversement à mars 1995, où le réchauffement de surface en Nouvelle Zemble a provoqué une décroissance majeure de la pression au niveau de la mer sur le domaine d'étude.

3.2. Analyse

3.2.1 Hypothèse RDES non vérifiée

Selon l'hypothèse RDES, l'acidification des aérosols cause une diminution de la concentration des noyaux glaçogènes. Lors de la transformation des masses d'air continentale en masses d'air polaire par refroidissement radiatif, une quantité moindre de noyaux de glaciation (IN), pour une même température et humidité, favorise le développement de cristaux de plus grande taille. Le processus de rétroaction RDES est ainsi enclenché, ayant pour résultat final une déshydratation de la basse troposphère et par le fait même, un refroidissement de surface tel qu'expliqué à la section 1.3.1. Selon l'hypothèse RDES, le refroidissement est principalement caractérisé par une diminution de l'humidité spécifique, une amplification des précipitations et une réduction du nombre des cristaux de glace.

Les résultats décrits dans la section 3.1 ne vérifient pas l'hypothèse de la rétroaction déshydratation-effet de serre. En effet, les tableaux 3.1 et 3.2 montrent de faibles anomalies moyennes de la température au-dessus de l'Arctique. De plus, les régions où l'anomalie de température est négative ne sont pas caractérisées par tous les facteurs composant la suite logique menant à l'effet de refroidissement associé à l'effet RDES. Ces facteurs sont la baisse d'humidité spécifique, la hausse de précipitation, la baisse de CES, et la hausse de l'efficacité de déshydratation¹. La seule constante des résultats obtenus est une baisse du CEL (voir figures 3.11 et 3.16) et une hausse de CES (voir figures 3.12 et 3.17).

À titre d'exemple, mentionnons le refroidissement significatif au-dessus de la Nouvelle Zemble obtenu en février 1995 (voir figure 3.9). Ce refroidissement de la température de l'air en surface coïncide avec une baisse des précipitations (voir appendice F), une décroissance de l'humidité spécifique (voir appendice F), une hausse des cristaux de glace (voir figure 3.12) et une baisse de l'efficacité de déshydratation (voir appendice F).

¹ L'efficacité de déshydratation est définie par Stefanof (2007) comme étant le rapport journalier entre les précipitations totales et l'eau total (sous forme vapeur, liquide et solide) pour une colonne donnée.

L'expérience de Stefanof (2007) pour le mois de février 1990 avait vérifié l'hypothèse de la RDES. Nos résultats ne correspondent pas à ceux obtenus par Stefanof (2007). Une comparaison entre les deux études est effectuée dans la section suivante pour tenter de comprendre la divergence entre les résultats.

3.2.2 Expérience de Stefanof (2007) sur février 1990

Les résultats de l'étude de Stefanof (2007) pour le mois de février 1990 ont été concluants. C'est-à-dire qu'une réduction de la concentration des noyaux glaçogènes d'un facteur 1000 a causé un vaste refroidissement de l'air à la surface au-dessus de l'océan Arctique avec un maximum de -3°C (voir section 1.3.2). De plus, la diminution de la température était en accord avec une efficacité de déshydratation atmosphérique maximale de 12%.

Deux facteurs ont pu contribuer à la différence entre les résultats de Stefanof (2007) et de la présente étude : (1) une circulation atmosphérique davantage favorable au transport des aérosols vers l'Arctique en 1990 et (2) un facteur de réduction des IN plus important, ayant un effet plus grand dans les régions froides.

La figure 3.19 représente la pression au niveau de la mer pour les scénarios de référence des mois de février 1990 (étude de Stefanof) et de février 1995 (étude de Peltier Champigny). Le mois de février 1995 est choisi ici comme base de comparaison car l'indice OAN est positif tout comme dans le cas de février 1990. Il s'agit donc du mois simulé dans cette étude qui s'approche le plus du mois de février simulé par Stefanof (2007). L'intensité de la dépression islandaise est cependant plus prononcée dans le cas de 1990. Également en février 1990, le centre de basse pression est situé plus à l'ouest, ce qui génère une meilleure circulation atmosphérique des moyennes vers les hautes latitudes. L'apport d'air doux et pollué des latitudes moyennes vers l'Arctique centrale est plus prononcé en février 1990 car la circulation est méridionale entre l'Eurasie et l'Arctique. En février 1995, la circulation est plus zonale au dessus de la Mer de Kara et il y a une zone de convergence dans les secteurs de la Nouvelle-Zemble et de la mer de Kara. Cette circulation atmosphérique n'est pas aussi

favorable qu'en 1990 pour le transport des aérosols vers l'Arctique central. Cela fait en sorte de réduire les concentrations d'aérosols en Arctique et donc de minimiser l'effet de réduction de la concentration des IN.

La grandeur du facteur de réduction des IN a également une importance non négligeable. En effet, avec un facteur de réduction de 1000 (tel que celui utilisé par Stefanof), l'effet net est de réduire presque à 0 la concentration de IN sauf à des températures très froides. Cela est causé par l'augmentation exponentielle de la concentration de IN entre 0°C et -40°C (voir chapitre 2). Ainsi, dans l'étude de Stefanof (2007), les régions froides sont davantage affectées par la réduction de noyaux glaçogènes. Dans les régions plus chaudes, Stefanof (2007) obtient une augmentation du CEL car la concentration de IN est virtuellement réduite à 0. Dans le cas d'un facteur de réduction plus petit tel que celui utilisé dans cette étude (facteur 12), la concentration de IN n'est pas réduite à 0 à des températures plus élevées. Par conséquent, le facteur de réduction modifie la phase des nuages sans pour autant éliminer la formation des cristaux. Par contre, à des températures très froides, la modeste baisse de concentration de IN a peu d'effets car la concentration de IN demeurent très élevée et ce même après l'application du facteur de réduction. Cet argumentaire sera démontré dans la prochaine section à l'aide d'une analyse plus fine des résultats.

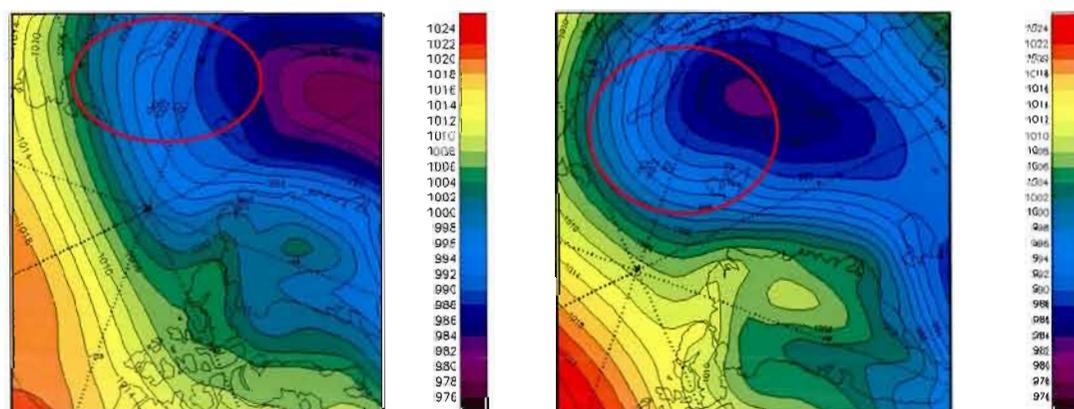


Figure 3.19 : Pression au niveau de la mer mensuelle moyenne pour le scénario de référence des mois de février 1990 (à gauche) et février 1995 (à droite) mesurée en hectoPascals (hPa).

3.2.3 Relation entre la baisse de IN et la phase des nuages

Les figures montrant l'anomalie des quantités d'eau liquide et solide pour les 4 mois simulés (voir figures 3.11, 3.12, 3.16 et 3.17) sont toutes consistantes et montrent une hausse de la quantité d'eau solide et une baisse de la quantité d'eau liquide dans les nuages presque partout sur le domaine. Ces résultats sont apparemment contradictoires avec la baisse de IN imposée dans les simulations perturbées et ont été analysés davantage afin de voir si le changement de phase des nuages simulés peut être relié à la baisse de IN. La section suivante présente les graphiques de l'anomalie du contenu en eau solide en fonction du facteur de réduction. Ensuite, l'analyse de ces mêmes graphiques est effectuée, mais selon différents intervalles de températures. La dernière section commente les graphiques de l'anomalie du contenu en eau solide en fonction de l'anomalie de la concentration des sulfates.

3.2.3.1 L'impact du facteur de réduction sur le contenu en eau solide

L'analyse consiste à faire un diagramme de dispersion de l'anomalie du contenu en eau solide intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction de la concentration de noyaux glaçogènes. Le facteur de réduction de IN dépend de la concentration de sulfate et donc varie dans la verticale. Afin de comparer cette variable avec l'anomalie du contenu en eau solide intégré à la verticale, nous définissons un facteur de réduction de IN intégré à la verticale. Ce dernier est donné par la somme des facteurs de réduction sur les 14 niveaux du modèle. Ainsi, lorsqu'il n'y a aucune réduction de la concentration de noyaux de glaciation à un niveau vertical, le facteur de réduction vaut un. Lorsque sommé sur les quatorze niveaux verticaux, la sommation du facteur de réduction est donc de quatorze. Plus la sommation du facteur de réduction devient petite, plus la réduction de IN est importante, puisqu'il est inversement proportionnel au facteur de réduction des IN.

La figure 3.20 montre les courbes de l'anomalie du contenu en eau solide (moyenne journalière) intégré à la verticale pour tous les ensembles soit, les mois de février et mars 1985 ainsi que février et mars 1995 en fonction des valeurs correspondantes de la sommation du facteur de réduction. On remarque une tendance marquée pour tous les ensembles. Lorsque le

facteur de réduction diminue la concentration de noyaux de glaciation, l'anomalie du contenu en eau solide s'accroît. Cette tendance est cependant plus marquée pour les 2 mois de mars comparativement aux 2 mois de février (voir appendice H pour les graphiques de l'année 1985).

Dans le cas du scénario perturbé, on obtient donc une glaciation des nuages associée à la baisse de IN. Le facteur de réduction de IN est fonction de la concentration de sulfates et la nucléation des cristaux dépend de la température; deux facteurs à prendre en considération pour comprendre la modification de la phase du nuage.

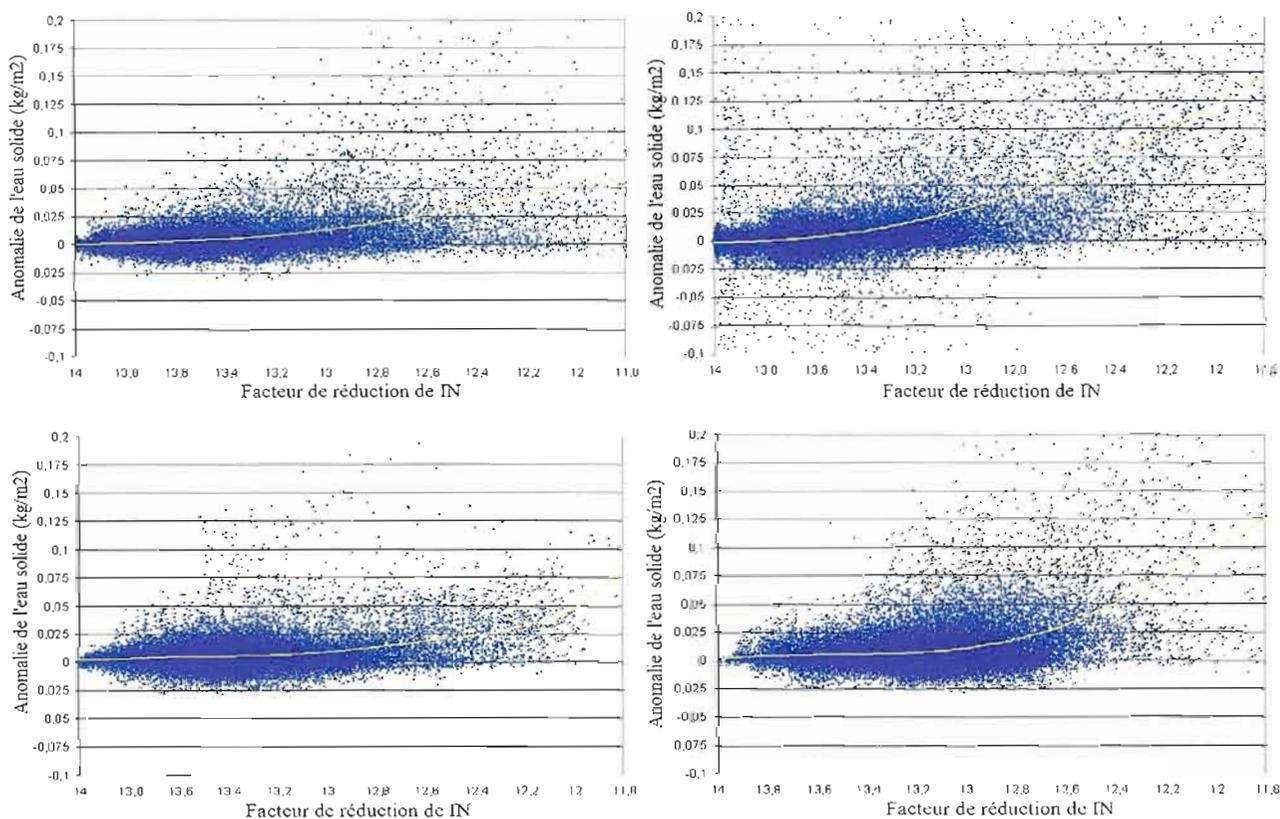


Figure 3.20 : Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux. En haut : février 1985 (à gauche) et mars 1985 (à droite). En bas : février 1995 (à gauche) et mars 1995 (à droite). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la vertical pour chaque point de grille. Courbe de tendance polynôme : courbe jaune.

3.2.3.2 Selon trois intervalles de températures

Dans des conditions où les températures sont sous les -35°C , on retrouve la nucléation des cristaux de glace par le gel homogène. De -10°C à -35°C , la nucléation des cristaux s'effectue par le gel hétérogène par contact, par immersion et par condensation-gel des gouttelettes. Les deux processus étant altérés par la présence de l'acide sulfurique, il est donc nécessaire de constater l'influence de la température lors de la réduction de la concentration des noyaux de glaciation.

Pour ce faire, nous avons séparé les courbes de tendances de la figure 3.20 selon quatre intervalles de température. La température de l'air en surface a été choisie pour faire notre analyse. Bien qu'elle ne soit pas toujours représentative de la température du nuage, elle est assez près de la température des nuages bas qui dominant en Arctique. L'intervalle comprenant les températures froides telles $T < 240\text{K}$, n'avait que très peu de données, il n'est donc pas présenté aux figures 3.21 et 3.22.

Les figures 3.21 et 3.22 illustrent les trois intervalles de température, au mois de février et mars 1995 ($T > 260\text{K}$; $250\text{K} < T < 260\text{K}$; $240\text{K} < T < 250\text{K}$), de l'anomalie journalière du contenu en eau solide intégré à la vertical en fonction du facteur de réduction de la concentration de noyaux glaçogènes sommé pour les quatorze niveaux verticaux pour l'année 1995. Les figures pour l'année 1985 sont similaires et sont présentées à l'appendice I.

Les courbes de tendance de l'intervalle de température de 260K et plus sont celles les plus prononcées parmi les figures 3.21 et 3.22. En ce qui concerne les températures plus froides (de 240K à 260K), elles réagissent aussi à la réduction de la concentration des noyaux de glaciation. Toutefois, la diminution des noyaux glaçogènes doit être plus importante pour induire une hausse du contenu en eau solide.

De plus, on s'aperçoit qu'au mois de mars, pour tous les intervalles de température, les pentes et les valeurs maximales des courbes de tendances sont plus accentuées qu'au mois de février (voir figure 3.22).

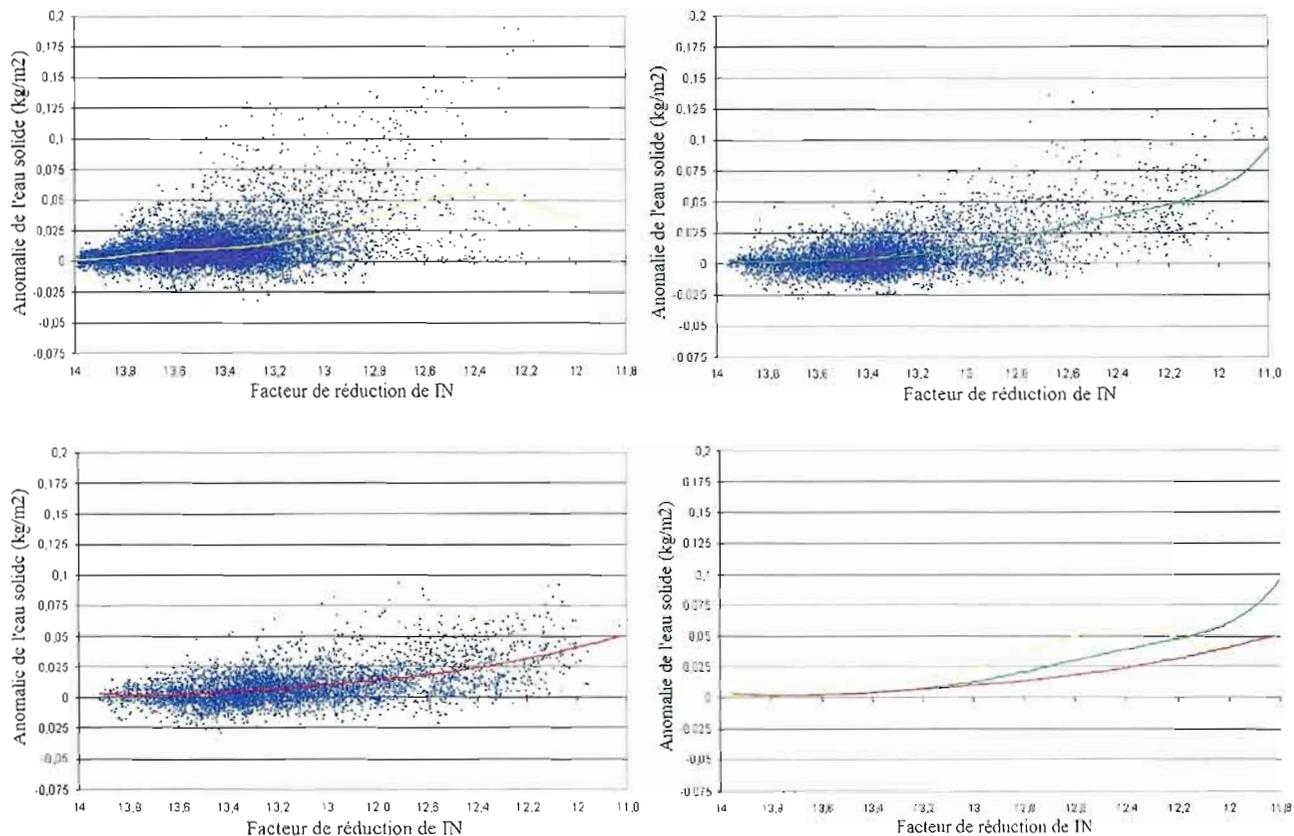


Figure 3.21 : Anomalies du contenu en eau solide intégré à la verticale (moyenne journalière) en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux au mois de février 1995 pour trois barèmes de températures : $T > 260\text{K}$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250\text{K} < T < 260\text{K}$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240\text{K} < T < 250\text{K}$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).

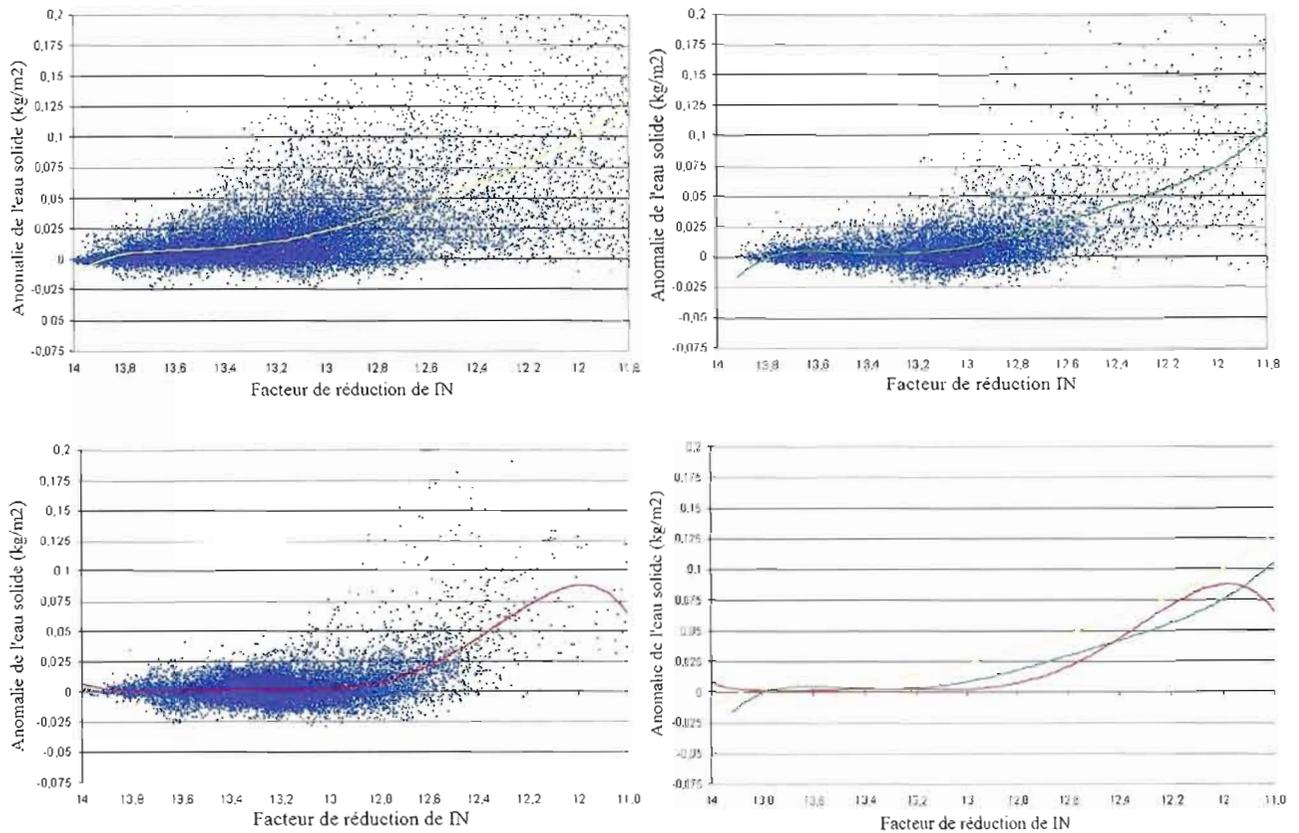


Figure 3.22 : Anomalies du contenu en eau solide intégré à la verticale (moyenne journalière) en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux au mois de mars 1995 pour trois barèmes de températures : $T > 260\text{K}$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250\text{K} < T < 260\text{K}$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240\text{K} < T < 250\text{K}$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la vertical pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).

Ces résultats suggèrent que la réduction de la concentration de IN modifie la phase des nuages en augmentant la proportion de glace à l'intérieur de ceux-ci. Notre hypothèse pour expliquer ce résultat est la suivante : à des températures relativement élevées, la concentration de IN est relativement petite. En réduisant celle-ci, le taux de dépôt de vapeur d'eau sur les cristaux diminue et n'équilibre plus l'augmentation de vapeur d'eau disponible pour dépôt résultant d'un refroidissement par exemple. Ainsi, le rapport saturant augmente dans le nuage. Cela a deux effets sur l'évolution du nuage : (1) une plus grande probabilité d'atteindre la saturation par rapport à l'eau liquide et donc une concentration de gouttelettes

plus grande et (2) un taux de gel par immersion plus grand (car ce type de gel dépend du rapport saturant). Ainsi, ce processus contribue paradoxalement à augmenter le nombre de cristaux. D'autre part, la concentration accrue de gouttelettes permet d'augmenter le taux d'évaporation total des gouttelettes lorsque sous saturé par rapport à l'eau liquide (car la surface totale des gouttelettes augmente). La quantité de vapeur d'eau ainsi disponible pour déposition peut se déposer sur les cristaux (en plus grande concentration suite au gel par immersion plus important). Le résultat net est une diminution d'eau liquide et une augmentation d'eau solide dans les nuages.

Le schéma microphysique de Lohmann et Roeckner ne peut cependant simuler de façon explicite l'entièreté de ce processus. En effet, la concentration de gouttelettes est une variable diagnostique qui est déterminée empiriquement en utilisant la concentration de sulfates (voir équations 2.2 et 2.3). Ainsi, la concentration des gouttelettes est recalculée à chaque pas de temps. Par conséquent, le modèle ne peut simuler de façon explicite l'augmentation du taux d'évaporation total. Cependant, le modèle tient compte de l'augmentation de la concentration de gouttelettes quand il y a baisse de la concentration de IN de façon indirecte. En effet, d'une part la réduction de IN dépend de la concentration de sulfate et d'autre part, la concentration de gouttelettes est fonction de la concentration de sulfate. Ainsi, le modèle tient compte seulement de la baisse de la concentration de IN de façon explicite, de l'augmentation de la concentration de gouttelettes de façon indirecte, et de l'augmentation du rapport saturant qui en résulte dans un premier temps, puis de la hausse de la concentration de cristaux qui découle de l'augmentation du gel par immersion dans un deuxième temps. En effet, la baisse initiale de la concentration de cristaux combinée à l'augmentation de la concentration des gouttelettes permettent au rapport saturant d'augmenter en raison de la diminution du taux de déposition totale de vapeur d'eau sur les cristaux.

Ce processus est possible seulement si la baisse de IN permet une augmentation du rapport saturant dans le nuage. En effet, si la concentration d'IN demeure trop grande après la réduction, le taux de déposition équilibre l'évaporation des gouttelettes et ne permet pas d'initier le processus explicité plus haut. Cela pourrait expliquer le fait que plus la

température est basse, plus la baisse de IN doit être grande pour qu'il y ait effectivement une anomalie positive du contenu en eau solide des nuages (tel qu'illustré aux figures 3.21 et 3.22).

3.2.3.3 L'impact de la concentration de sulfates sur le contenu en eau solide

À la section précédente, nous avons montré que l'augmentation de la concentration des gouttelettes combinée à la baisse de la concentration de IN modifie la phase des nuages en augmentant la quantité d'eau solide et en diminuant la quantité d'eau liquide. Dans cette section, la contribution de chacun de ces 2 facteurs est évaluée afin de déterminer si un facteur domine sur l'autre. Pour ce faire, les anomalies journalières du contenu en eau solide des nuages sont comparées aux anomalies des aérosols sulfatés intégrés dans la verticale. Considérer les anomalies de sulfates intégrés dans la verticale permet de voir si l'augmentation du contenu en eau solide des nuages est possible en cas d'anomalies positives seulement des sulfates intégrés à la verticale. En d'autres termes, cela permet de déterminer si l'augmentation des aérosols sulfatés est une condition nécessaire à l'augmentation du contenu en eau solide des nuages.

Les figures 3.23 et 3.24 illustrent les courbes de tendance des anomalies journalières du contenu en eau solide intégré à la verticale en fonction des anomalies journalières de la concentration de sulfates intégrée à la verticale pour les mois de février et mars 1995. Les trois intervalles de température de surface analysés sont représentés par les trois différentes couleurs de courbe de tendance.

Les résultats montrent que l'anomalie de la quantité d'eau solide des nuages est généralement positive (voir courbe de tendance) peu importe le signe de l'anomalie de la concentration de sulfate intégré à la verticale. Cela montre que la baisse de IN (même en absence d'une augmentation de la concentration de gouttelettes d'eau) peut produire cette hausse de quantité d'eau solide des nuages. Cela est d'autant plus vrai si la température est élevée. En effet, aux températures élevées, la concentration de IN est faible. La réduire

davantage permet d'augmenter le rapport saturant en limitant la déposition de vapeur d'eau sur les cristaux. Aux températures plus froides, seules la baisse de IN n'est pas suffisante pour augmenter le rapport saturant suffisamment car la concentration d'IN demeure élevée.

Lorsque l'anomalie de la quantité de sulfate intégrée dans la verticale est grande, l'anomalie de la quantité d'eau solide intégrée dans la verticale augmente significativement dans tous les cas, incluant les cas où la température est plus froide. En effet, à basse température, la baisse d'IN n'est pas suffisante pour augmenter le rapport saturant. Cependant, la hausse de la concentration de gouttelettes contribue à accroître le taux d'évaporation total et à élever le rapport saturant. Aux températures plus élevées, les deux facteurs contribuent lorsque l'anomalie de la quantité de sulfate intégrée à la verticale est positive.

On remarque que les tendances sont plus faibles en février comparativement au mois de mars (voir appendice J pour les graphiques de l'année 1985). Effectivement, les changements dans la circulation atmosphérique du milieu perturbé ont engendré d'importantes anomalies positives de sulfates au mois de mars (figure 3.18). Cela fait en sorte que la contribution à l'intensification de la quantité d'eau solide provenant d'un taux d'évaporation total plus important des gouttelettes est plus importante en mars. Ainsi, dans le cas du mois de mars, les figures 3.11, 3.12, 3.16 et 3.17 nous montrent des anomalies du contenu en eau liquide et solide plus fortement négative et positive respectivement qu'au mois de février. Encore une fois, l'intervalle de température au-dessus de 260K est le plus marqué des trois. Ayant le moins grand nombre de noyaux de glaciation, les températures chaudes et la baisse imposée de IN ont pour cause de favoriser la diminution du taux de déposition de vapeur d'eau sur les cristaux et de générer l'hypothèse émise dans la section précédente.

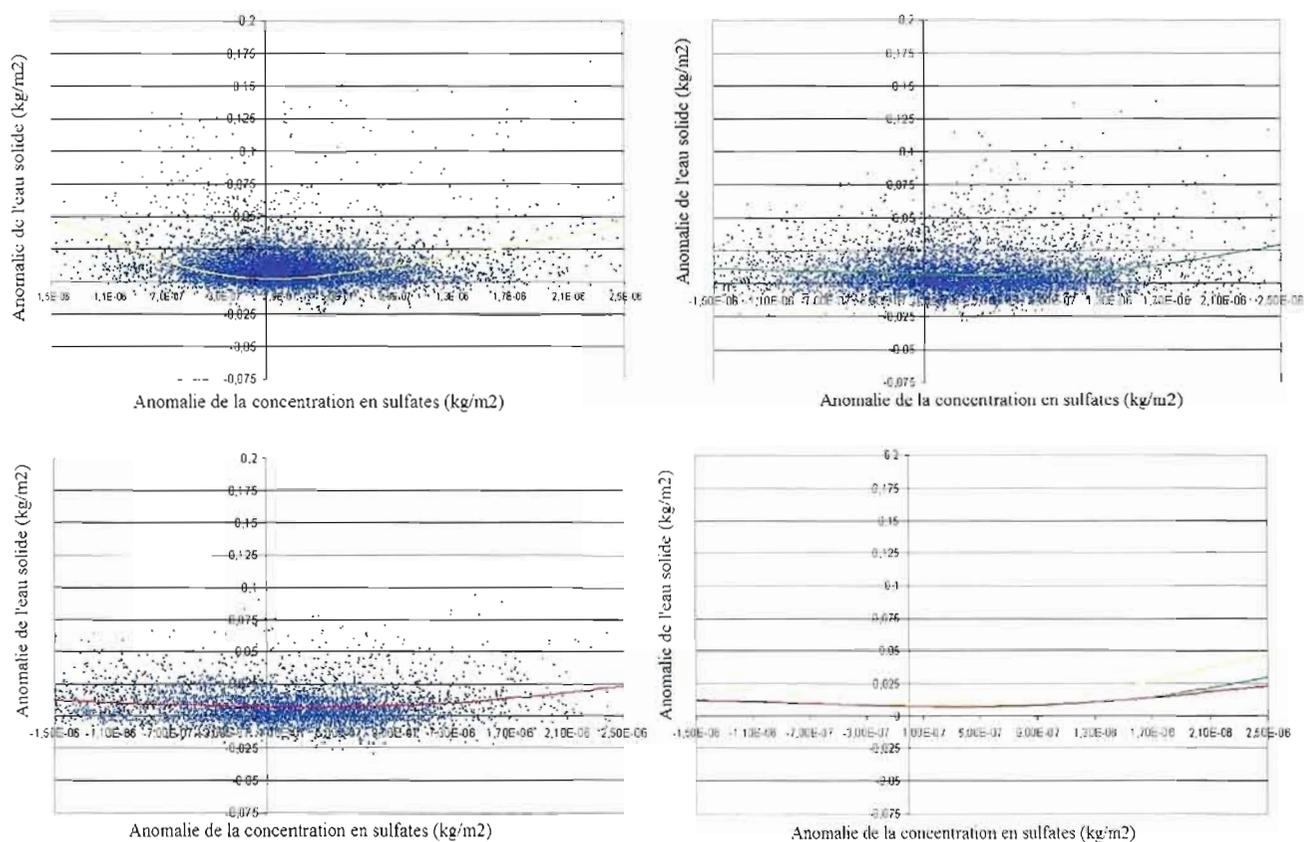


Figure 3.23 : Anomalies du contenu en eau solide intégré à la verticale (moyenne journalière) en fonction de l'anomalie journalière de la concentration de sulfates intégrée à la verticale au mois de février 1995 pour trois barèmes de températures : $T > 260K$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250K < T < 260K$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240K < T < 250K$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la vertical pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).

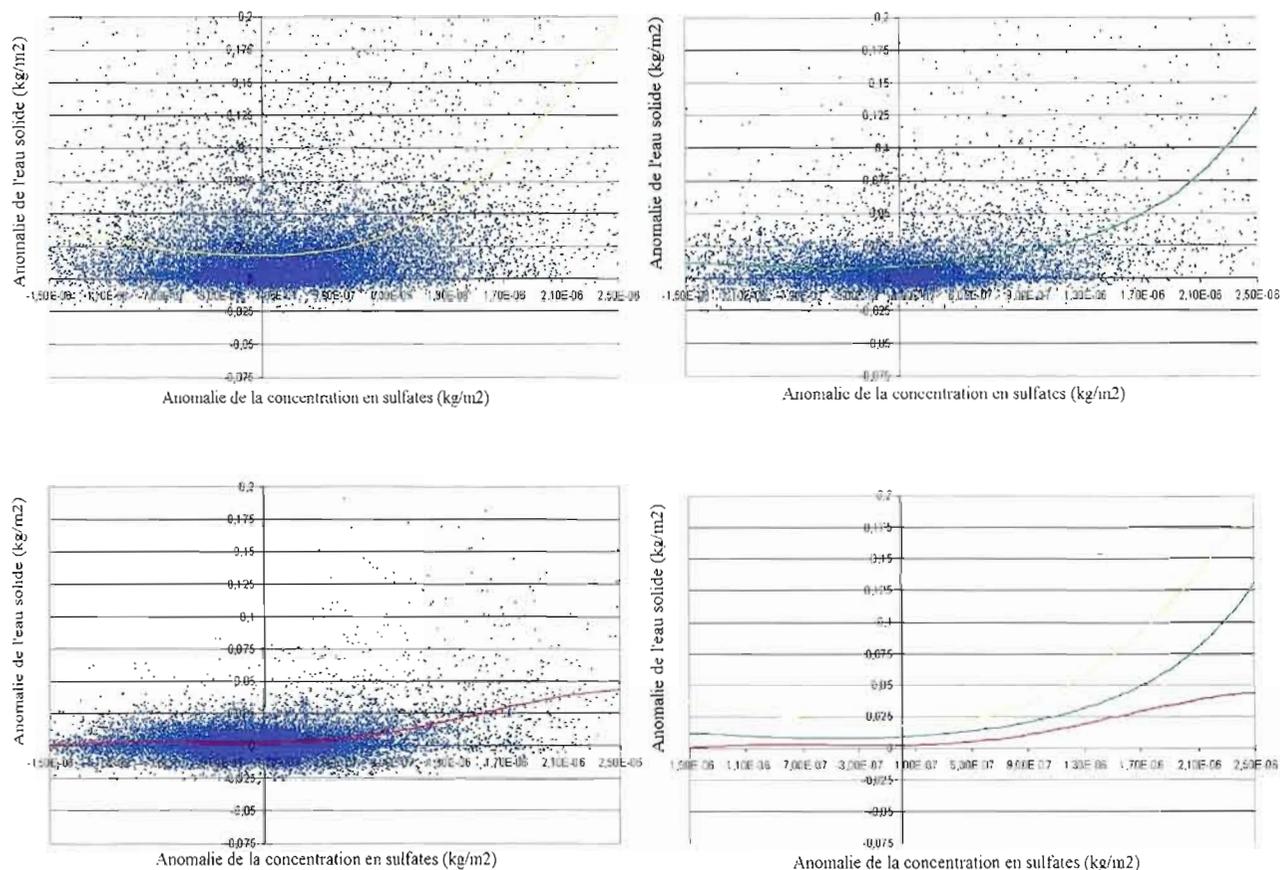


Figure 3.24 : Anomalies du contenu en eau solide intégré à la verticale (moyenne journalière) en fonction de l'anomalie journalière de la concentration de sulfates intégrée à la verticale au mois de mars 1995 pour trois barèmes de températures : $T > 260\text{K}$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250\text{K} < T < 260\text{K}$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240\text{K} < T < 250\text{K}$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la vertical pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).

3.2.4 Implication pour le budget radiatif en surface

Les processus d'absorption et d'émission du rayonnement solaire et tellurique par les nuages sont régis par leurs propriétés microphysiques et optiques. Par conséquent, un changement de phase des nuages implique un effet sur le bilan radiatif. L'augmentation du CES et la

diminution du CEL obtenues ont pour cause de modifier l'épaisseur optique et l'émissivité des nuages, faisant ainsi varier le forçage radiatif des nuages sur le bilan radiatif en surface.

L'anomalie du forçage radiatif des nuages est calculée à l'aide de la différence entre les flux net radiatifs de longues et de courtes longueurs d'onde en surface et les flux radiatifs de longues et de courtes longueurs d'onde en surface par ciel clair. La figure 3.25a montre l'anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction de la température pour les quatre mois d'étude. La température à 850 hPa est considérée ici en raison de la prédominance des nuages bas. Les résultats montrent que, pour tous les ensembles, les températures entre 260 et 265K sont associées à une anomalie (négative) maximale du forçage radiatif des nuages avec des valeurs se situant entre -2 et -5 W/m². Notons que les anomalies du contenu en eau solide (positive) et de l'eau liquide (négative) sont relativement élevées pour ces températures également.

Les figures 3.25b et 3.25c montrent l'anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction de l'anomalie du contenu en eau solide et liquide respectivement. Pour les quatre mois d'étude, l'anomalie du forçage radiatif des nuages est négative et positive avec des valeurs variant entre -15 et +15 W m⁻² pour des anomalies de CEL négative et positive respectivement. Cependant, l'anomalie du forçage radiatif des nuages est presque toujours négative (en moyenne) peu importe le signe de l'anomalie du CES. Ceci s'explique par le fait que les anomalies positives de CES sont souvent associées aux anomalies négatives de CEL (voir figure 3.26). Ces résultats sont donc conséquents avec l'hypothèse décrite précédemment dans laquelle la hausse du CES est nécessairement associée à la baisse de CEL. Ainsi, la quantité d'eau totale des nuages baisse. Le gain mensuel moyen de 0,014 kg/m² du contenu en eau solide au détriment d'une perte mensuelle moyenne de 0,025 kg/m² d'eau liquide dans les nuages a influencé négativement le forçage radiatif des nuages de 3,3 W/m² et ce, même si les modifications microphysiques sont de faibles ampleurs.

La figure 3.25d montre l'anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction du facteur de réduction de IN. L'anomalie du forçage radiatif des nuages oscille entre 0 et -7 W/m² avec un

maximum situé à un facteur de réduction de IN d'environ 12,5. Aux valeurs plus basses du facteur de réduction, l'anomalie du forçage radiatif des nuages diminue. Ceci est relié à l'épaisseur optique des nuages. En effet, les régions situées au nord de l'Europe sont celles où l'on retrouve de grandes concentrations de sulfates, donc celles où la baisse de IN est la plus importante. Les nuages de ces régions sont optiquement épais et émettent comme des corps noirs. Par conséquent, les changements dans la quantité d'eau liquide et d'eau solide de ces nuages ne modifient pas significativement la radiation infrarouge qu'ils émettent vers la surface et la radiation solaire qu'ils réfléchissent. Cependant, les nuages optiquement plus minces situés au nord du continent européens et en Arctique sont plus sensibles aux variations de CEL et CES. En effet, ces nuages émettent souvent comme des corps gris. Ces nuages sont affectés par des concentrations relativement élevées d'aérosols sulfatés mais tout de même inférieures aux concentrations au-dessus de l'Europe. Le maximum de l'anomalie du forçage radiatif des nuages aux valeurs moyennes du facteur de réduction s'explique donc essentiellement par l'épaisseur optique des nuages et la concentration des aérosols sulfatés des régions au nord de l'Eurasie.

La figure 3.27 montre la moyenne mensuelle de l'anomalie du forçage radiatif des nuages moyennée pour les 4 mois simulés. Les régions de la mer de Barents et de Kara allant jusqu'en Arctique central sont caractérisées par des anomalies négatives avec les valeurs maximales au-dessus de la mer de Barents et de Kara. Ces régions sont effectivement affectées par des concentrations d'aérosols sulfatés moyennes et donc d'un facteur de réduction moyen (équation 2.4). Elles réunissent donc les conditions optimales pour avoir une anomalie de forçage radiatif des nuages maximale (voir discussion ci-dessus).

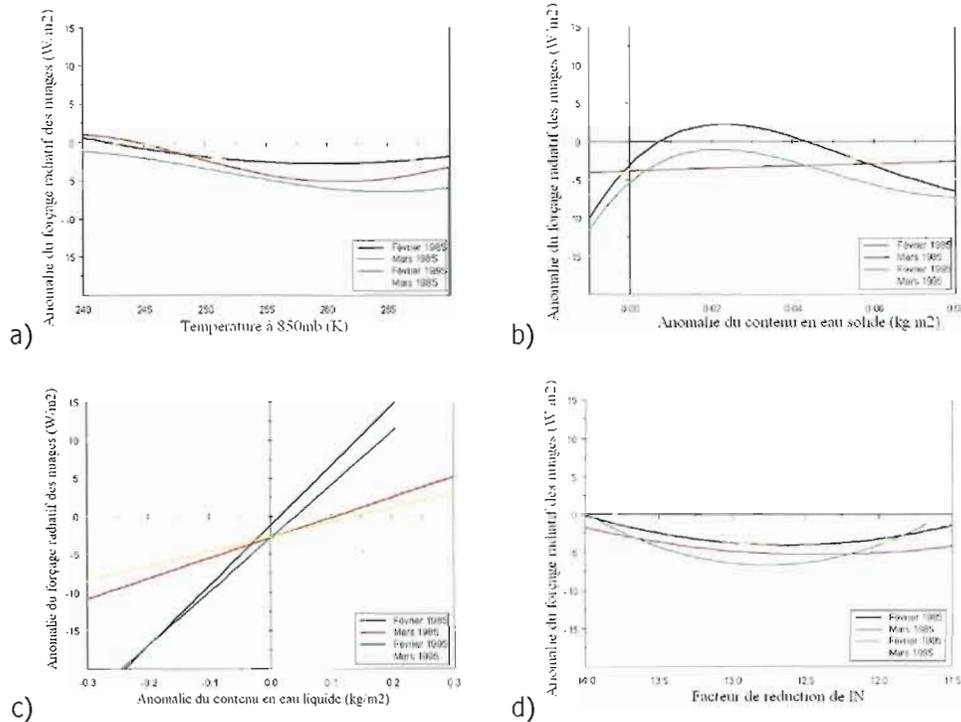


Figure 3.25 : a) Anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction de la température à 850mb pour les quatre mois d'études, b) Anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction de l'anomalie du contenu en eau solide des nuages intégré à la verticale pour les quatre mois d'étude, c) Anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction du contenu en eau liquide intégré à la verticale, d) Anomalie du forçage radiatif des nuages en fonction du facteur de réduction de IN. Les courbes de tendance équivalent aux points de grille de chaque jour des mois de février 1985 (noire), mars 1985 (rouge), février 1995 (verte) et mars 1995 (jaune).

Cependant, les anomalies de la température de l'air en surface ne sont pas nécessairement toujours en accord avec celles du forçage radiatif des nuages. Comme on peut le constater à la figure 3.27, il y a plusieurs régions de réchauffement qui coïncident avec des zones où le forçage radiatif des nuages est négatif. Notons que l'effet étudié est en compétition avec d'autres effets radiatifs indirects des aérosols, tel que l'effet Albrecht. Les interactions avec la dynamique jouent aussi un rôle non négligeables surtout près de la zone barocline du nord de l'Europe. Autrement dit, les anomalies moyennes de la température en surface ne dépendent pas seulement des anomalies du forçage radiatif des nuages causées par le processus décrit dans ce mémoire, puisque celles-ci peuvent être dominées par d'autres effets. Par exemple, le

refroidissement important en février 1995 au-dessus des mers de Kara et Barents provient d'une modification du couvert nuageux au mois de janvier 1995 et d'une interaction avec la dynamique.

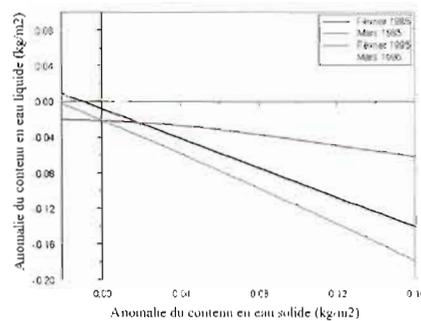


Figure 3.26 : Anomalie du contenu en eau liquide des nuages intégrée à la verticale en fonction du contenu en eau solide des nuages intégré à la verticale pour les quatre mois d'étude. Les courbes de tendances équivalent aux points de grille de chaque jour des mois de février 1985 (noire), mars 1985 (rouge), février 1995 (verte) et mars 1995 (jaune).

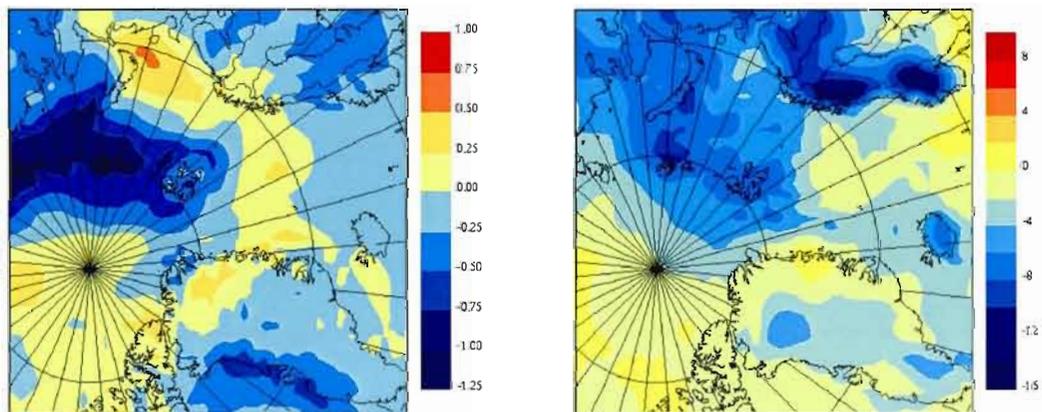


Figure 3.27 : Moyenne des quatre mois d'étude pour les anomalies mensuelles moyennes de la température de l'air à 1000mb en degrés Celsius ($^{\circ}\text{C}$) (à gauche) et du forçage radiatif des nuages intégré à la verticale en Watt par mètre au carré (W/m^2) (à droite).

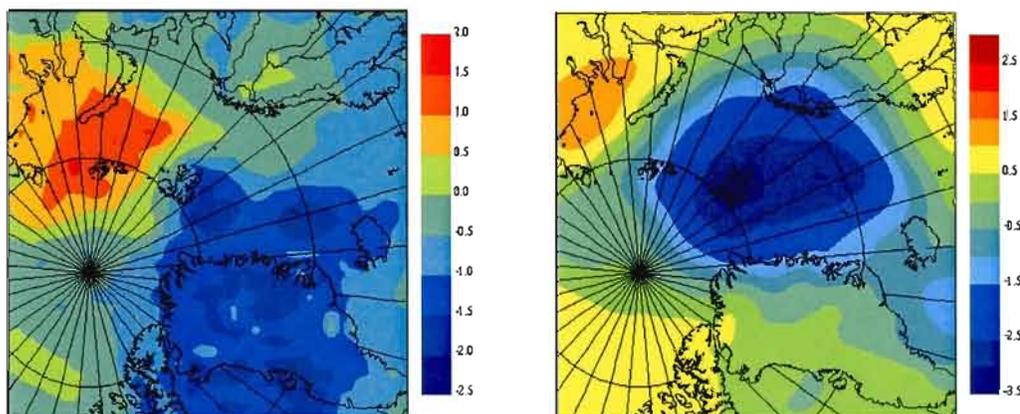


Figure 3.28 :Anomalies mensuelles moyennes de la température de l'air à 1000mb en degrés Celsius (°C) (à gauche) et de la pression au niveau de la mer en hectoPascals (hPa) (à droite) au mois de janvier 1995.

Afin d'illustrer ce phénomène, mentionnons le refroidissement important en février 1995 au-dessus des mers de Kara et Barents causé par une modification du couvert nuageux au mois de janvier 1995 et d'une interaction subséquente avec la dynamique. Effectivement, en janvier 1995, la présence d'une intense dépression favorise le transport d'aérosols important au-dessus des mers de Kara et de Barents ainsi que l'advection d'air chaud et humide. Par effet Albrecht, les nuages contiennent ainsi davantage de gouttelettes d'eau et moins de précipitations. Les nuages persistent donc plus longtemps et réchauffent la surface. Une grande concentration d'aérosols sulfatés associée à ce type de système dépressionnaire (nuage optiquement épais) favorise l'effet Albrecht au détriment de l'effet de la baisse de IN discuté dans ce mémoire. Ce phénomène est bien illustré sur la figure 3.25d qui montre que le forçage radiatif négatif des nuages associé au facteur de réduction des IN redevient nul lorsque le facteur de réduction de IN est très grand. C'est une situation semblable que l'on obtient en janvier 1995. La figure 3.29 indique une amplification du couvert nuageux (moyenne journalière) lorsque l'anomalie de la concentration de sulfates est positive, et ce pour les niveaux de 400 à 700mb.

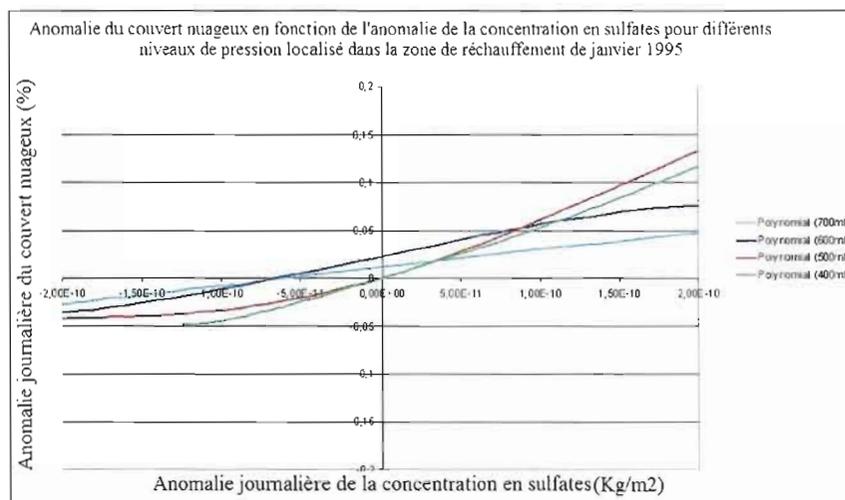


Figure 3.29 : L'anomalie du couvert nuageux en fonction de l'anomalie de la concentration en sulfates délimitée par la zone du réchauffement de surface ($T_{anom} > 0,6^{\circ}\text{C}$) pour les niveaux de pression suivants : 700mb (bleu ciel), 600mb (indigo), 500mb (rouge), 400mb (vert).

Cette augmentation de la couverture nuageuse a pour effet d'accroître la température de surface, tel qu'observé à la figure 3.28. Le réchauffement centré sur l'île de Zemble produit donc une baisse de la pression en surface résultant en une intensification du creux barométrique en surface, issu du système dépressionnaire localisé au-dessus de la mer de Barents. Ceci a pour effet de renforcer le gradient de pression entre le nord de la Sibérie et l'île de Spitzberg. Donc, à la fin du mois de janvier, le gradient de pression amplifié entre ces deux régions accentue le vent sibérien dans la zone analysée (voir figure 3.28). Ce vent en provenance de Sibérie réduit considérablement la température dans le domaine. En outre, ce vent sibérien est originaire du refroidissement au début du mois de février et d'un crêtage en surface. La hausse de pression favorise l'anticyclonisation, d'où l'induction d'un vent de l'arctique central dans la région d'étude. L'anomalie mensuelle moyenne du vent à 700mb en février est montrée à la figure 3.30. Ainsi, le vent froid et sec de l'arctique central permet au refroidissement de la Nouvelle-Zemble de persister tout le mois de février

Par conséquent, en février, les deux systèmes synoptiques s'affaiblissent en raison des anomalies positives et négatives de la pression situées dans la dépression et l'anticyclone respectivement. Une diminution de la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique génère

un apport moindre de masses d'air venant des moyennes latitudes. Ces masses d'air chaudes et humides approvisionnent l'Arctique en eau sous forme vapeur ou liquide et en aérosols. C'est pourquoi, on observe une atténuation de la concentration en sulfates dans toute la portion ouest du domaine (figure 3.13), en plus d'une anomalie négative de l'humidité spécifique généralisée sur presque toute la région Arctique (voir appendice F).

En résumé, le changement de phase des nuages a modifié le bilan radiatif en surface soit par une diminution du forçage radiatif des nuages. Toutefois, la température de surface n'est pas toujours sensible à cette baisse du forçage radiatif des nuages, car l'effet Albrecht et les interactions avec la dynamique peuvent dominer ou modifier ce forçage.

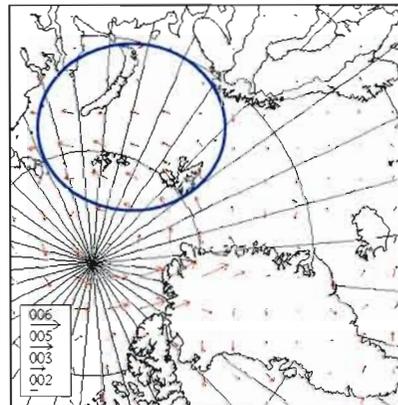


Figure 3.30 : L'anomalie mensuelle moyenne du vent horizontal moyen (uv) en noeuds à 700mb au mois de février 1995.

CONCLUSION

Les régions polaires sont parmi les plus touchées par l'activité humaine. Les températures moyennes en Arctique augmentent à un rythme deux fois plus élevé que le taux de réchauffement global de la Terre (GEIC, 2007). Ce réchauffement est attribué à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre d'origine anthropique. L'Arctique est également affecté par de grande concentration d'aérosols anthropiques. La circulation atmosphérique hivernale favorise le transport d'aérosols en provenance de l'Amérique du Nord, de l'Europe et de la Russie vers l'Arctique.

Malgré ce réchauffement annuel en Arctique, une tendance hivernale de $-0,4^{\circ}\text{C}$ de la température moyenne en surface pour les années 1980 à 2000 est observée par les données satellitaires de la NASA. Kahl et al. (1993) ont aussi constaté un refroidissement de surface en hiver de -2°C , selon une étude basée sur 27 000 profils de température de 1950 à 1990. De plus, Wang et Keys (2003) analysent des données satellitaires de 1982 à 1999 et remarquent également une baisse de la température de surface en hiver de $-0,34^{\circ}\text{C}$ par décennie au nord du 60°N et de $-2,2^{\circ}\text{C}$ par décennie au nord du 80°N .

Ces observations hivernales de la tendance de la température de surface en Arctique vont à l'encontre des prévisions émises par les modèles climatiques, qui prévoient un réchauffement maximal durant la saison froide. Plusieurs forçages externes peuvent être la source de cette divergence. Par exemple, les effets radiatifs directes et indirects des aérosols peuvent modifier le climat en altérant les propriétés microphysiques et optiques des nuages (effet Albrecht, effet Twomey).

Les aérosols sulfatés représentent plus de 50% de la masse totale des aérosols durant l'hiver arctique (Girard, 1998). Par un processus d'oxydation, le sulfate se transforme en acide sulfurique (Seinfeld, 1986). Selon Bigg (1980), les aérosols compris dans le mode

d'accumulation sont tous recouverts d'une mince couche d'acide sulfurique. Une étude de Borys (1989) indique que l'acide sulfurique sur les aérosols diminue la température d'activation des noyaux glaçogènes (IN). Ce qui expliquerait en partie la raison pour laquelle on retrouve moins de IN en Arctique qu'aux latitudes moyennes (Bigg, 1990). En fait, l'acide sulfurique sur les aérosols abaisse le taux de nucléation homogène et hétérogène des cristaux, soit en diminuant la température de congélation des gouttelettes en fonction de la concentration d'acide sulfurique qu'elle contient (Bertram *et al.*, 1996) ou soit en inhibant la nucléation de la glace pour les modes de nucléation par contact, immersion, condensation et déposition lors d'épisodes de brumes arctique (Borys, 1989).

Blanchet et Girard (1994) ont émis une hypothèse, nommé l'effet rétroaction déshydratation-effet de serre (RDES), tel que les aérosols sulfatés de source anthropiques sont à l'origine du refroidissement de surface en hiver arctique. Lors des transformations de masses d'air continentales en masses d'air polaires, les processus de formation des cristaux sont modifiés par l'acidification des aérosols (Archuleta *et al.*, 2005), ayant pour conséquence de réduire la concentration de noyaux glaçogènes pour une même température et humidité. Une même quantité de vapeur d'eau pour une moindre quantité de IN favorise donc le développement des cristaux de plus grande taille. Ce qui contribue à une augmentation des précipitations et plus particulièrement des précipitations en ciel clair (Girard *et al.*, 2005). Le flux de masse d'eau vers le bas est haussé et la basse troposphère est ainsi déshydratée. D'un point de vue radiatif, la baisse de vapeur d'eau induit une perte des émissions infrarouges et donc une diminution du flux infrarouge vers le bas. Or, la basse troposphère arctique est déshydratée par l'acidification des aérosols, en plus d'être refroidie par une réduction de l'effet de serre (Girard *et al.*, 2005; Girard et Stefanof, 2006).

Plusieurs recherches sur l'hypothèse RDES ont permis d'appuyer ce processus. Tout d'abord, Pavlovic (2001) implémente une réduction sévère des IN dans le modèle NARCM afin d'évaluer la sensibilité du climat arctique à cet effet durant le mois de janvier 1991. Il obtient un refroidissement de plus de 10°C au-dessus de l'Arctique central. Girard *et al.* (2005) simule un cas où les aérosols sont enduits à 100% d'acide sulfurique avec le modèle

LCM, pour les saisons hivernales de 1991 à 1994. Une perte moyenne du flux infrarouge vers le bas de 28 W/m^2 est obtenue en concordance avec une anomalie moyenne de la température de surface de -6°C . Aussi, Stefanof (2007) a étudié l'impact, sur le climat arctique, d'une baisse de la concentration en IN en fonction de la concentration en sulfates (basée sur les observations de Borys (1989)) à l'aide du modèle NARCM. Les résultats montrent un refroidissement maximal de surface de 3°C en Arctique central associé à une déshydratation maximale de 12%.

L'objectif de cette étude est d'analyser l'effet RDES selon : 1) deux différentes circulations atmosphériques, et par le fait même deux transports d'aérosols distincts, en simulant deux années où l'oscillation de l'Atlantique Nord s'oppose (OAN+ et OAN-), 2) un petit facteur de réduction de la concentration de noyaux glaçogènes, qui signifie la considération d'une faible acidification des aérosols, 3) une grande plage de température pour déterminer l'influence de la température dans le processus de la RDES. Alors, les simulations portent sur les mois de février et mars de 1985 (OAN-) et 1995 (OAN+).

La technique d'ensemble utilisée, pour faire la distinction entre la variabilité interne du modèle et le signal du climat, consiste à réaliser des ensembles de cinq simulations avec des conditions initiales différentes pour chaque mois d'étude (Rinke et Dethloff, 2000). Les variances de la température de l'air en surface sont calculées entre chaque simulation pour observer s'il y a convergence du signal. Les variances moyennes obtenues sont relativement faibles pour tous les ensembles ($0,67 < s^2 < 2,31$), le signal a donc réussi à converger avec les ensembles de cinq simulations.

Le modèle est validé à l'aide de comparaison entre les réanalyses et observations (NCEP, IABP) et les sorties du modèle. Le Northern Aerosols Regional Climate Model (NARCM) a reproduit raisonnablement bien l'atmosphère pour tous les ensembles. Les biais moyens de la température de surface avec les observations NCEP pour février et mars 1995 sont relativement faibles avec des valeurs de $-1,47^\circ\text{C}$ et de $-1,42^\circ\text{C}$, respectivement. Une zone importante de sous-estimation de la température (entre $-10,9^\circ\text{C}$ et $-13,1^\circ\text{C}$) est obtenue au-

dessus de la mer du Groenland et expliqué par la grande variabilité intra mensuelle de la couverture de glace dans cette région. Toutefois, en ce qui concerne l'année 1985, les biais moyens de la température de surface sont un peu plus élevés, soit de $-2,91^{\circ}\text{C}$ pour février et de $-1,93^{\circ}\text{C}$ pour mars. Ils sont tout de même acceptables en comparaison avec les études de Stefanof (2007) et de Rinke (2000) au-dessus de l'Arctique où les biais étaient de $-3,82^{\circ}\text{C}$ et de $-2,80^{\circ}\text{C}$ entre les sorties du modèle et les observations.

Deux scénarios sont considérés pour chaque ensemble, soit un cas de référence et un cas perturbé. Le cas perturbé est un scénario dans lequel un facteur de réduction est appliqué à la concentration de noyaux glaçogènes, modélisant ainsi l'impact de l'acidification des aérosols sur la nucléation des cristaux. Dans cette étude, la réduction maximale de la concentration des noyaux de glaciation (correspondant à de fortes concentrations d'aérosols sulfatés) est petite. Le modèle NARCM est utilisé pour réaliser les simulations, puisqu'il contient le module CAM, qui simule les émissions et le transport des aérosols ainsi que les processus physiques reliés aux aérosols (Gong *et al.*, 2003). Les aérosols modélisés pour l'étude sont les sulfates et les sels de mer.

La différence entre le milieu perturbé et le milieu de référence, appelée anomalie, nous indique les modifications induites par la perturbation appliquée à la concentration de IN. Ce sont principalement les anomalies de la température de l'air en surface et celles de l'efficacité de déshydratation qui nous permettent d'identifier l'effet indirect de la RDES. Pour s'assurer que ces anomalies soient significatives, nous effectuons les tests statistiques de T-Student avec un intervalle de confiance fixé à 95%.

L'hypothèse de la RDES n'est pas vérifiée pour aucun ensemble. Les facteurs composant la suite logique menant à l'effet de refroidissement, associé au processus de la RDES, ne sont pas réunis dans les zones où l'anomalie de température est négative. Ces facteurs sont la baisse d'humidité spécifique, la hausse de précipitation, la baisse du contenu en eau solide des nuages, et la hausse de l'efficacité de déshydratation. En comparant avec l'étude de Stefanof (2007) sur février 1990 (une étude ayant appuyé l'effet RDES), on s'aperçoit qu'il y a deux

facteurs compris dans nos ensembles de simulations qui ne sont pas favorables au processus de la RDES: (1) une circulation atmosphérique davantage latitudinale, créant un faible apport d'aérosols en Arctique central et (2) un petit facteur de réduction des IN, ayant un effet plus grand dans les régions chaudes du domaine.

Toutefois, l'obtention d'une constante pour les quatre mois d'étude telle que, une diminution de la quantité d'eau liquide et une hausse du contenu en eau solide dans les nuages, apparaît contradictoire avec la réduction de IN imposée dans le scénario perturbé. Une analyse plus approfondie a été réalisée afin d'établir un possible lien entre le changement de phase des nuages et la baisse de IN.

On constate effectivement que plus la réduction de IN est importante, plus le contenu en eau solide s'accroît et plus le contenu en eau liquide des nuages s'abaisse. Également, on observe que les températures plus élevées que 260K réagissent fortement à la baisse de IN. L'hypothèse suivante est suggérée afin d'expliquer ces résultats quelques peu paradoxaux. Les nuages relativement chauds contiennent peu de IN, ils sont donc plus sensibles à la modeste baisse imposée de IN. Dans ces nuages, la réduction de noyaux glaçogènes réduit le taux de déposition de la vapeur d'eau sur les cristaux de glace et déséquilibre l'augmentation de la vapeur d'eau disponible pour la déposition. Par conséquent, il y a augmentation du rapport saturant par rapport à la glace dans le nuage, ayant pour effet : 1) d'accroître la probabilité d'atteindre la saturation par rapport à l'eau liquide et d'obtenir ainsi une hausse de la concentration de gouttelettes, et 2) d'amplifier le taux de gel par immersion qui dépend du rapport saturant par rapport à la glace et par conséquent d'augmenter le nombre de cristaux de glace. Or, lorsqu'il y a sous saturation par rapport à l'eau liquide, la hausse de la concentration des gouttelettes a pour cause d'augmenter le taux d'évaporation des gouttelettes, puisque la surface totale de celles-ci est plus grande. Il y a donc une plus grande quantité de vapeur d'eau disponible pour se déposer sur les cristaux de glace plus nombreux, en raison de l'augmentation du taux de gel par immersion. Le bilan est une diminution d'eau liquide et une augmentation d'eau solide dans les nuages relativement chauds.

A priori, ce processus est possible seulement si la baisse de IN induit une hausse du rapport saturant. Effectivement, si la concentration de IN est trop grande suite à la réduction, il y a équilibre entre le taux de déposition et l'évaporation des gouttelettes empêchant le déclenchement de ce processus. Expliquant ainsi que l'obtention d'une anomalie positive du contenu en eau solide pour des températures froides nécessite une réduction plus considérable des noyaux de glaciation.

Toutes les valeurs d'anomalies de la quantité d'aérosols sulfatés sont associées à des anomalies du contenu en eau solide positives, avec toutefois des valeurs plus importantes lorsque le sulfate est en plus grande concentration. L'augmentation de noyaux de condensation (voir équations 2.2 et 2.3) contribue à accroître la concentration des gouttelettes et à initier le processus décrit précédemment. Cependant, le fait que l'effet soit également observé pour toutes les anomalies de la concentration d'aérosols sulfatés démontre que l'effet est bien causé par la baisse imposée de IN. Lorsque combiné à une hausse d'aérosols sulfatés l'effet obtenu est maximisé, soit une anomalie du contenu en eau solide plus élevée.

Ce changement de phase des nuages causé par la baisse de la concentration de IN a un effet sur le bilan radiatif en surface. Les résultats obtenus sont cohérents avec l'hypothèse décrite précédemment, comme quoi l'augmentation du CES est nécessairement associée à la baisse du CEL, ce qui induit une moindre quantité d'eau totale dans les nuages. Or, un gain moyen de $0,014 \text{ kg/m}^2$ du CES ainsi qu'une baisse moyenne de $0,025 \text{ kg/m}^2$ du CEL a engendré une anomalie négative moyenne de $-3,3 \text{ W/m}^2$ du forçage radiatif des nuages. L'anomalie de ce forçage est maximale pour les températures comprises entre 260 et 265K, avec des pertes radiatives en surface variant de -2 à -5 W/m^2 . Également, les valeurs moyennes du facteur de réduction de IN correspondent aussi à une anomalie négative maximale du forçage radiatif des nuages. En effet, les nuages optiquement plus minces affectés par des concentrations relativement élevées de sulfates sont les plus sensibles, au niveau radiatif, aux altérations du CEL et du CES que les nuages optiquement épais.

Toutefois, les anomalies moyennes de la température ne sont pas nécessairement toujours associées à celles du forçage radiatif des nuages. Soulignons que l'effet étudié dans ce mémoire est en compétition avec les rétroactions de la dynamique ainsi que les effets indirects des aérosols puisqu'ils peuvent dominer ou modifier les conséquences directes et indirectes de la réduction de la concentration de IN.

Une étude sur différentes valeurs du facteur de réduction des IN est présentement en cours (Guillaume Dueymes, UQAM). Une meilleure évaluation de ce facteur va permettre de mieux comprendre les changements de phases des nuages suite à la baisse de IN et les conséquences sur la basse troposphère arctique. De plus, un lien pourrait peut-être s'établir entre différentes réductions de IN, l'effet RDES et l'effet étudié dans ce travail.

La recherche d'une relation entre le facteur de réduction et la température serait une avenue future envisageable pour établir une meilleure représentation de l'acidification des aérosols et de ses conséquences. La paramétrisation d'une telle relation améliorerait la qualité des modèles régionaux et globaux à reproduire la microphysique des nuages et les forçages qui y sont associés. Finalement, l'effet obtenu dans ce travail devra être investigué davantage en utilisant un modèle microphysique explicite afin de confirmer l'hypothèse émise et de mieux comprendre les mécanismes microphysiques en jeu.

APPENDICE A

CARTE DE LA RÉGION ARCTIQUE

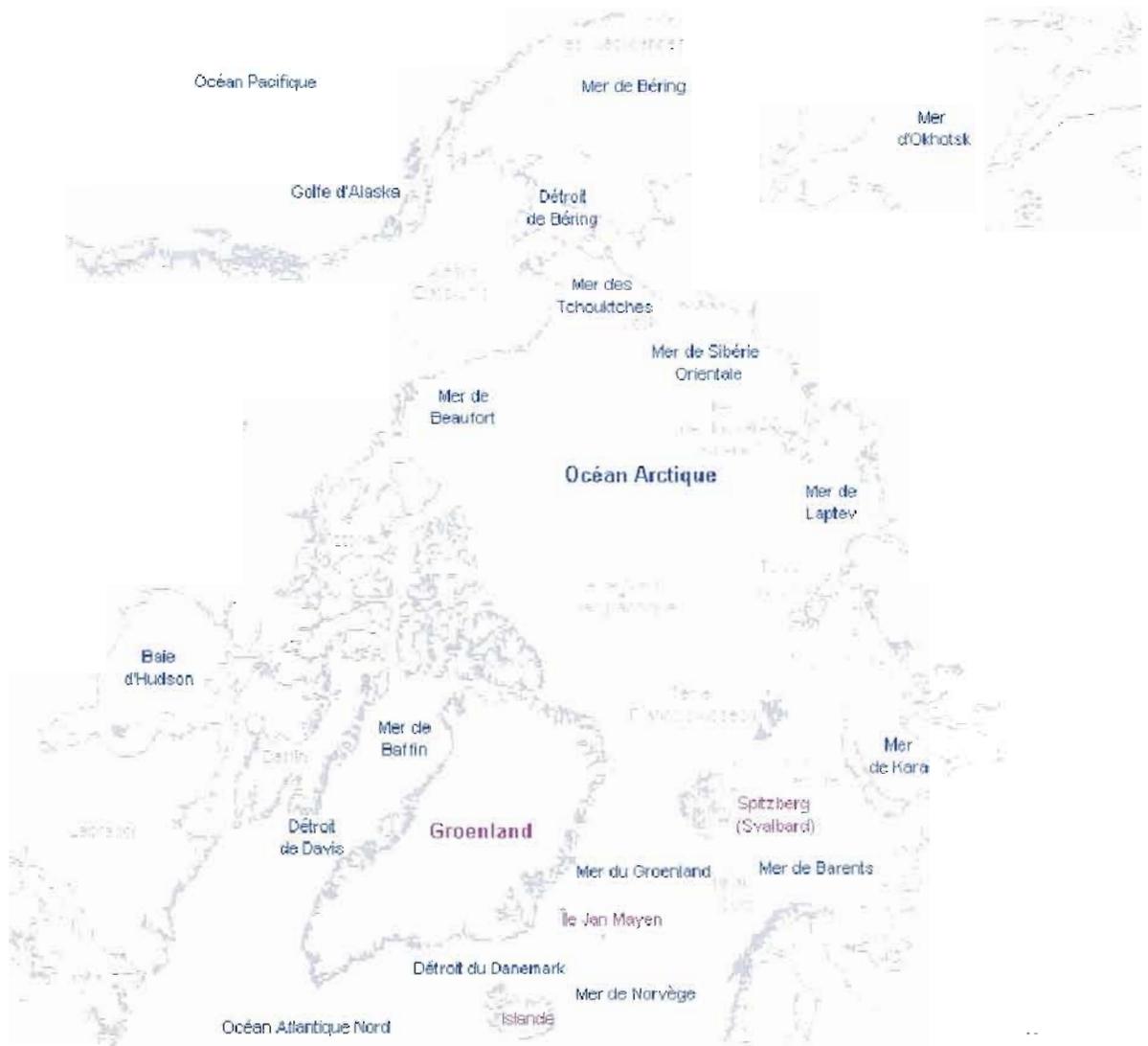


Figure A.1: Carte de la région arctique.

APPENDICE B

COMPARAISON DES SORTIES DU MODÈLE NARCM AVEC LES OBSERVATIONS NCEP POUR LES MOIS DE FÉVRIER ET MARS DE L'ANNÉE 1985

En février 1985, l'écart moyen entre le modèle et les observations est de $-2,91^{\circ}\text{C}$, ce qui est relativement raisonnable si on compare à Stefanof (2007) qui avait une valeur de $-3,82^{\circ}\text{C}$ pour le mois de février 1990 (voir figure B.1). Toutefois, une différence minimale de $-14,9^{\circ}\text{C}$ dans la mer de Beaufort s'avère inacceptable. Il est possible que se soit causé par les données NCEP qui sont plus chaudes que la normale, ce qui peut provoquer un biais plus important. Les données des bouées IABP sont illustrées sur la figure B.2.

Pour la mer de Beaufort, le modèle simule des températures variant entre -35°C à -25°C tandis que les données IABP oscillent entre -34°C à -28°C . Le modèle a encore une température inférieure à celles des observations IABP, cependant les écarts sont beaucoup plus faibles qu'avec les données NCEP. En plus, le secteur des îles de la Nouvelle Sibérie représente bien les données IABP, qui pourtant a des différences de -6° à -8°C avec celles de NCEP.

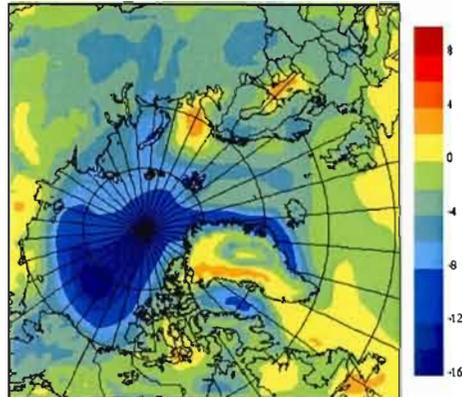


Figure B.1 : Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la température de l'air en surface en février 1985.

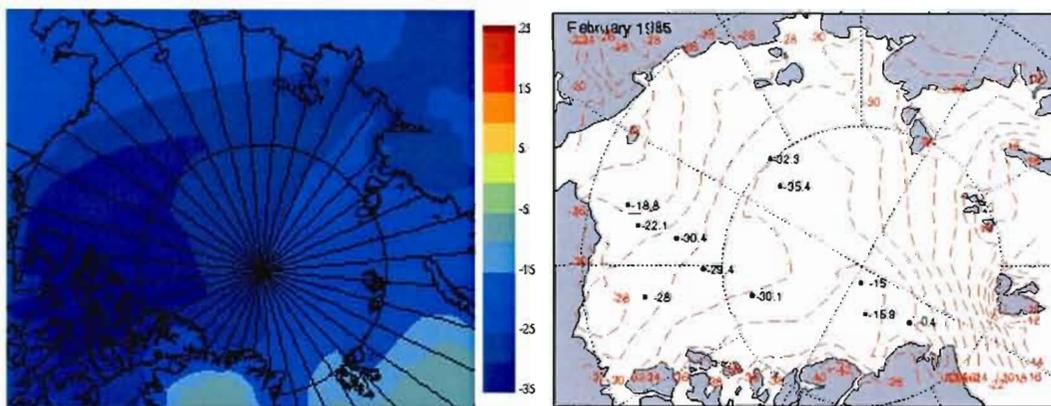


Figure B.2 : Comparaison entre les sorties du modèle (gauche) et les données IABP (droite) de février 1985 pour la température de l'air en surface dans un domaine restreint à l'océan Arctique.

La figure B.3 montre que la pression au niveau de la mer est surestimée de 6 à 9 hPa au-dessus de l'océan Arctique, en négligeant la portion du Groenland, pour ce mois de février 1985. Le biais évalué a une valeur maximale de 9 hPa avec les données NCEP. Par contre, la figure B.4 nous indique une différence maximale d'environ 5 hPa avec les données de bouées IABP. On remarque donc que le modèle s'accorde davantage avec les données IABP que celles de NCEP.

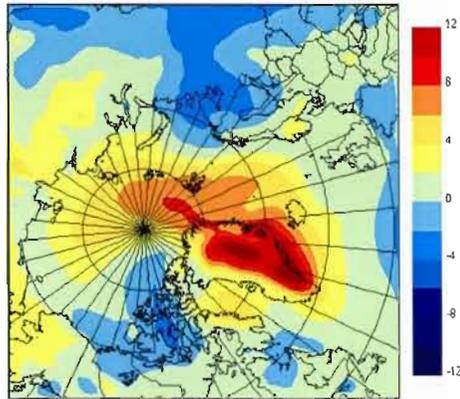


Figure B.3 : Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la pression au niveau de la mer en février 1985.

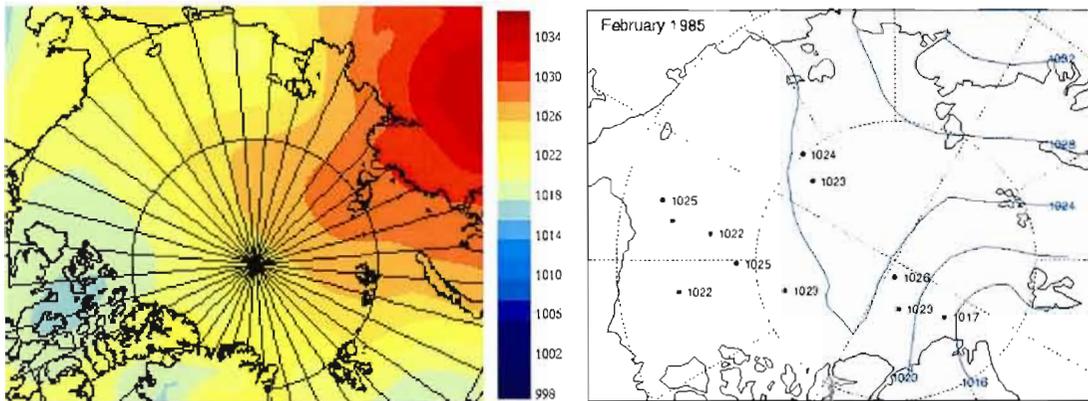


Figure B.4 : Comparaison entre les sorties du modèle (gauche) et les données IABP (droite) de février 1985 pour la pression au niveau de la mer dans un domaine restreint à l'océan Arctique.

Une hausse de la divergence en surface cause une augmentation de la convergence en altitude qui, par conséquent peut provoquer une diminution du géopotiel à 500mb. C'est en effet ce que l'on peut constater au nord de l'Europe de l'Ouest, avec un écart maximum de 10 dam, induit par le biais positif de la pression au niveau de la mer entre le modèle et les données NCEP (voir figure B.5).

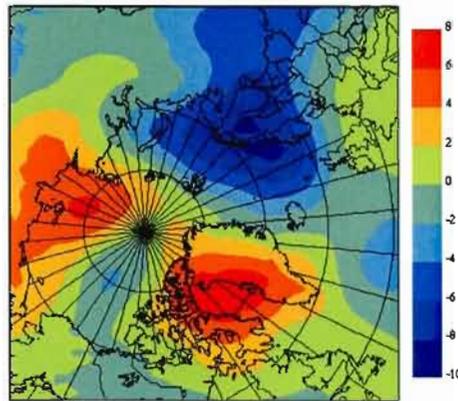


Figure B.5 : Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la hauteur du géopotential à 500mb en février 1985.

En mars 1985, il y a une sous-estimation importante ($-15,6^{\circ}\text{C}$) de la température de l'air en surface en comparaison aux observations NCEP (voir figure B.6). Ce biais maximal se situe dans la région du pôle Nord géographique. Si l'on considère ce secteur avec les données de bouées illustrées à la figure B.7, on s'aperçoit qu'il y a des valeurs variant de -34°C à -32°C qui sont bel et bien comprises dans les barèmes de température des sorties du modèle.

Toutefois, la pression au niveau de la mer est très bien reproduite tel qu'illustré à la figure B.8. Les écarts sont faibles avec des valeurs variant entre -4 et 4 hPa. La figure B.9 montre une bonne représentation de la hauteur du géopotential à 500mb pour mars 1985. Par contre, il y a une différence maximale de -6 à -8 dam au-dessus du pôle Nord géographique. Cet écart pourrait possiblement être causé par une forte sous-estimation de la température de l'air en surface dans cette zone de l'océan Arctique.

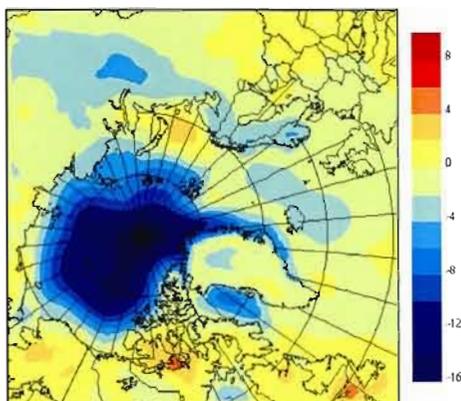


Figure B.6 : Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la température de l'air en surface en mars 1985.

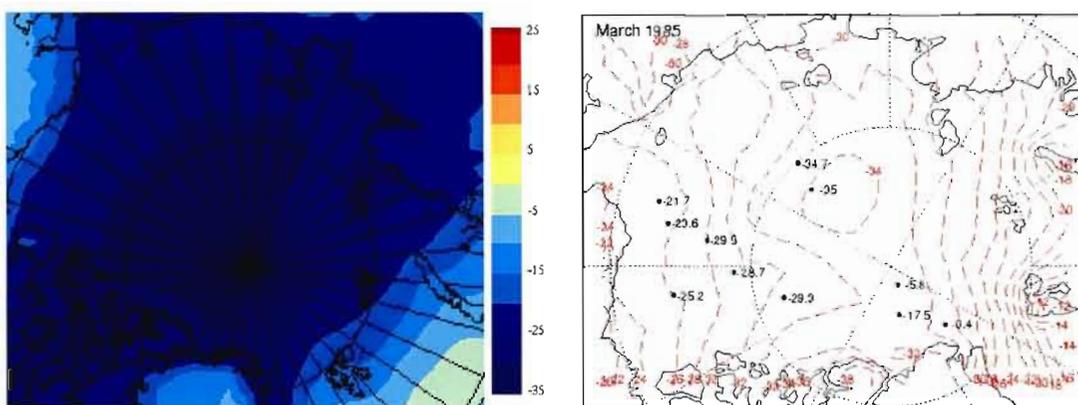


Figure B.7 : Comparaison entre les sorties du modèle (gauche) et les données IABP (droite) de mars 1985 pour la température de l'air en surface dans un domaine restreint à l'océan Arctique.

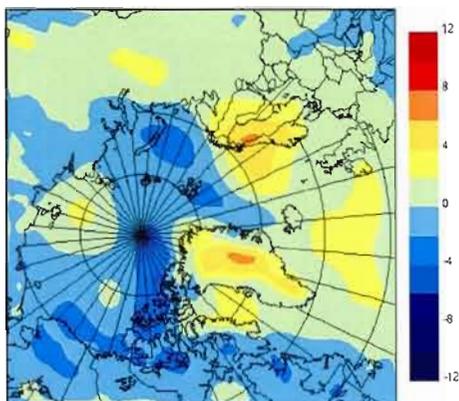


Figure B.8 : Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la pression au niveau de la mer en mars 1985.

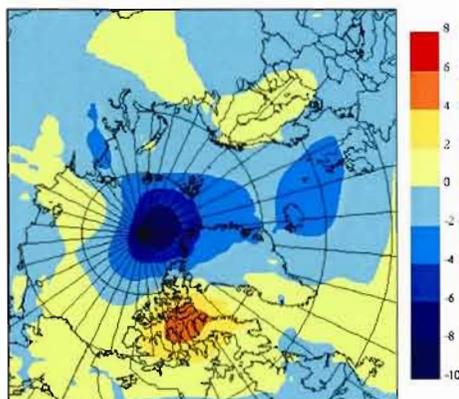


Figure B.9 : Différence entre les sorties du modèle et les observations NCEP pour la hauteur du géopotentiel à 500mb en mars 1985.

APPENDICE C

TEST DE T-STUDENT APPLIQUÉ À L'ANOMALIE DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR EN SURFACE POUR LES MOIS DE FÉVRIER ET MARS 1985

Voici les résultats, sous forme d'images, des tests de T-Student effectués pour la température de surface des mois de février et de mars dans le but de déterminer les régions significatives de l'année 1985. Rappelons que les zones blanches sont significatives tandis que les grises sont exclues de l'intervalle de confiance.

En 1985, le signal est plus faible puisque le transport d'aérosols est moins important dans la région étudiée induisant des variations de température non significative à part dans la région environnante de la Nouvelle Zemble et celle de la mer de Laptev. De plus, la variance calculée de cet ensemble est faible ce qui engendre un petit intervalle de confiance plus difficile à combler. Par contre, le mois de mars est majoritairement de couleur blanche indiquant qu'il détient un domaine significatif partout sauf en Arctique central.

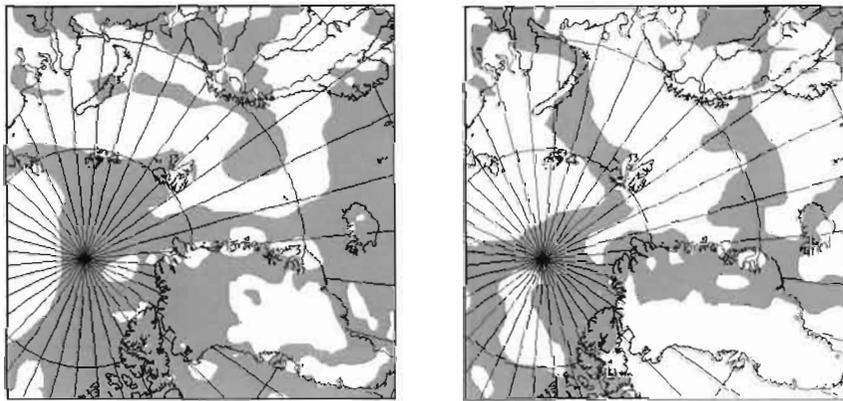


Figure C.1 : Domaine significatif de la température de l'air en surface pour les mois de février 1985 (à gauche) et de mars 1985 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student.

APPENDICE D

TEST DE T-STUDENT APPLIQUÉ AUX ANOMALIES DE VARIABLES IMPORTANTES (P, PCP, HS, CEL, CES, SO₄) POUR LES MOIS DE FÉVRIER 1985 ET 1995

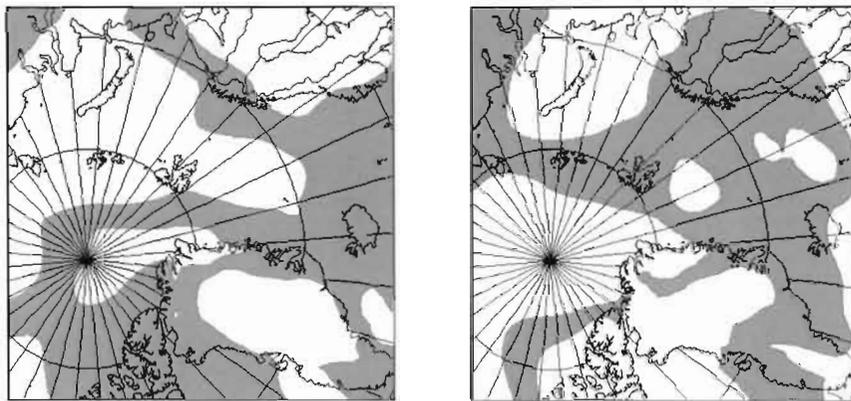


Figure D.1 : Domaine significatif l'anomalie de la pression au niveau de mer pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

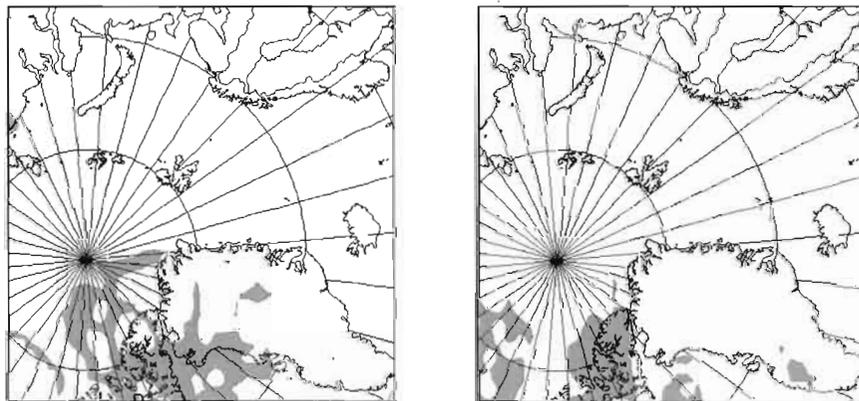


Figure D.2 : Domaine significatif de l'anomalie du contenu en eau liquide intégré à la verticale pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

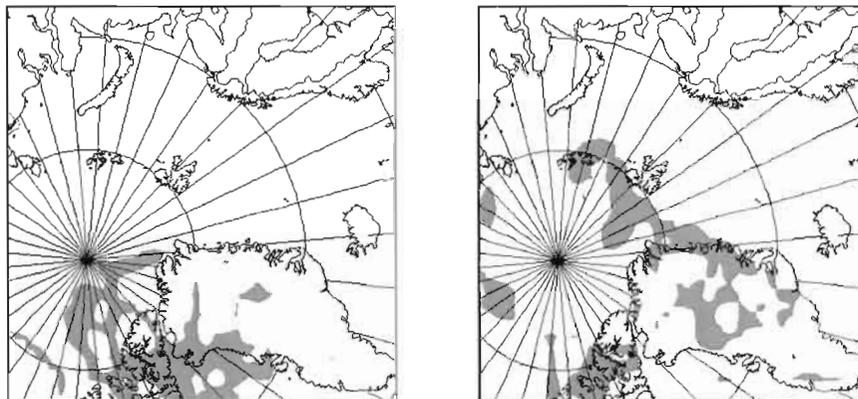


Figure D.3 : Domaine significatif de l'anomalie du contenu en eau solide intégré à la verticale pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

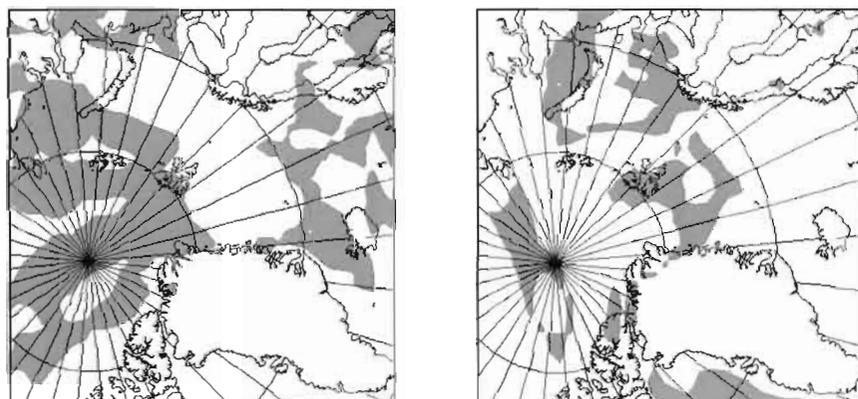


Figure D.4 : Domaine significatif de l'anomalie de la concentration en sulfates intégré à la verticale pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

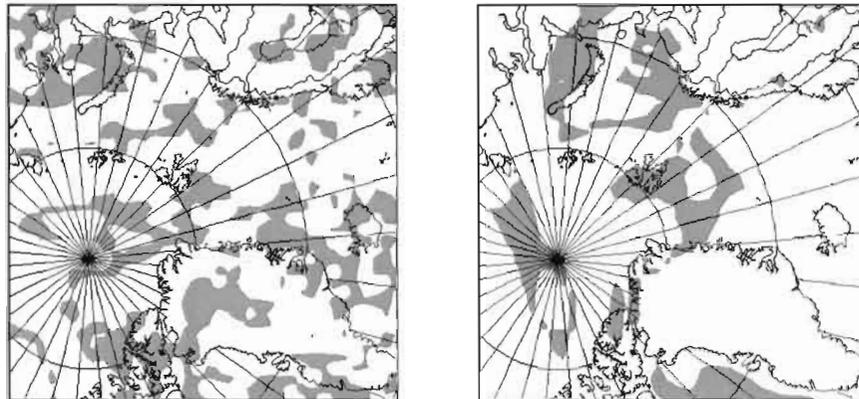


Figure D.5 : Domaine significatif de l'anomalie des précipitations journalières pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

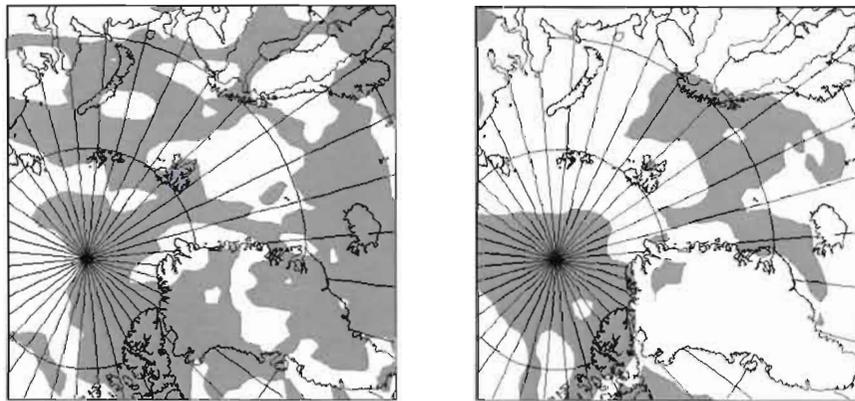


Figure D.6 : Domaine significatif de l'anomalie de l'humidité spécifique intégré à la verticale pour les mois de février 1985 (à gauche) et de février 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

APPENDICE E

TEST DE T-STUDENT APPLIQUÉ AUX ANOMALIES DE VARIABLES IMPORTANTES (P, PCP, HS, CEL, CES, SO₄) POUR LES MOIS DE MARS 1985 ET 1995

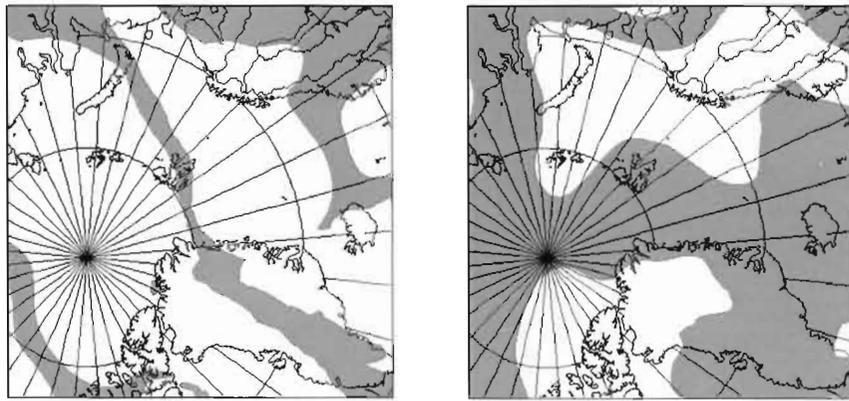


Figure E.1 : Domaine significatif l'anomalie de la pression au niveau de mer pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

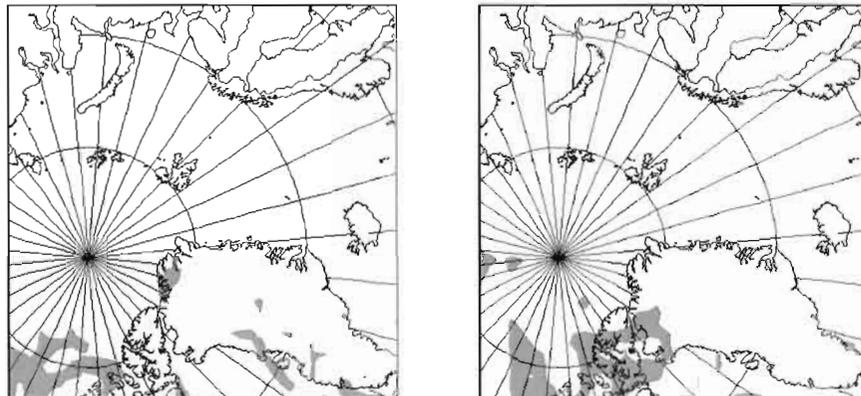


Figure E.2 : Domaine significatif l'anomalie du contenu en eau liquide intégré à la verticale pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

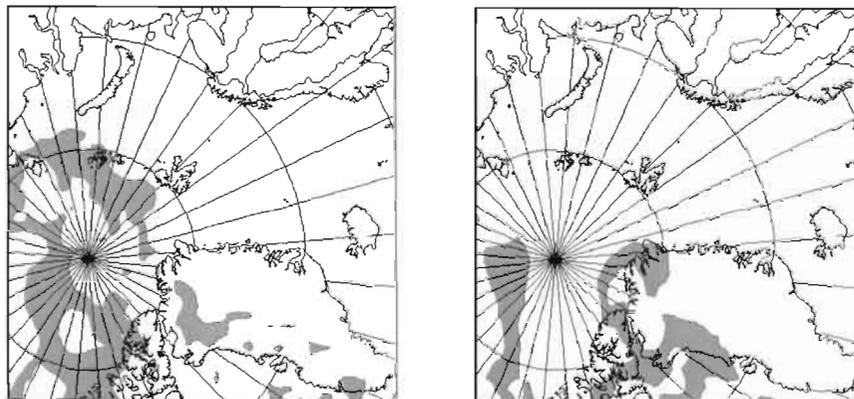


Figure E.3 : Domaine significatif l'anomalie du contenu en eau solide intégré à la verticale pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

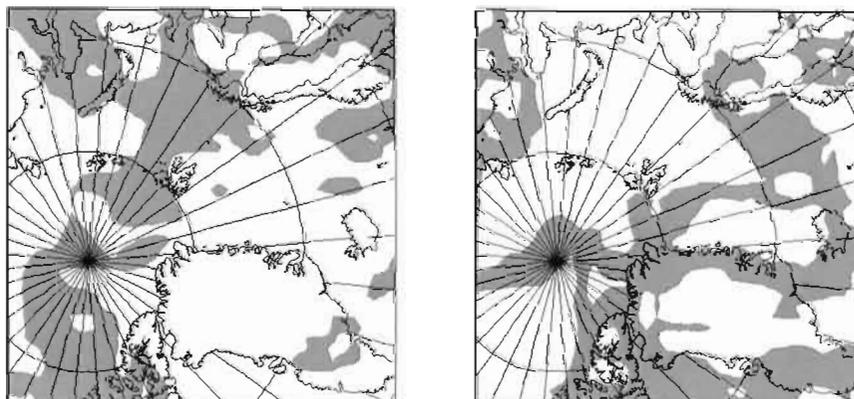


Figure E.4 : Domaine significatif de l'anomalie de la concentration en sulfates intégré à la verticale pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

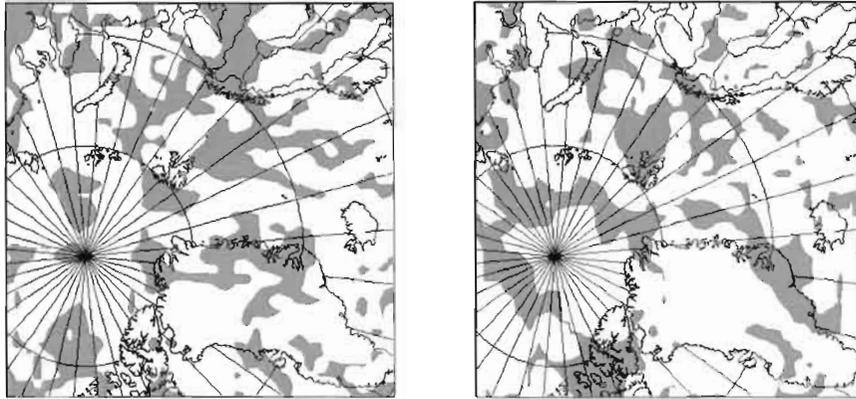


Figure E.5 : Domaine significatif l'anomalie des précipitations journalières pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

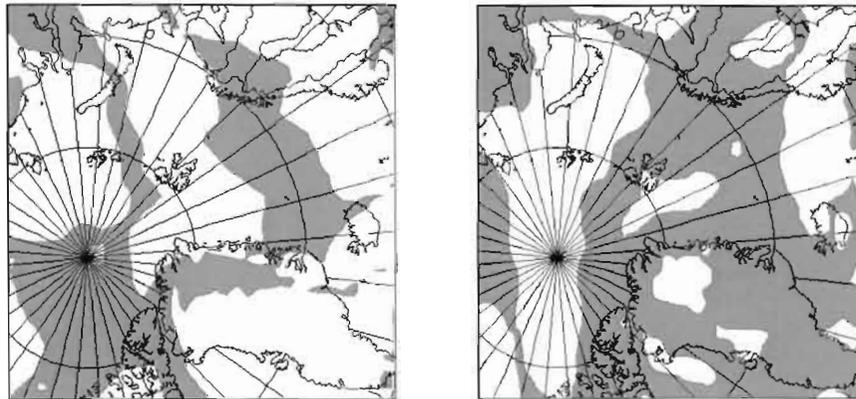


Figure E.6 : Domaine significatif l'anomalie de l'humidité spécifique intégré à la verticale pour les mois de mars 1985 (à gauche) et de mars 1995 (à droite) calculé à l'aide du test de T-Student. Les zones blanches sont significatives.

APPENDICE F

ANOMALIES DE L'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE, DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES ET DE L'EFFICACITÉ DE DÉSHYDRATATION DE FÉVRIER 1985 ET 1995

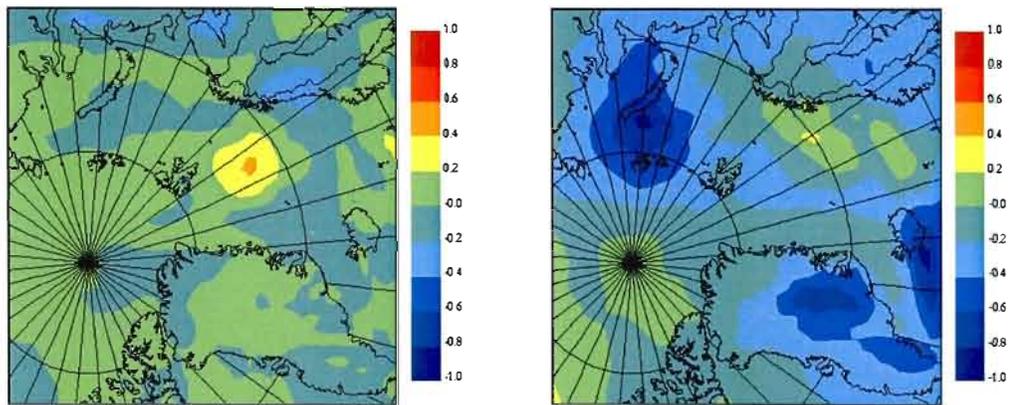


Figure F.1 : L'anomalie mensuelle moyenne de l'humidité spécifique intégrée à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m^2) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).

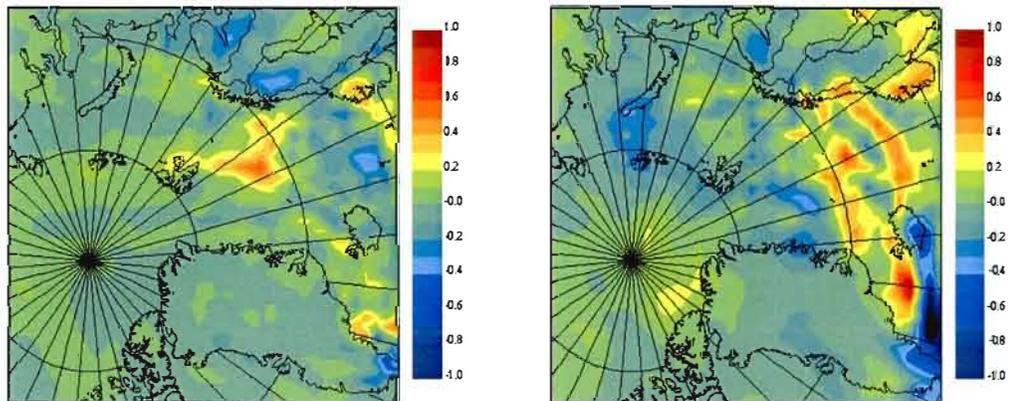


Figure F.2 : L'anomalie mensuelle moyenne de la précipitation journalière en millimètres par jour (mm/jr) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).

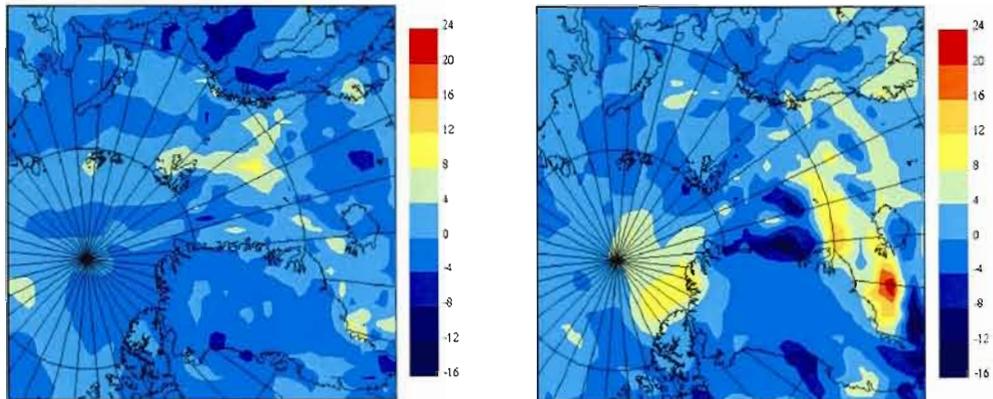


Figure F.3 : L'anomalie mensuelle moyenne de l'efficacité de déshydratation en pourcentage (%) pour les mois de février 1985 (à gauche) et février 1995 (à droite).

APPENDICE G

ANOMALIES DE L'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE, DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES ET DE L'EFFICACITÉ DE DÉSHYDRATATION DE MARS 1985 ET 1995

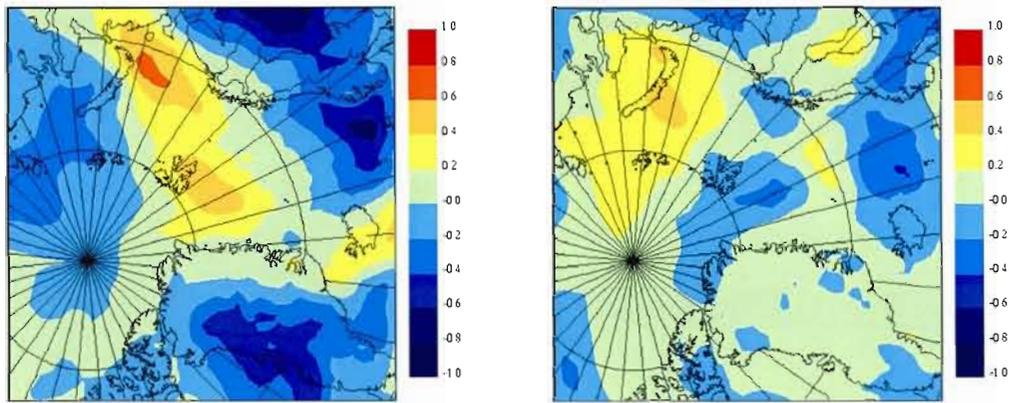


Figure G.1 : L'anomalie mensuelle moyenne de l'humidité spécifique intégrée à la verticale en kilogrammes par mètre au carré (kg/m²) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).

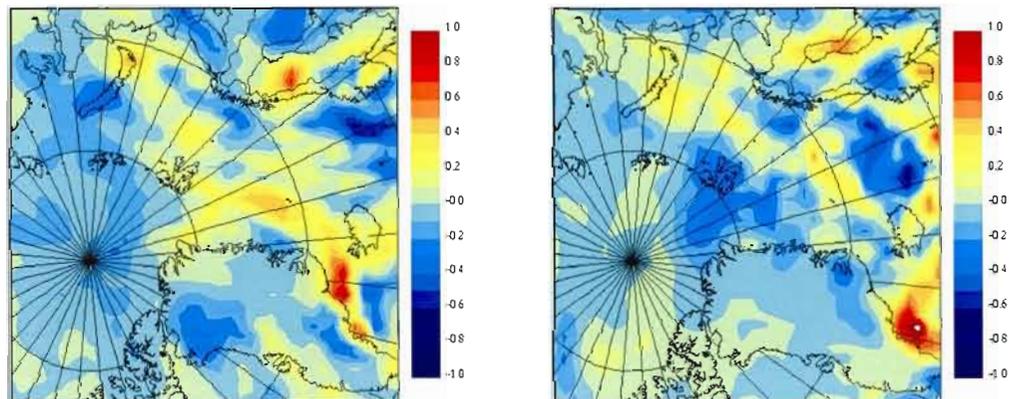


Figure G.2 : L'anomalie mensuelle moyenne de la précipitation journalière en millimètres par jour (mm/jr) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).

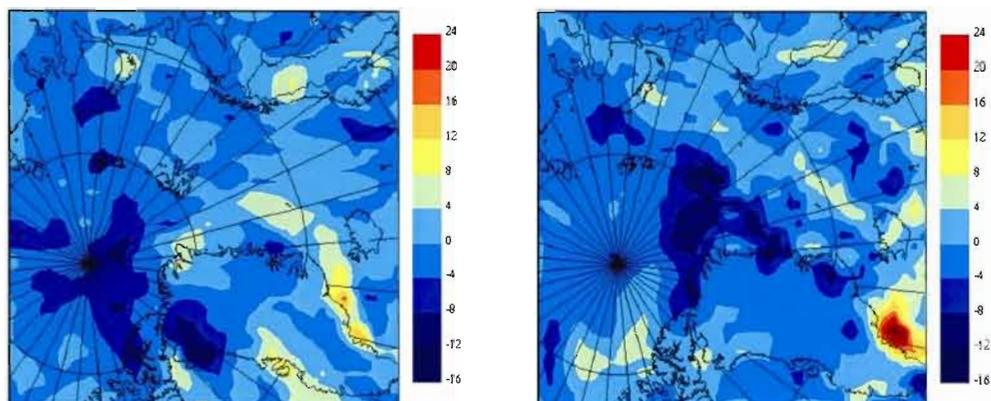


Figure G.3 : L'anomalie mensuelle moyenne de l'efficacité de déshydratation en pourcentage (%) pour les mois de mars 1985 (à gauche) et mars 1995 (à droite).

APPENDICE H

ANOMALIES DU CONTENU EN EAU LIQUIDE EN FONCTION DU FACTEUR DE RÉDUCTION

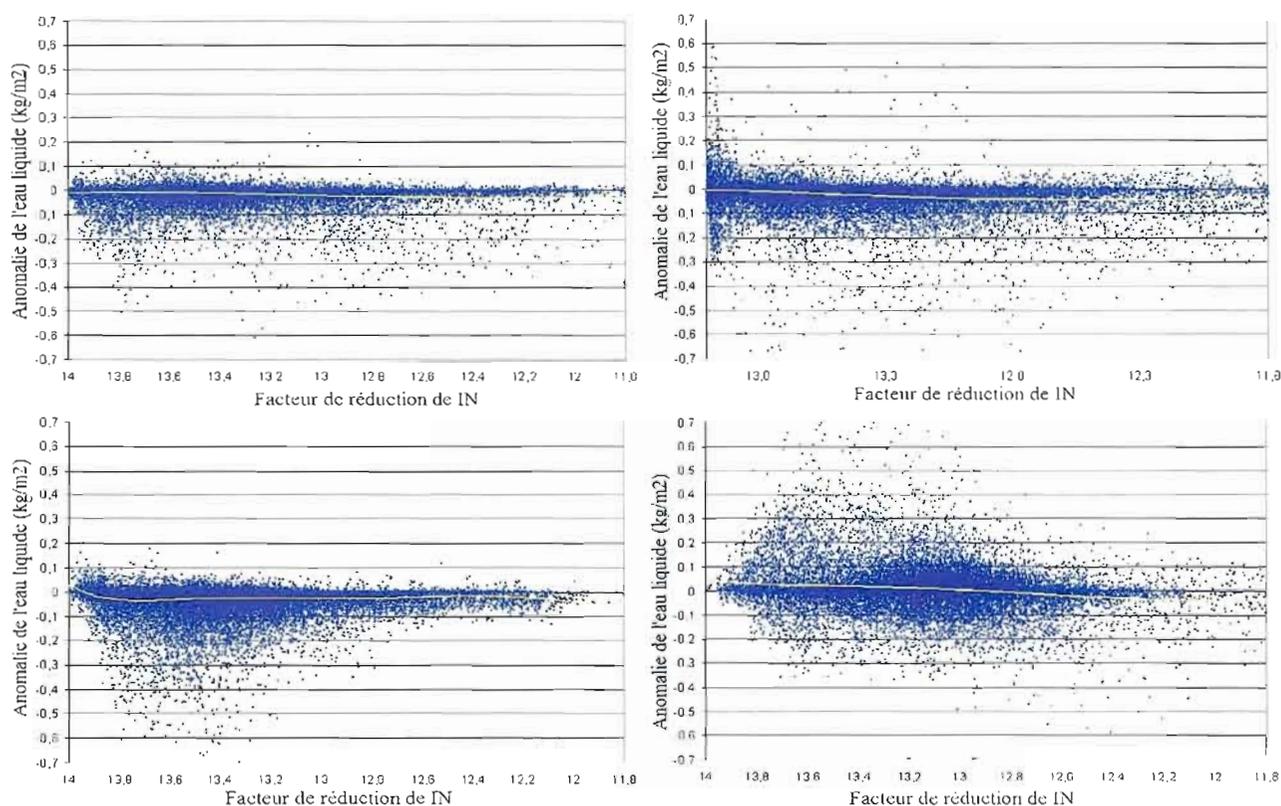


Figure H.1 : Anomalies du contenu en eau liquide journalier intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux. En haut : février 1985 (à gauche) et mars 1985 (à droite). En bas : février 1995 (à gauche) et mars 1995 (à droite). Point bleu : contenu en eau liquide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Courbe de tendance polynomiale : courbe jaune.

APPENDICE I

ANOMALIE DU CONTENU EN EAU SOLIDE EN FONCTION DE FACTEUR DE RÉDUCTION SELON TROIS BARÈMES DE TEMPÉRATURE POUR FÉVRIER ET MARS 1985

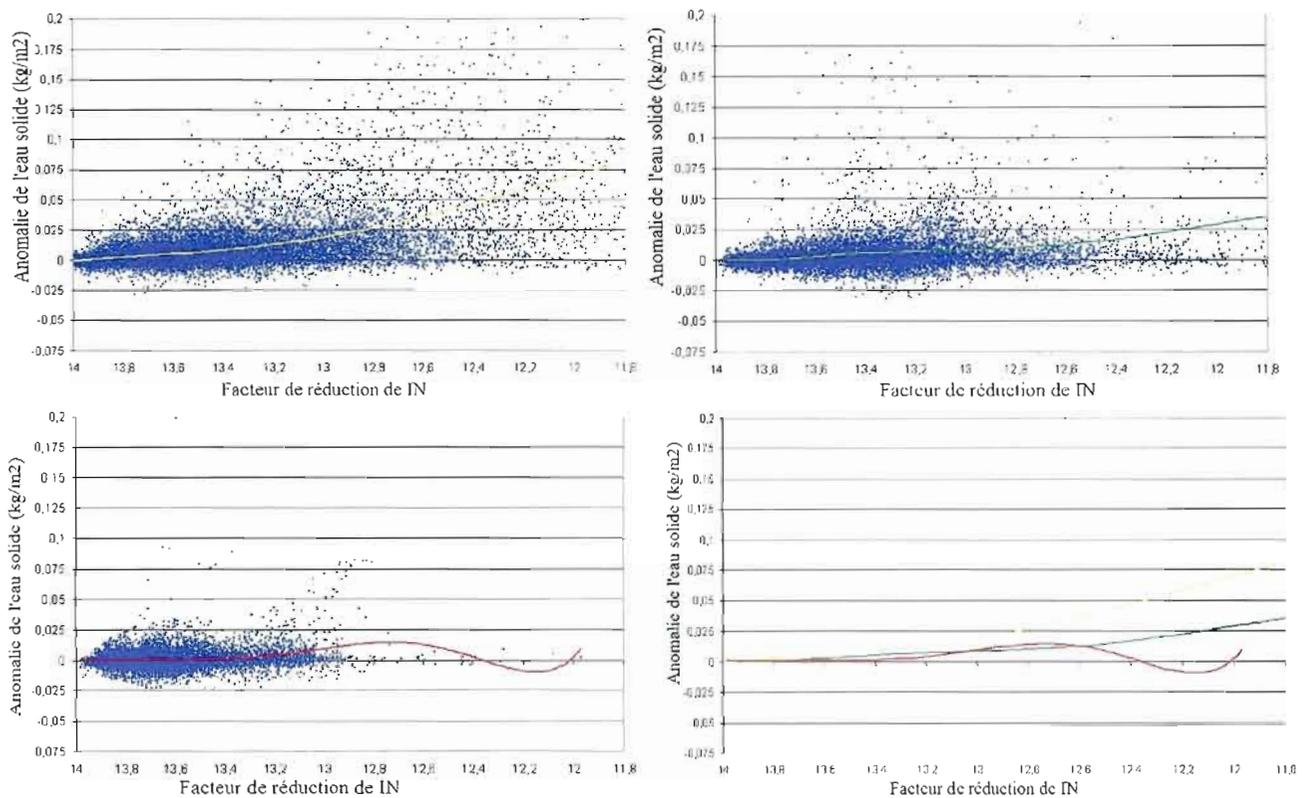


Figure I.1 : Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux au mois de février 1985 pour trois barèmes de températures : $T > 260K$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250K < T < 260K$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240K < T < 250K$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).

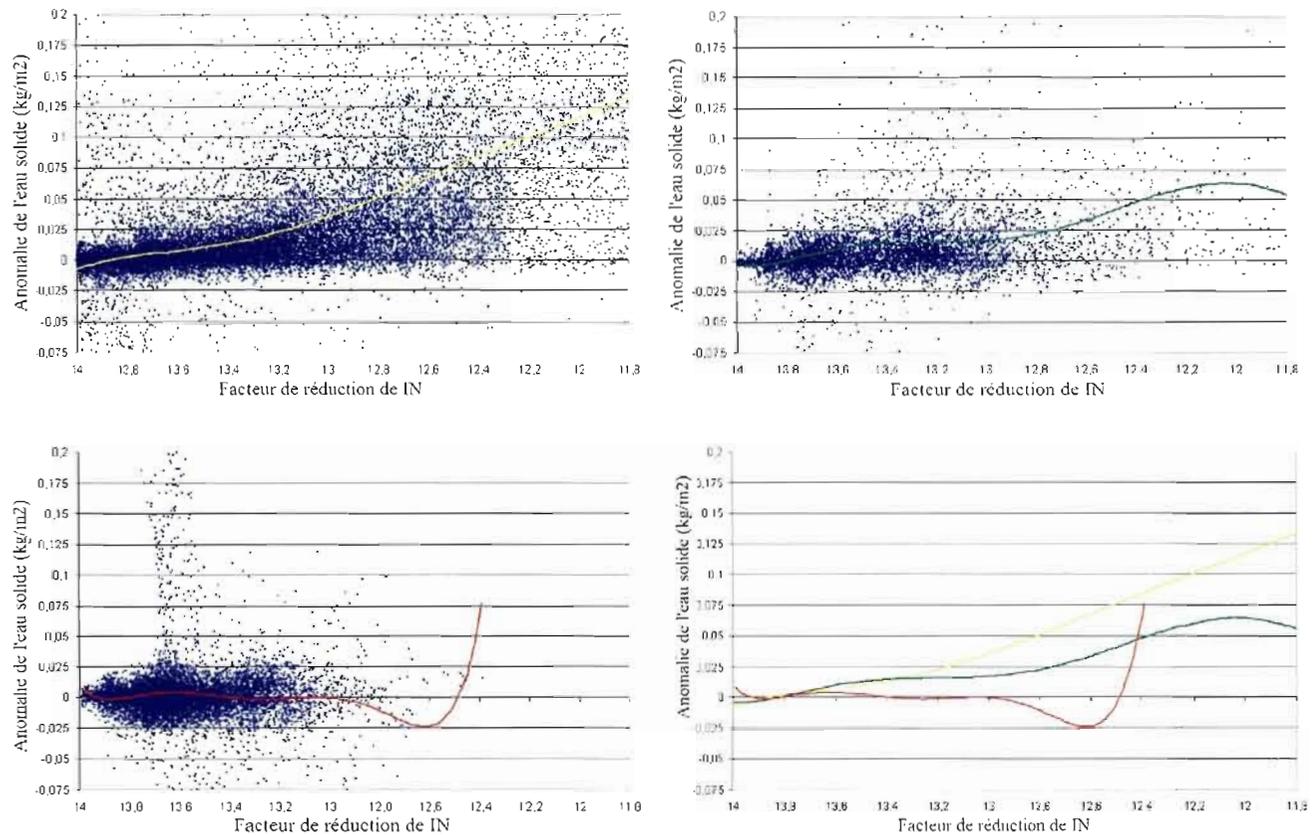


Figure I.2 : Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction du facteur de réduction sommé pour tous les niveaux verticaux au mois de mars 1985 pour trois barèmes de températures : $T > 260\text{K}$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250\text{K} < T < 260\text{K}$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240\text{K} < T < 250\text{K}$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).

APPENDICE J

ANOMALIE DU CONTENU EN EAU SOLIDE EN FONCTION DE LA CONCENTRATION DE SULFATES SELON TROIS BARÈMES DE TEMPÉRATURE POUR FÉVRIER ET MARS 1985

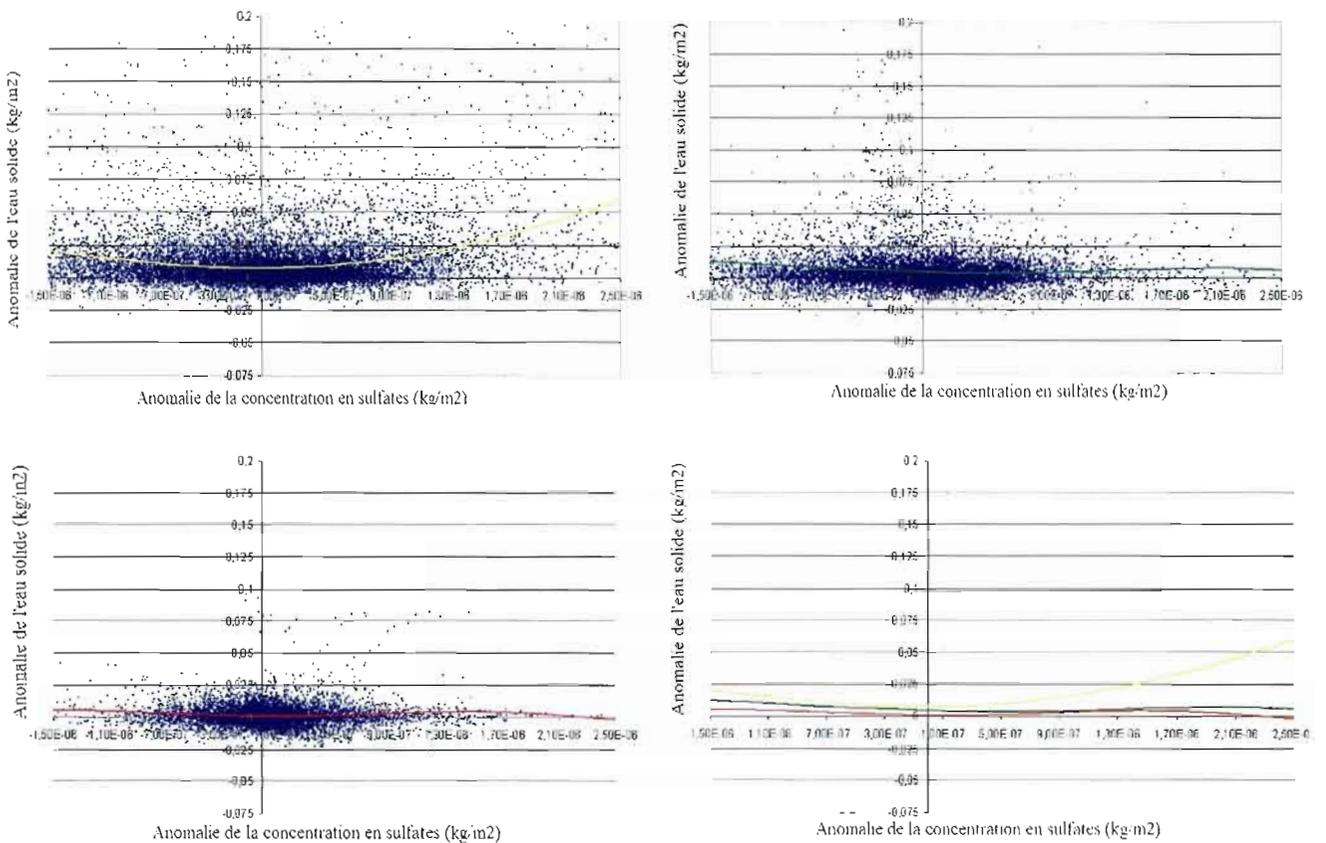


Figure J.1 : Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction de l'anomalie journalière de la concentration de sulfates intégré à la verticale au mois de février 1985 pour trois barèmes de températures : $T > 260K$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250K < T < 260K$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240K < T < 250K$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).

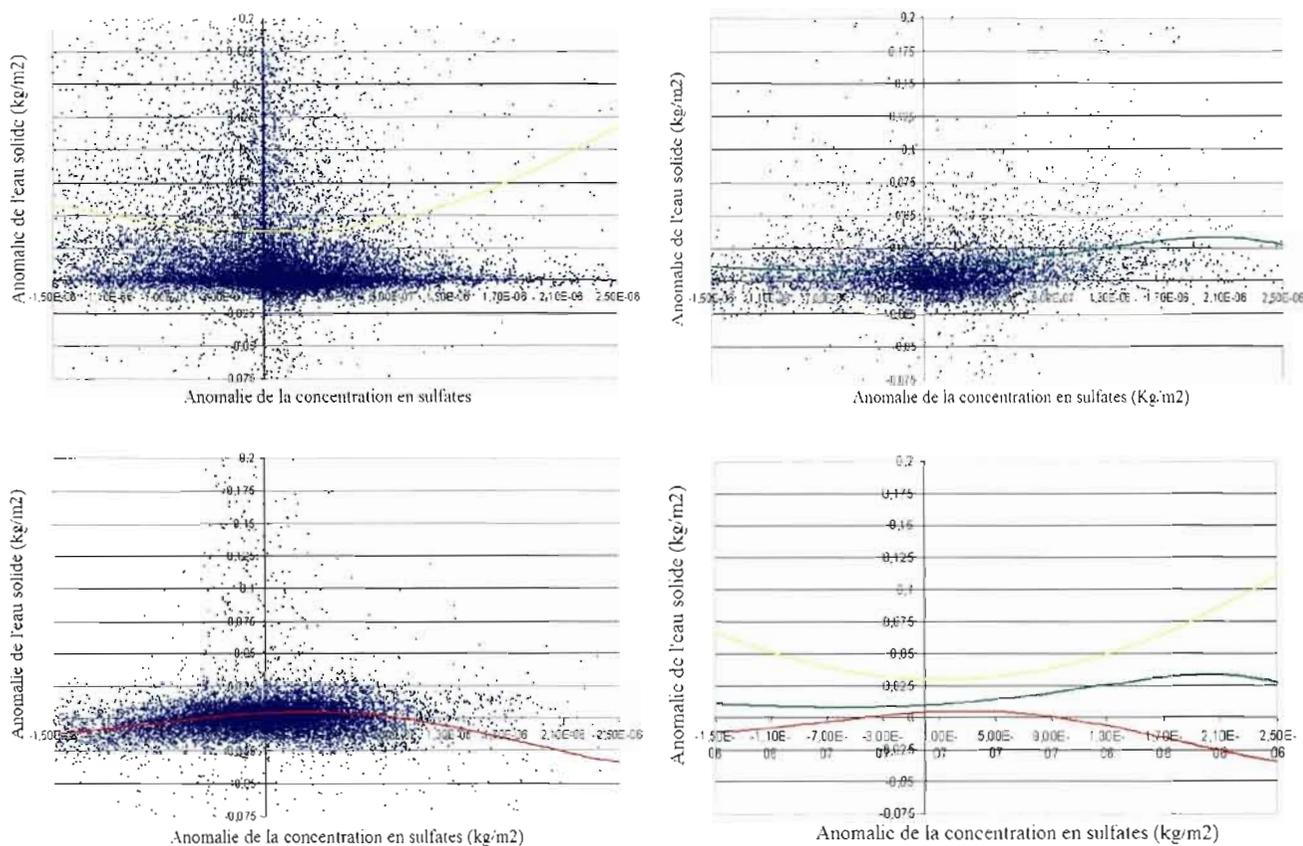


Figure J.2 : Anomalies du contenu en eau solide journalier intégré à la verticale en fonction de l'anomalie journalière de la concentration de sulfates intégré à la verticale au mois de mars 1985 pour trois barèmes de températures : $T > 260K$ (en haut à gauche ; courbe de tendance jaune), $250K < T < 260K$ (en haut à droite ; courbe de tendance verte) et $240K < T < 250K$ (en bas à gauche ; courbe de tendance rouge). Point bleu : contenu en eau solide journalier intégré à la verticale pour chaque point de grille. Ensemble des trois courbes de tendances correspondant aux trois barèmes de température (en bas à gauche).

RÉFÉRENCES

- Archuleta, C.A., P.J. DeMott, C.M. Kendeiweis, 2005. «Ice nucleation by surrogates for atmospheric mineral dusts and mineral dust/sulfate particles at cirrus temperatures». *Atmos. Chem. Phys. Disc.*, 5, p. 3391-3436.
- Arctic Monitoring and Assessment Programme, (AMAP), 1998. «Assessment Report: Arctic Pollution Issues». Édité par S.J. Wilson, J.L. Murray et H.P. Huntington, AMAP, Oslo, Norway, 859 p.
- Arctic Monitoring and Assessment Programme, (AMAP), 2002. «Assessment Report: The Influence of Global Change on Contaminant Pathways to, within, and from the Arctic». Édité par S.J. Wilson et C. Symon, AMAP, Oslo, Norway, 112 p.
- Barrie, L.A., 1986. «Arctic Air Pollution: An Overview of Current Knowledge». *Atmos. Environ.*, 20, p. 643-663.
- Bates, T.S., B.K. Lamb, A. Guenther, J. Dignon et R.E. Stoiber, 1992. «Sulfur Emissions to the Atmosphere from Natural Sources». *J. Atmos. Chem.*, 14, p. 315-337.
- Beheng, K.D., 1994. «A parametrization of warm cloud microphysical conversion processes». *Atmos. Res.*, 33, p. 193-206.
- Belisle, J.-P. et J. Desrosiers, 1983. «Introduction à la statistique». Gaétan Morin édition, collection Gaétan Morin, 281p.
- Benkovitz, C.M., M.T. Scholtz, J. Pacyna, L. Tarrason, J. Dignon, E.C. Voldner, P.A. Spiro, J.A. Logan et T.E. Graedel, 1996. «Global gridded inventories of anthropogenic emissions of sulphur and nitrogen». *J. Geophys. Res.*, 101, p. 29239-29253.
- Bertram, A.K., D.D Patterson et J.J Sloan, 1996. «Mechanism and Temperatures for the Freezing of Sulfuric Acid Aerosols Measured by FTIR Extinction Spectroscopy». *J. Phys. Chem.*, vol. 100, p. 2376-2383.
- Bigg, E.K., 1980. «Comparaison of aerosol at four baseline atmospheric monitoring stations». *J. Appl. Meteor.*, 19, p. 521-533.
- Bigg, E.K., 1990. «Long-term trends in ice nucleus concentrations». *Atmos. Res.*, 25, p.409-425.
- Bigg, E.K., 1990. «Measurement of concentrations of natural ice nuclei». *Atmos. Res.*, 25, p. 397-408.

- Bigg, E.K., 1996. «Ice forming nuclei in the high Arctic». *Tellus*, 48B, p. 223-233.
- Blanchet J.-P., et E. Girard, 1994. «Arctic Greenhouse Cooling». *Nature*, vol. 371, p. 383.
- Blanchet J.-P., et E. Girard, 1995. «Water Vapor and temperature feedback in the formation of continental Arctic air: Its implications for climate». *Sci. Total Environ.*, 160/161, p. 793-802.
- Blanchet J.-P., et R. List, 1983. «Estimation of optical properties of Arctic haze using a numerical model». *Atmos-Ocean*, 21, p. 444-465.
- Blanchet J.-P., et R. List, 1987. «On radiative effects of anthropogenic aerosol in Arctic haze and snow». *Tellus*, 39B, p. 293-317.
- Boucher, O. et U. Lohmann, 1995. «The sulfate-CCN-cloud albedo effect. A sensitivity study with two general circulation models». *Tellus*, 47B, p. 281-300.
- Borys, R.D., 1989. «Studies of Ice Nucleation by Arctic Aerosol on AGASP-II». *J. Atm. Chem.*, vol. 9, p. 169-185.
- Bridgman, H.A., R.C. Schnell, J.D. Kahl, G.A. Herbert et E. Joranger, 1989. «A major haze event near point barrow, Alaska: Analysis of probable source regions and transport pathways». *Atmos. Environ.*, 23(11), p. 2537-2549.
- Curry, J.A., 1983. «On the formation of continental polar air». *J. Atmos. Sci.*, 40, p. 2278-2292.
- Curry, J.A., F.G. Meyers, L.F. Radke, C.A. Brock et E.E. Ebert, 1990. «Occurrence and characteristic of lower tropospheric ice crystals in the Arctic». *Int. J. Climatol.*, 10, p. 749-764.
- Curry, J.A., J.L. Schramm et E.E. Ebert, 1995. «Sea Ice-Albedo Climate Feedback Mechanism». *J. Climate*, vol. 8, p. 240-247.
- Curry, J.A., W.B. Rossow, D. Randall et J. Schramm, 1996. «Overview of Arctic Cloud and Radiation Characteristics». *J. Climate*, vol. 9, p. 1731-1761.
- Cziczo, D.J., et J.P.D. Abatt, 1999, «Deliquescence, efflorescence, and supercooling of ammonium sulfate aerosols at low temperature: implications for cirrus cloud formation and aerosol phase in the atmosphere». *J. Geophys. Res.*, 104, p. 13781-13790.
- DeMott, P.J., M.P. Meyers et W.R. Cotton, 1994. «Parametrization and Impact of Ice Initiation Processes Relevant to Numerical Model Simulations of Cirrus Clouds». *J. Atmos. Sci.*, 51(1), p. 77-90.

- Dorn, W., K. Dethloff et A. Rinke, 2000. «Distinct circulation states of the Arctic atmosphere induced by natural climate variability». *J. Geophys. Res.*, 105(D24), p. 29659-29668.
- Eckhardt, S., A. Stohl, S. Beirle, N. Spichtinger, P. James, C. Forster, C. Junker, T. Wagner, U. Platt et S.G. Jennings, 2003. «The North Atlantic Oscillation controls air pollution transport to the Arctic». *Atmos. Chem. Phys.*, 3, p. 1769-1778.
- Feichter, J., E. Kjellström, H. Rodhe, F. Dentener, J. Lelieveld et G.J. Roelofs, 1996. «Simulation of the tropospheric sulfur cycle in a global climate model». *Atmos. Environ.*, 30 (10-11), p. 1693-1707.
- Gagné, M., 2006. «Étude de sensibilité du climat de la baie d'Hudson à l'effet indirect de la rétroaction déshydratation-effet de serre durant la période hivernale». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 121 p.
- Gal-Chen, T. et R.C. Somerville, 1975. «On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of Navier-Stokes». *J. Comput. Phys.*, 17, p. 209-228.
- Girard, E., 1994. «Impact climatique des sulfates lors d'une transformation d'une masse d'air maritime en une masse d'air arctique». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal.
- Girard, E., 1998. «Étude d'un effet indirect des aérosols acides en Arctique: le cycle de déshydratation». Thèse de doctorat, Montréal, McGill University, 311 p.
- Girard, E., et J.-P. Blanchet, 2001. «Microphysical Parameterization of Arctic Diamond Dust, Ice Fog, and Thin Stratus for Climate Models». *J. Atmos. Sci.*, 58, p. 1199-1221.
- Girard, E., et J.-P. Blanchet, 2001. «Simulation of Arctic Diamond Dust, Ice Fog, and Thin Stratus Using an Explicit Aerosol-Cloud-Radiation Model». *J. Atmos. Sci.*, 58, p. 1181-1198.
- Girard, E. et B. Bekcic, 2005. «Sensitivity of an Arctic Regional Climate Model to the Horizontal Resolution During Winter: Implications for Aerosol Simulation». *Int. J. Climatol.*, 25, 17 p.
- Girard, E., J.-P. Blanchet et Y. Dubois, 2005. «Effects of arctic sulphuric acid aerosols on wintertime low-level atmospheric ice crystals, humidity and temperature at Alert, Nunavut». *Atmos. Res.*, 73, p. 131-148.
- Girard, E. et A. Stefanof, 2007. «Assessment of the dehydration-greenhouse feedback over the Arctic during Februray 1990». *Int. J. Climatol.*, 27, p. 1047-1058.
- Gong, S.L., L.A. Barrie et J.-P. Blanchet, 1997a. «Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere, Part 1: Model development». *J. Geophys. Res.*, 102, p. 3805-3818.

- Gong, S.L., L.A. Barrie, J. Prospero, D.L. Savoie, G.P. Ayers, J.-P. Blanchet et L. Spacek, 1997b. «Modeling sea-salt aerosols in the atmosphere, Part 2: Atmospheric concentrations and fluxes». *J. Geophys. Res.*, 102, p. 3819-3830.
- Gong, S.L., L.A. Barrie, J.-P. Blanchet, K. von Salzen, U. Lohmann, G. Lesins, L. Spacek, L. M. Zhang, E. Girard, H. Lin, R. Leitch, H. Leighton, P. Chylek et P. Huang, 2003. «Canadian Aerosol Module: A size-segregated simulation of atmospheric aerosol process for climate and air quality models, 1, Module development». *J. Geophys. Res.*, 108(D1), 4007.
- Grenier, P., J.-P. Blanchet et R. Muñoz-Alpizar, 2008. «Study of polar thin ice clouds and aerosols seen by CloudSat and CALIPSO during mid-winter 2007». *J. Geophys. Res.*, en revision.
- Groupe d'Experts intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GEIC), 2007. «Bilan 2007 des changements climatiques : le 4^{ème} Rapport d'évaluation (RE4)». Publié par Cambridge Press University, 989 p.
- Heintzenberg, J., 1980. «Particle size distribution and optical properties of arctic haze». *Tellus*, 32, p. 251-260.
- Kahl, J.D., 1990. «Characteristics of the low-level temperature inversion along the Alaskan Arctic coast». *Int. J. Climatol.*, 10, p. 537-548.
- Kahl, J.D., D.J Charlevoix, N.A. Zaitseva, R.C. Schnell et M.C. Serreze, 1993. «Absence of evidence for greenhouse warming over the Arctic Ocean in the past 40 years». *Nature*, 361, p. 335-337.
- Kettle, A.J., M.O. Andreae, D. Amouroux, T.W. Andreae, T.S. Bates, H. Berresheim, H. Bingemer, R. Boniforti, M.A.J. Curran, G.R. Dittillio, G. Helas, G.B. Jones, M.D. Keller, R.P. Kiene, C. Leck, M. Lévasseur, G. Malin, M. Maspero, P. Matrai, A.R. McTagart, N. Mihalopoulos, B.C. Nguyen, A. Novo, J.P. Putaud, S. Rapsomanikis, G. Roberts, G. Schebeske, S. Sharma, R. Simo, R. Staubes, S. Turnes et G. Uher, 1999. «A global database of sea surface dimethylsulfide (DMS) measurements and a procedure to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude and month». *Global Biochemical Cycles*, 13(2), p. 399-444.
- Leitch, W.R., R.M. Hoff, S. Melnichuk et A. Hogan, 1984. «Some physical and chemical properties of the Arctic winter aerosol in northeastern Canada». *J. Clim. Met.*, 23, p. 916-928.
- Levkov, L., B. Rockel, H. Kapitza et E. Raschke, 1992. «3D mesoscale numerical studies of cirrus and stratus clouds by their time and space evolution». *Beitr. Phys. Atmos.*, 65, p.35-58.

- Li, S.M., et L.A. Barrie, 1993. «Biogenic sulphur aerosols in the Arctic troposphere: I. Contribution to sulphate». *J. Geophys. Res.*, 98D, p. 20613-20622.
- Lohmann, U. et E. Roeckner, 1996. «Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model». *Clim. Dyn.*, 12, p. 557-572.
- McFarlane, N.A., G.J. Boer, J.-P. Blanchet et M. Lazare, 1992. «The Canadian Climate Centre second generation General Circulation Model and its equilibrium climate». *J. Climate*, vol. 5, p. 1013-1044.
- Meyers, M.P., P.J. DeMott et W.R. Cotton, 1992. «New primary ice-nucleation parameterization in an explicit cloud model». *J. Appl. Meteo.*, 31, p. 708-721.
- Parkinson, C.L., D. Rind, R.J. Healy et D.G. Martinson, 2001. «The Impact of Sea Ice Concentration Accuracies on Climate Model Simulations with the GISS GCM». *J. Climate*, 14, p. 2606-2623.
- Pavlovic, R., 2001. «Application d'un schema de nuages glacés à NARCM». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 106 p.
- Pruppacher, H.R. et J.D. Klett, 1997. «Microphysics of Clouds and Precipitation, Second Revised and Enlarged Edition with a Introduction to Cloud Chemistry and Cloud Electricity». Kluwer academic Publishers, Atmospheric and Oceanographic Sciences Library, 955p.
- Rigor, I., R.L. Colony et S. Martin, 2000. «Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979-97». *J. Climate*, 13, p. 896-914.
- Rigor, I., J.M. Wallace et R.L. Colony, 2002. «Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation». *J. Climate.*, 15, p. 2648-2663.
- Rinke, A., K. Dethloff et J.H. Christensen, 1999. «Arctic winter climate and its interannual variations simulated by a regional climate model». *J. Geophys. Res.*, 104, p. 19027-19038.
- Rinke, A. et K. Dethloff, 2000. «On the sensitivity of a regional Arctic climate model to initial and boundary conditions». *Clim. Res.*, 14, 2, p. 101-113.
- Rinke, A., A.H. Lynch et K. Dethloff, 2000. «Intercomparaison of Arctic regional climate simulations: Case studies of January and June 1990». *J. Geophys. Res.*, en presse.
- Rinke, A, P. Marbaix et K. Dethloff, 2004. «Internal variability in arctic regional climate simulations: Case study for the SHEBA year». *Climate Research*, 27, p. 197-209.

- Seinfeld, J.H., 1986. «Atmospheric chemistry and physics of air pollution». John Wiley et Sons Eds., New York, 738 p.
- Shaw, G.E., 1995. «The Arctic Haze Phenomenon». *Bull. Am. Meteo. Soc.*, 76, p. 2403-2413.
- Sirois, A., et L.A. Barrie, 1999. «Arctic lower tropospheric aerosol trends and composition at Alert, Canada: 1980-1995». *J. Geophys. Res.*, 104D, p. 11599-11618.
- Spacek, L., S. Gong, K. von Salzen, U. Lohmann, P. Liu, R. Vet, C. Ro, J.-P. Blanchet, L.A. Barrie, W.R. Leitch, H.G. Leighton, R.M. Hoff et E. Girard, 2000. «The NARCM Aerosol Model Applied to LITE Shuttle Measurements in Eastern North America». *Publication interne de l'UQAM-SCA*.
- Stefanof, A., 2007. «Étude 3D de la sensibilité du climat Arctique à la rétroaction déshydratation-effet de serre». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 137 p.
- Sundqvist, H., E. Berge et J.E. Krsitjansson, 1989. «Condensation and cloud parametrization studies with a mesoscale numerical weather prediction model». *Mon. Weather Rev.*, 117, p. 1641-1657.
- Szyrmer, W. et I. Zawadzki, 1997, Biogenic and anthropogenic sources of ice-forming nuclei: a review». *Bull. Am. Meteo. Soc.*, 78, p. 209-228.
- Verseghy, D.L., 1991. «CLASS- a Canadian land surface scheme for GCMs, I. Soil model». *Int. J. Climatol.*, 11, p. 111-113.
- Verseghy, D.L., N.A. McFarlane et M. Lazare, 1993. «CLASS- a Canadian land surface scheme for GCMs, II. Vegetation model and coupled runs». *Int. J. Climatol.*, 13, p. 347-370.
- Xu, K.M., et S.K. Krueger, 1991. «Evaluation of cloudiness parametrizations using a cumulus ensemble model». *Mon. Weather Rev.*, 119, p. 342-367.
- Yamanouchi, T., R. Treffeisen, A. Heber, M. Shiobara, S. Yamagata, K. Hara, K. Sato, M. Yabuki, Y. Tomikawa, A. Rinke, R. Neuber, R. Schumacher, M. Kriews, J. Ström, O. Schrems et H. Gernandt, 2005. «Arctic Study of Tropospheric Aerosol and Radiation (ASTAR) 2000: Arctic haze case study». *Tellus*, 57B, p. 141-152.