



Étude de sensibilité de la glace de mer au réchauffement climatique dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent

Rapport d'étude

Simon Senneville et François Saucier
Institut des Sciences de la Mer de Rimouski (ISMER)
Université du Québec à Rimouski
310 Allée des Ursulines,
Rimouski (Québec) G5L 3A1
Canada

Réalisé pour
Ouranos

550 Sherbrooke Ouest, 19e étage
Montréal (Québec) H3A 1B9
Canada

Table des matières

Introduction	4
Méthode de modélisation	4
Description du modèle.....	4
Description des simulations.....	5
Résultats	7
Résultats globaux.....	7
Identification des sites choisis	11
Sept-Îles	12
Percé	13
Îles-de-la-Madeleine	14
Séries temporelles aux différents sites	14
Discussion	21
Seuil critique pour l'atténuation de la propagation des vagues.....	21
Protection par les glaces de rive	22
Référence.....	23
Appendix 1	26
Model formulation.....	26
Sub-grid mixing.....	26
Lateral boundary conditions	27
Surface boundary conditions	27
Ice-atmosphere heat flux	28
Sea ice.....	28

Table des figures

Figure 1: Domaine et Gille du modèle couplé océan - glace de mer	5
Figure 2: Les résultats des modèles GCM d'ensemble pour la région du golfe du Saint-Laurent sélectionnés par Ouranos.....	6
Figure 3: La hausse prévue des températures mensuelles moyennes pour trois périodes futures d'une durée de 30 ans, soit la période 2020 (1910-39), 2050 (2039-70) et 2080 (2071-2100)	7
Figure 4: Concentration de glace mensuelle moyenne pour la simulation témoin, chaude et l'anomalie de concentration de glace mensuelle moyenne pour la simulation chaude p/r à la simulation témoin sur la période de 7 ans.....	9
Figure 5: Épaisseur de glace mensuelle moyenne pour la simulation témoin, chaude et l'anomalie de concentration de glace mensuelle moyenne pour la simulation chaude p/r à la simulation témoin sur la période de 7 ans.....	10
Figure 6: Concentration et épaisseur moyenne de glace sur les 7 années versus les observations.	11
Figure 7: Anomalie de concentration et épaisseur moyenne de glace sur les 7 années.	11
Figure 8: Grille du modèle pour le site de Sept-îles.....	12
Figure 9: Grille du modèle pour le site de Percé.....	13
Figure 10: Grille du modèle pour le site des Îles-de-la-Madeleine.....	14
Figure 11: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne sur les 9 cellules à proximité du site choisi:Sept-Îles	15
Figure 12: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne sur les 9 cellules à proximité du site choisi:Au large de Sept-Îles.....	16
Figure 13: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne sur les 9 cellules à proximité du site choisi:Gaspé.....	17
Figure 14: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne pour chacune des années sur les 9 cellules à proximité du site choisi:Plage Martinique	18
Figure 15: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne pour chacune des années sur les 9 cellules à proximité du site choisi:Pointe aux Loups	19
Figure 16: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne pour chacune des années sur les 9 cellules à proximité du site choisi:Au large de Pointe aux Loups	20

Introduction

Ce travail s'inscrit dans le cadre de l'étude de la sensibilité des côtes et de la vulnérabilité des communautés du golfe et de l'estuaire du Saint-Laurent aux impacts du réchauffement climatique, un programme financé par le Fond canadien d'action sur les changements climatiques et le consortium Ouranos sur les changements climatiques. Dans un premier temps, des séries temporelles de données atmosphériques ont été extraites des champs de forçage pour différentes stations et remises aux partenaires de cette étude.

Ce rapport vise à fournir les résultats du simulateur régional océan-glace pour les différences de concentration et d'épaisseur de glace de mer dans le golfe et l'estuaire du Saint-Laurent, ainsi que pour trois régions plus spécifiques représentant des cas particuliers choisis en tant que sites témoins pour le projet. Nous discutons également de la variation du nombre de jours où la glace peut fournir une protection des berges via l'atténuation de la houle incidente ou la diminution de la contrainte du vent sur l'eau.

Méthode de modélisation

Description du modèle

Cette étude utilise un modèle pronostique couplé océan-glace de mer. Le domaine du modèle s'étend de Trois-Rivières à l'ouest jusqu'au détroit de Belle-Isle au nord-est et au détroit de Cabot au sud-est (Figure 1). Le modèle océanique à niveaux-z fournit une solution hydrostatique pour la conservation de la masse, de la chaleur et du sel à l'aide d'un système d'équation incluant les approximations de Boussinesq et celles en eau peu profonde (Backhaus (1983,1985) et Stronach (1993)). Un schème semi-implicite résout la variation des niveaux d'eau et les transports sont corrigés à l'aide d'une technique de correction des flux (Zalezak, 1979). Le modèle est complété par des équations d'énergie cinétique turbulente de niveau de fermeture 2.5 (k-eps) incluant les fonctions de stabilité de Canuto et al. (2001) et une équation diagnostique pour les échelles de mélange turbulent (parabolique et longueur d'échelle de Ozmidov). Le modèle océanique est couplé à un modèle de glace de mer avec une dynamique élastico-visco-plastique (Hunke et Dukowicz, 1997), une thermodynamique à deux couches de glace (Semtner, 1976), une distribution des glaces selon Thorndike *et al.* (1975) et une couche de neige. Les forçages atmosphériques sont obtenus à partir des cycles opérationnels d'analyse du modèle atmosphérique GEM (Global Environmental Multiscale) du Centre Météorologique du Canada (CMC). Les flux de sel, de chaleur et de momentum à l'interface océan-glace, air-océan et air-glace sont obtenus à l'aide de la formulation empirique de Parkinson et Washington (1979). Une description plus détaillée du modèle tirée de Saucier *et al.* (2003) est disponible en annexe 1.

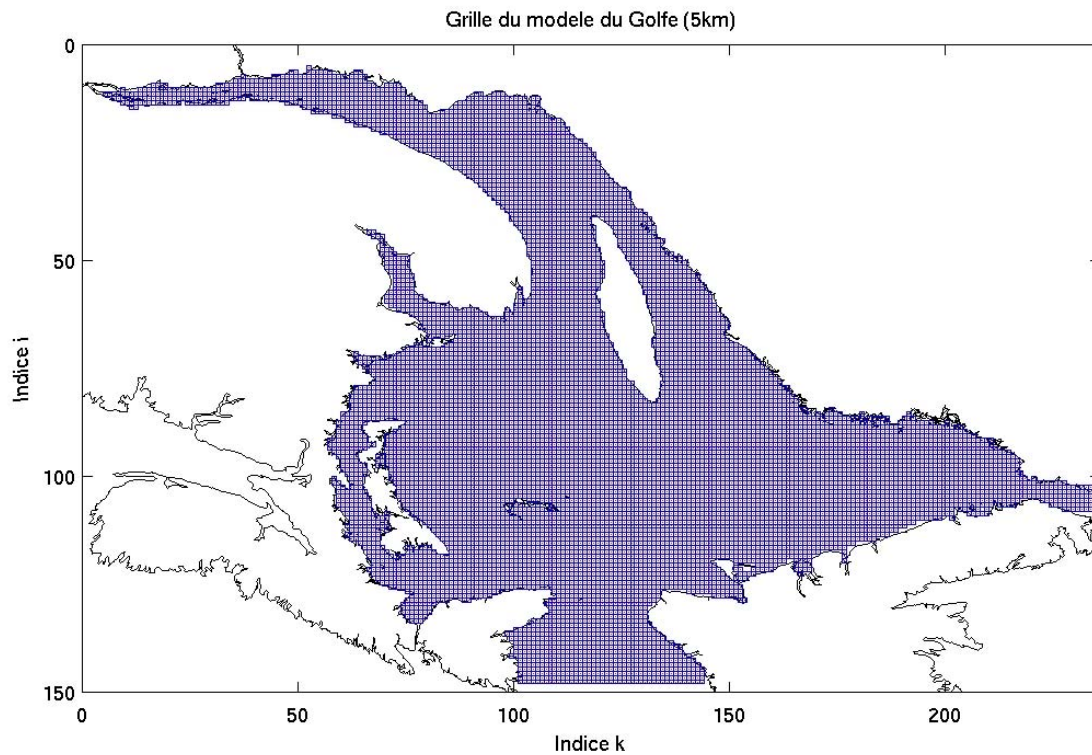


Figure 1: Domaine et Grille du modèle couplé océan - glace de mer

Description des simulations

Deux simulations pluriannuelles ont été réalisées. Elles débutent le 8 décembre 1996 et se terminent le 30 juin 2003. La résolution spatiale est de 5 km sur l'horizontal et de 5m et plus (en profondeur) sur la verticale. Le pas de temps utilisé est de 5 minutes. Nous obtenons donc 7 cycles annuels de glace de mer.

Maritime

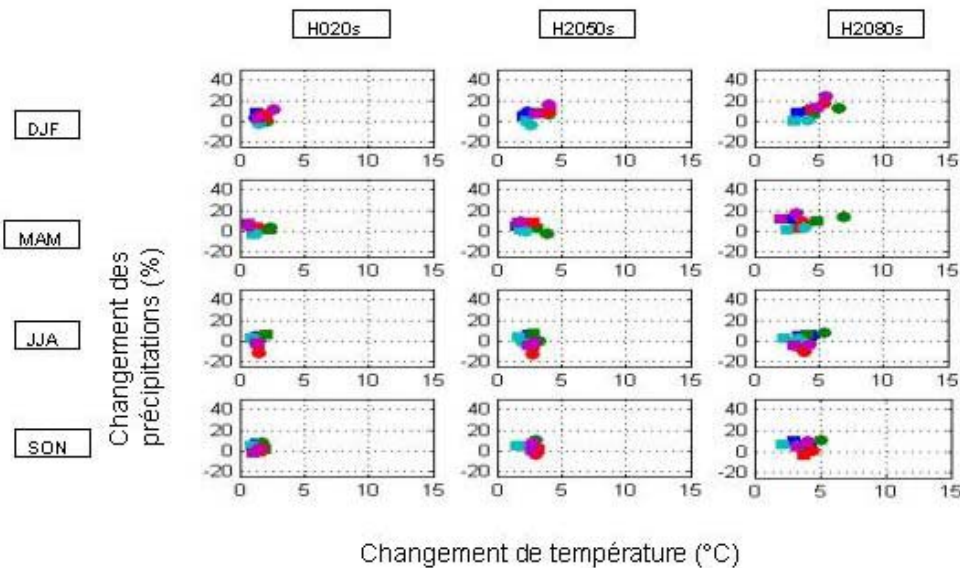


Figure 2: Les résultats des modèles GCM d'ensemble pour la région du golfe du Saint-Laurent sélectionnés par Ouranos

La solution témoin représente une solution avec des forçages réalistes pour la période 1996-2003. La seconde simulation impose une augmentation uniforme de la température de l'air de 2°C. La hausse de 2°C de la température correspond à la médiane des scénarios du GIEC pour la période 2050. La figure 2 ci-dessus présente les résultats des modèles GCM d'ensemble pour la région du golfe du Saint-Laurent sélectionnés par Ouranos. La figure 3 indique la hausse prévue des températures mensuelles moyennes pour trois périodes futures d'une durée de 30 ans, soit la période 2020 (1910-39), 2050 (2039-70) et 2080 (2071-2100). Les hausses de température de la figure 3 sont calculées par rapport à la période de référence 1961-1990. Dans le cadre de l'étude sur l'érosion des berges, seule la période centrée sur 2050 est utilisée car elle correspond à l'horizon temporel d'intervention dans la zone côtière. La hausse médiane de température pour 2050 est de 3,0°C par rapport à la période de référence (1961-90). Cependant, la température moyenne en hiver (décembre à mai) de la période de modélisation des glaces (1996-2003) est 1,0 °C plus chaude que celle de la période 1961-90. Le réchauffement prévu pour 2050 est donc de 2,0 °C par rapport à la période 1996-2003.

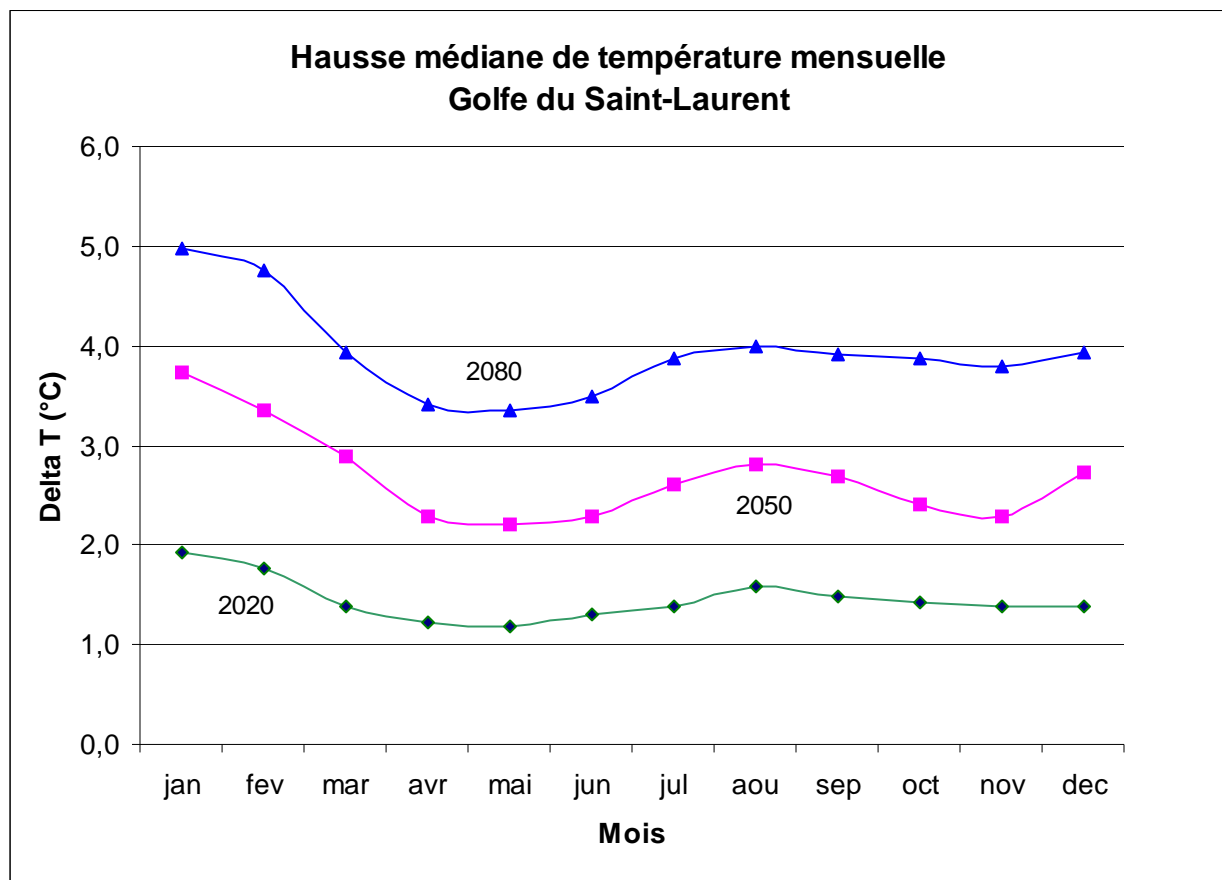


Figure 3: La hausse prévue des températures mensuelles moyennes pour trois périodes futures d'une durée de 30 ans, soit la période 2020 (1910-39), 2050 (2039-70) et 2080 (2071-2100)

La durée de la simulation permet au système océan-glace de se rééquilibrer sous l'influence d'un nouveau climat. Pour la glace de mer, nous observons des échelles d'auto corrélation temporelle de moins d'une année, c'est-à-dire que la formation de glace au cours d'une année dépend peu de la quantité de glace formée l'année précédente. Ce n'est pas le cas pour les propriétés des eaux plus profondes du golfe, par exemple. Nous pouvons donc conclure que les différences obtenues entre les deux simulations sont insensibles aux écarts entre la condition initiale actuelle et l'éventuel climat initial de l'océan sous un réchauffement de 2°C.

Résultats

Nous présentons ci-dessous les résultats des deux simulations. Dans un premier temps nous illustrons les résultats sur l'ensemble du golfe du Saint-Laurent. Ensuite, nous présentons les résultats aux sites témoins.

Résultats globaux

Les figures 4 et 5 montrent les concentrations et les épaisseurs de glace de mer sur l'ensemble du domaine, moyennées sur les 7 hivers disponibles.

La figure 6 montre la comparaison des observations de concentration et d'épaisseur de glace. Cette

figure montre que si notre concentration est généralement plus faible, le volume total est cependant bien représenté. Elle démontre également la grande variabilité inter-annuelle de la couverture des glaces de mer. Cette variabilité inter-annuelle peut être aussi importante que la diminution de glace due au réchauffement de 2°C.

La distribution spatiale des glaces est généralement bien reproduite par les simulations. On note en particulier les caractéristiques générales observées : (1) la marge ou extension maximale des glaces dans le chenal laurentien à la mi-mars, (2) la polynie de la tête du chenal laurentien et la région extrêmement dynamique de l'estuaire moyen du Saint-Laurent, où les marées semi-diurnes redistribuent continuellement la glace, et (3) la convergence des glaces dans le sud du golfe du Saint-Laurent sous l'influence des vents et des courants dominants. Une différence systématique d'année en année entre les observations du Service canadien des glaces et les simulations se retrouve dans le nord-est du golfe près du détroit de Belle-Isle, où les simulations semblent systématiquement sous-estimer la couverture de glace. La raison de ce biais systématique est toujours à l'étude. Deux hypothèses principales sont examinées : la première est que GEM surestime la température de l'air à cet endroit où la mer du Labrador a une influence maximale dans le golfe ; la seconde est qu'il y a une surestimation de la couverture de glace par le Service canadien des glaces pour des raisons de sécurité et parce qu'il y a peu de navigation hivernale dans ce secteur.

Ces résultats de la simulation avec l'anomalie positive de température de l'air montrent bien la diminution importante des glaces modélisées. L'ensemble du golfe est affecté par ce réchauffement. Seule la région du détroit de Northumberland, où une grande quantité de glace s'accumule, est moins affectée.

La figure 7 montre pour chacune de ces années les anomalies dues au réchauffement atmosphérique. Une augmentation de 2 °C de la température de l'air provoque une diminution allant jusqu'à 28% de la couverture et de plus de 55% du volume de la glace de mer de manière généralement uniforme sur les 7 années.

La prochaine section nous montre plus en détails la variabilité inter-annuelle et l'anomalie des glaces pour chacune des stations choisies.

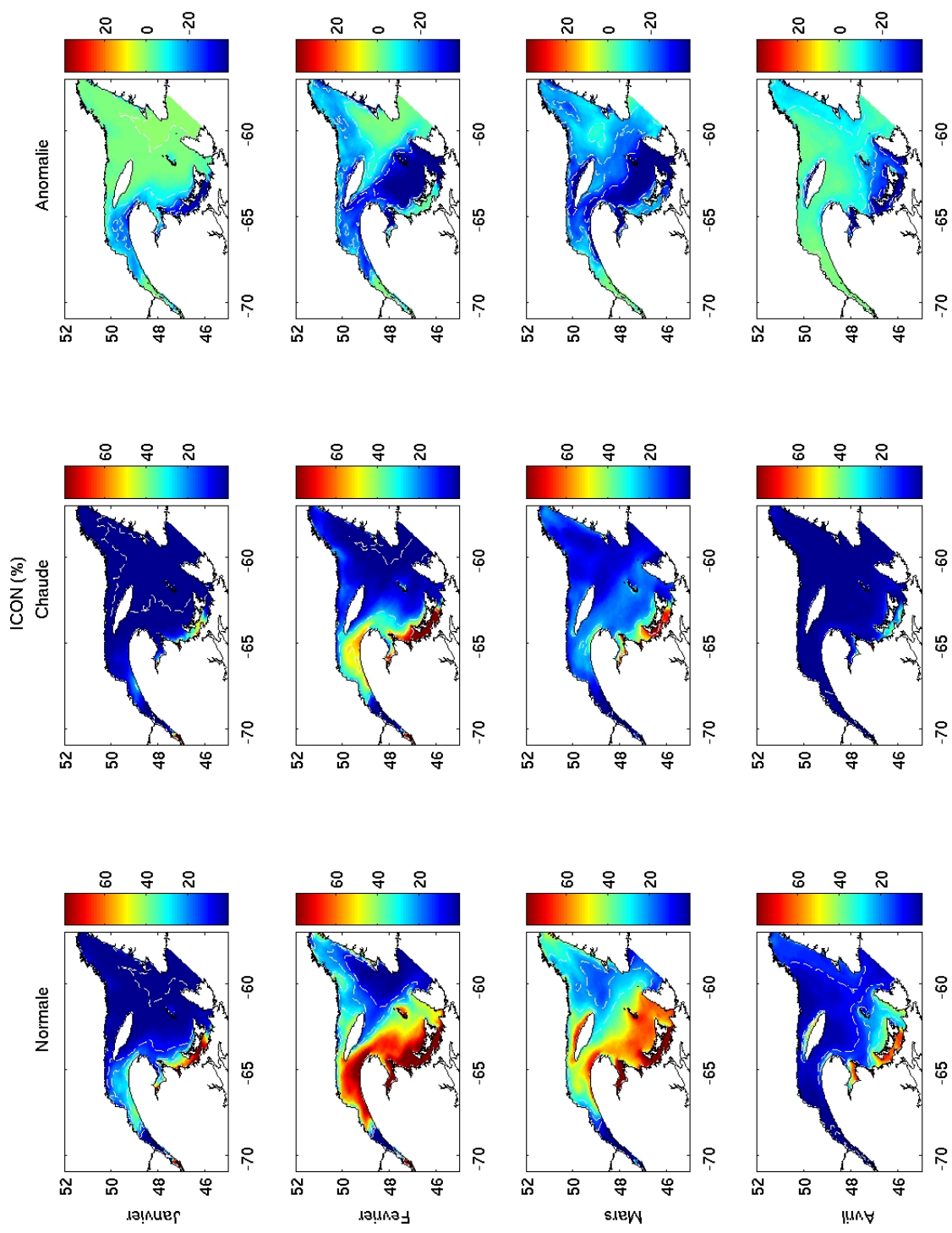


Figure 4: Concentration de glace mensuelle moyenne pour la simulation témoin, chaude et l'anomalie de concentration de glace mensuelle moyenne pour la simulation chaude p/r à la simulation témoin sur la période de 7 ans

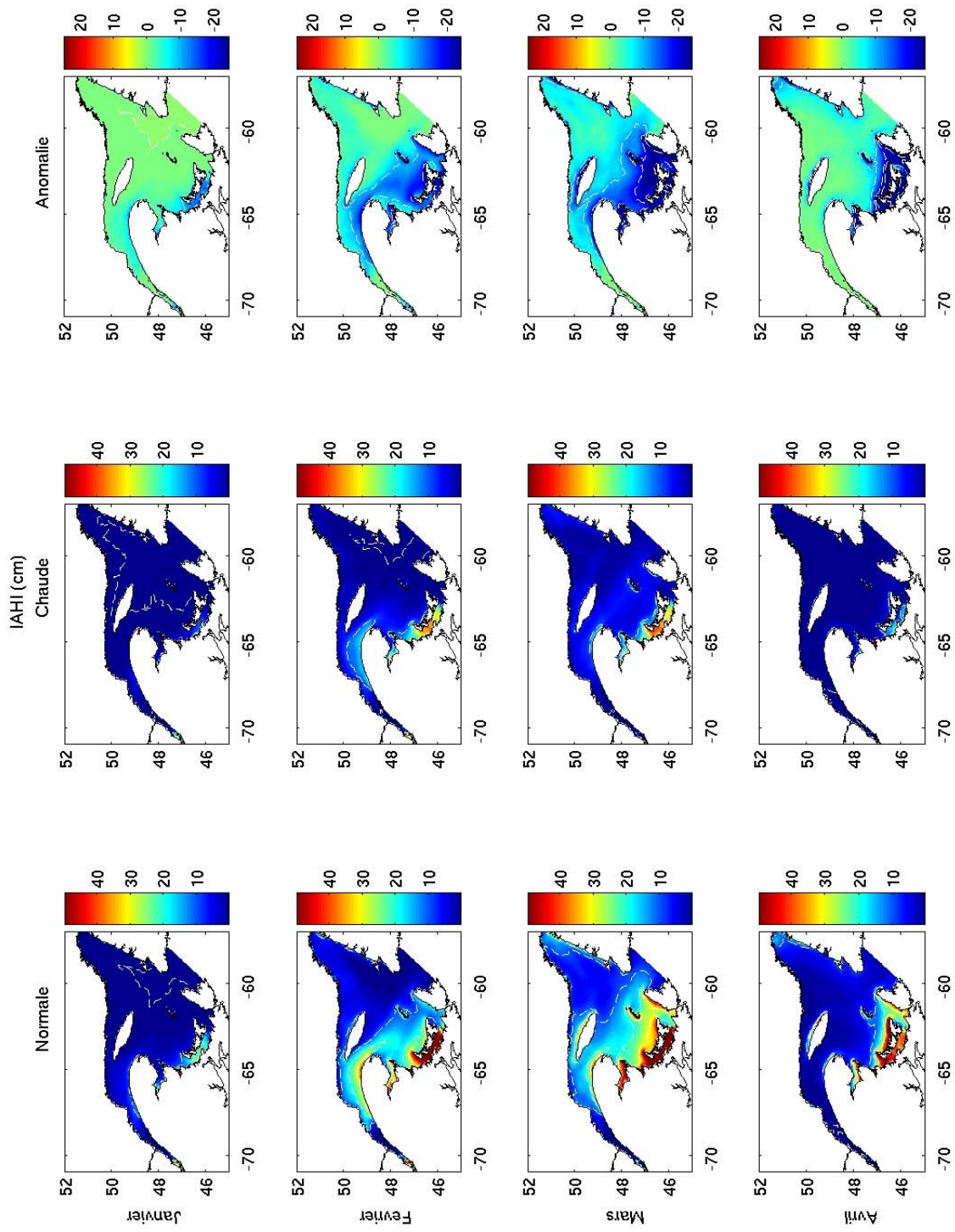


Figure 5: Épaisseur de glace mensuelle moyenne pour la simulation témoin, chaude et l'anomalie de concentration de glace mensuelle moyenne pour la simulation chaude p/r à la simulation témoin sur la période de 7 ans

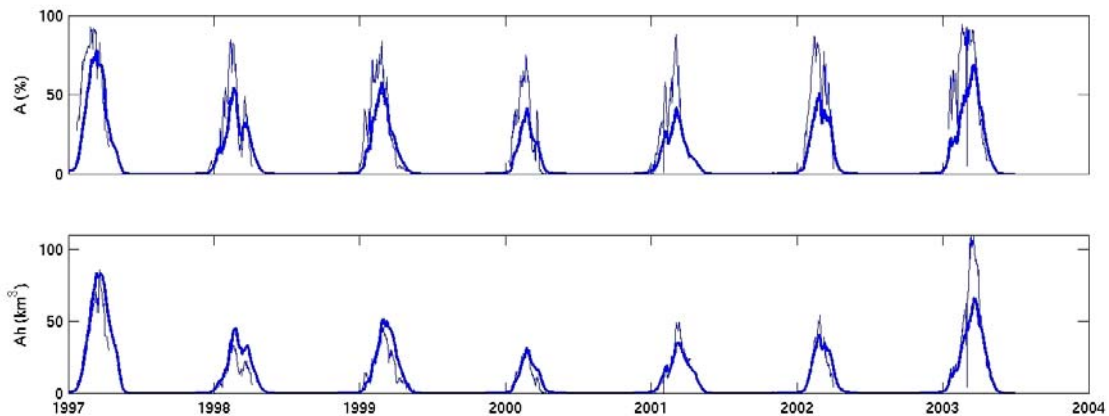


Figure 6: Concentration et épaisseur moyenne de glace sur les 7 années versus les observations.

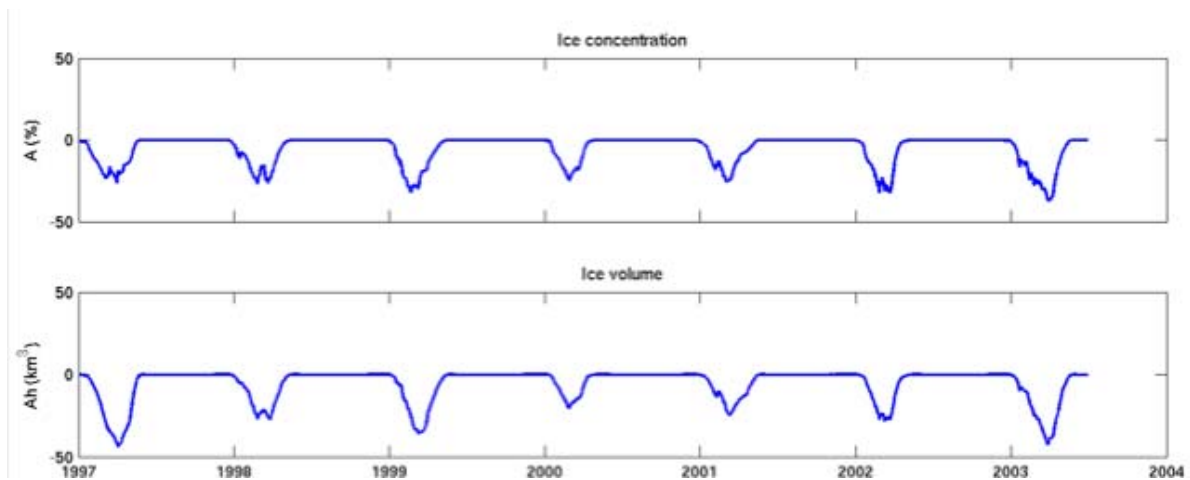


Figure 7: Anomalie de concentration et épaisseur moyenne de glace sur les 7 années.

Identification des sites choisis

Ces sites ont été choisis dans le cadre du programme d'Ouranos sur l'érosion côtière dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent sur la base de différents critères incluant la tractabilité des travaux de recherche, la représentativité des différents paysages marins, les problèmes d'érosion accélérés, etc.

Sept-Îles

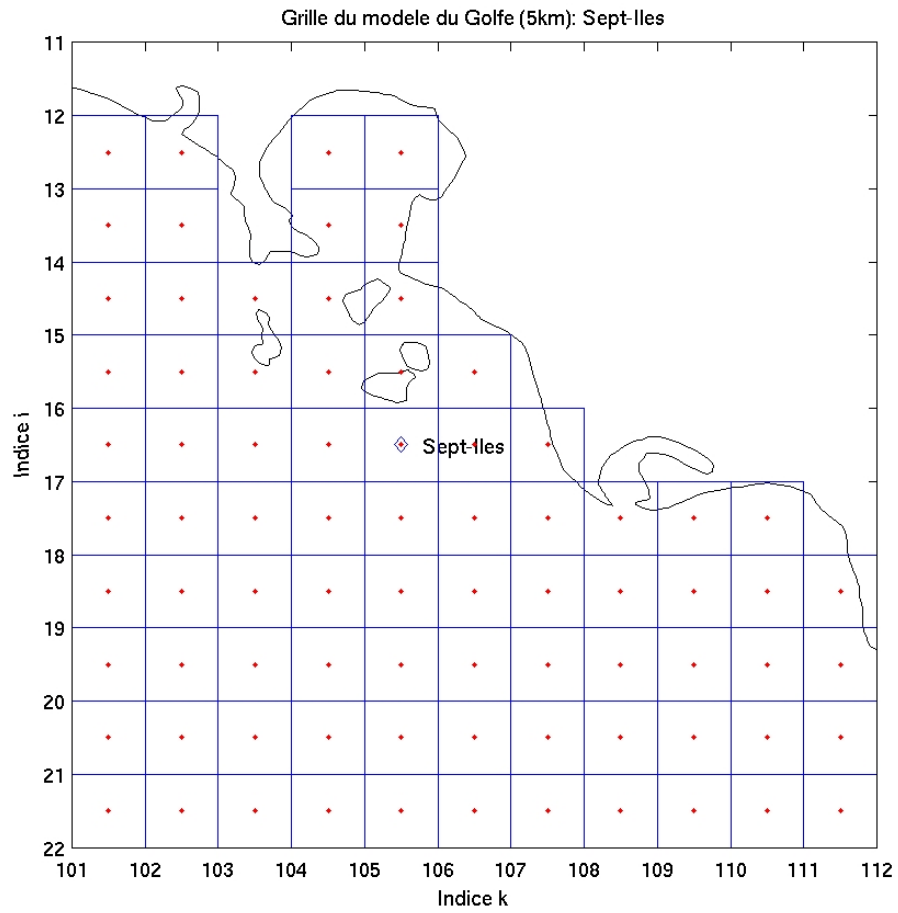


Figure 8: Grille du modèle pour le site de Sept-îles

Percé

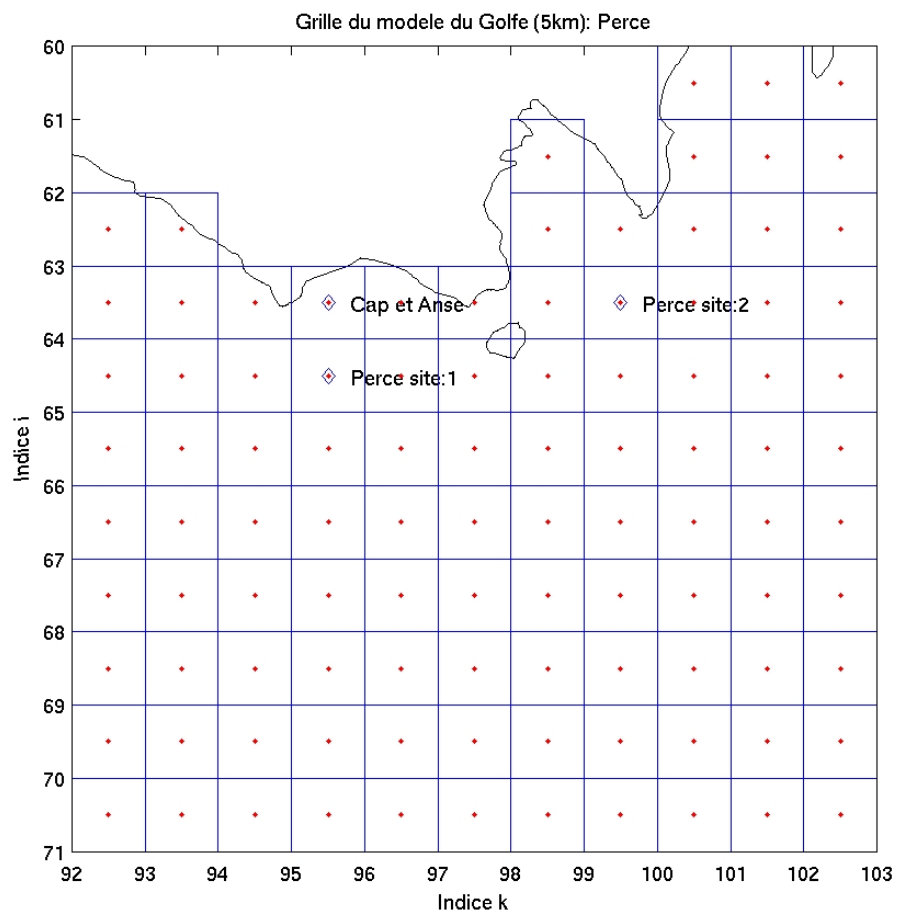


Figure 9: Grille du modèle pour le site de Percé

Îles-de-la-Madeleine

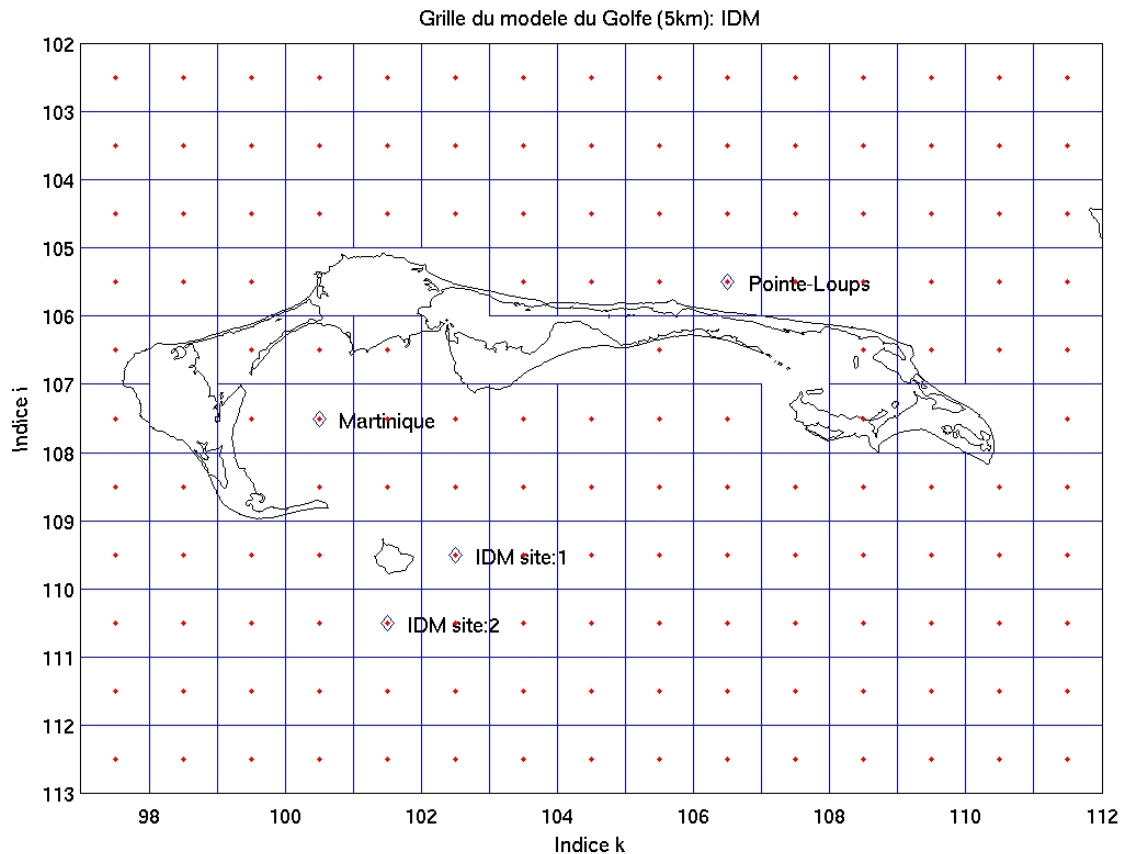


Figure 10: Grille du modèle pour le site des Îles-de-la-Madeleine

Séries temporelles aux différents sites

Cette section montre les résultats pour quatre des stations présentées sur les trois sites de la section précédente. En plus des quatre stations, nous montrons également deux stations supplémentaires. La station Sept-Îles OS située entre la cote de la Gaspésie, la pointe ouest de l'île Anticosti et Sept-Îles. Ainsi que la station Pointes aux Loups OS située entre les IDM et la pointe de la Gaspésie. Ces deux stations visent à détecter les changements du régime des glaces dans les régions d'où proviennent les vagues.

Chaque figure présente la concentration et l'épaisseur moyenne pour la station choisie et les huit cellules adjacentes. Les lignes rouges représentent la concentration de glace moyenne de ces cellules et les lignes bleues l'épaisseur. Les lignes pleines représentent l'expérience témoin et les lignes tiretées celle de la simulation avec une augmentation de 2°C, dite chaude. Un seuil de 30% de concentration est également représenté par une ligne tiretée noire sur l'ensemble des figures. Le choix de ce seuil de 30% est justifié en détails dans la section de discussion de ce rapport.

Par la suite, nous avons indiqué en bleu le nombre de jours où la concentration était supérieure au seuil pour la simulation témoin, en rouge pour la simulation chaude et en noir le nombre de jours de différence entre la simulation témoin et chaude. De plus, dans le bas de chaque graphique, nous avons les moyennes des différences et son écart type.

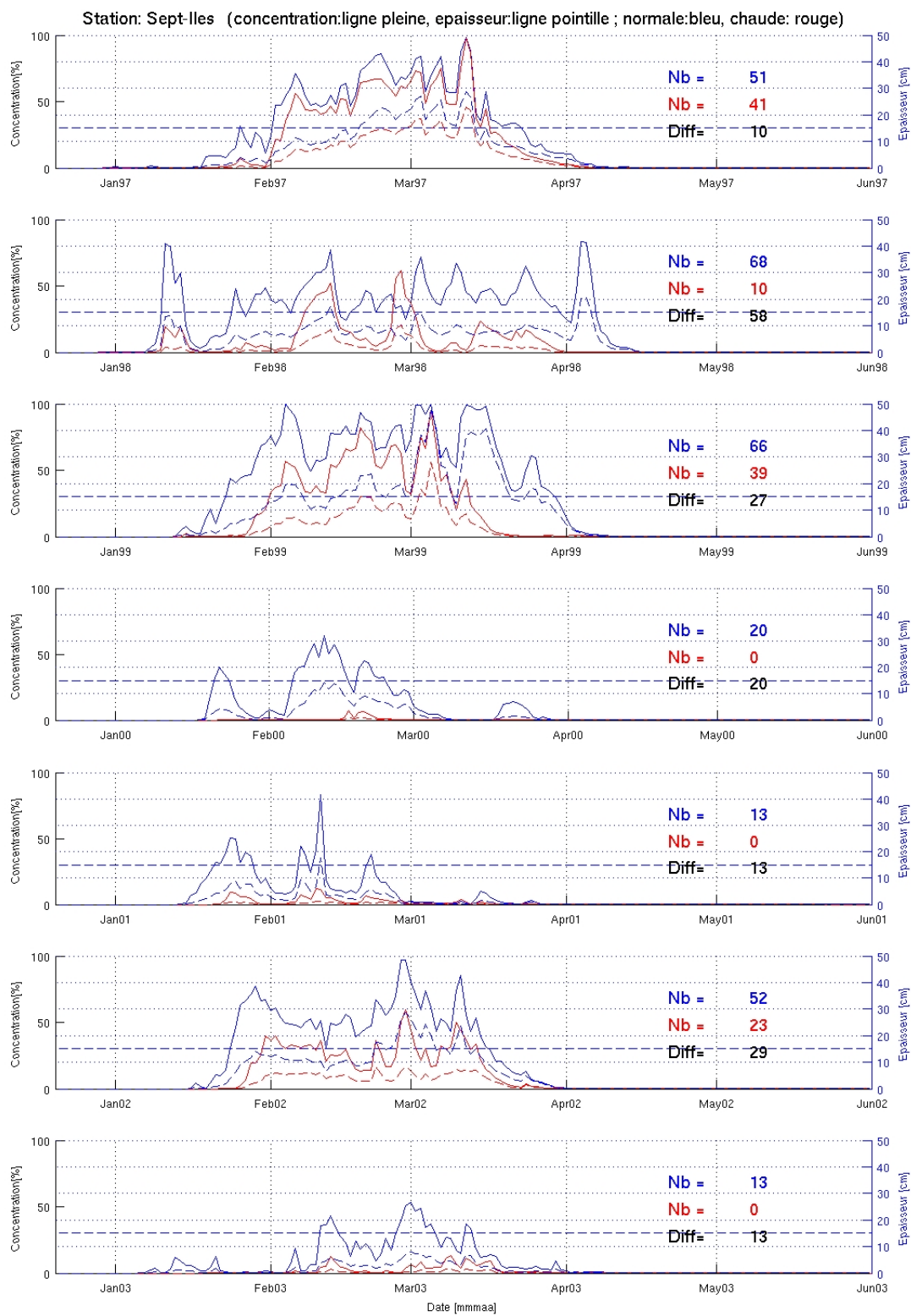


Figure 11: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne sur les 9 cellules à proximité du site choisi: Sept-Îles

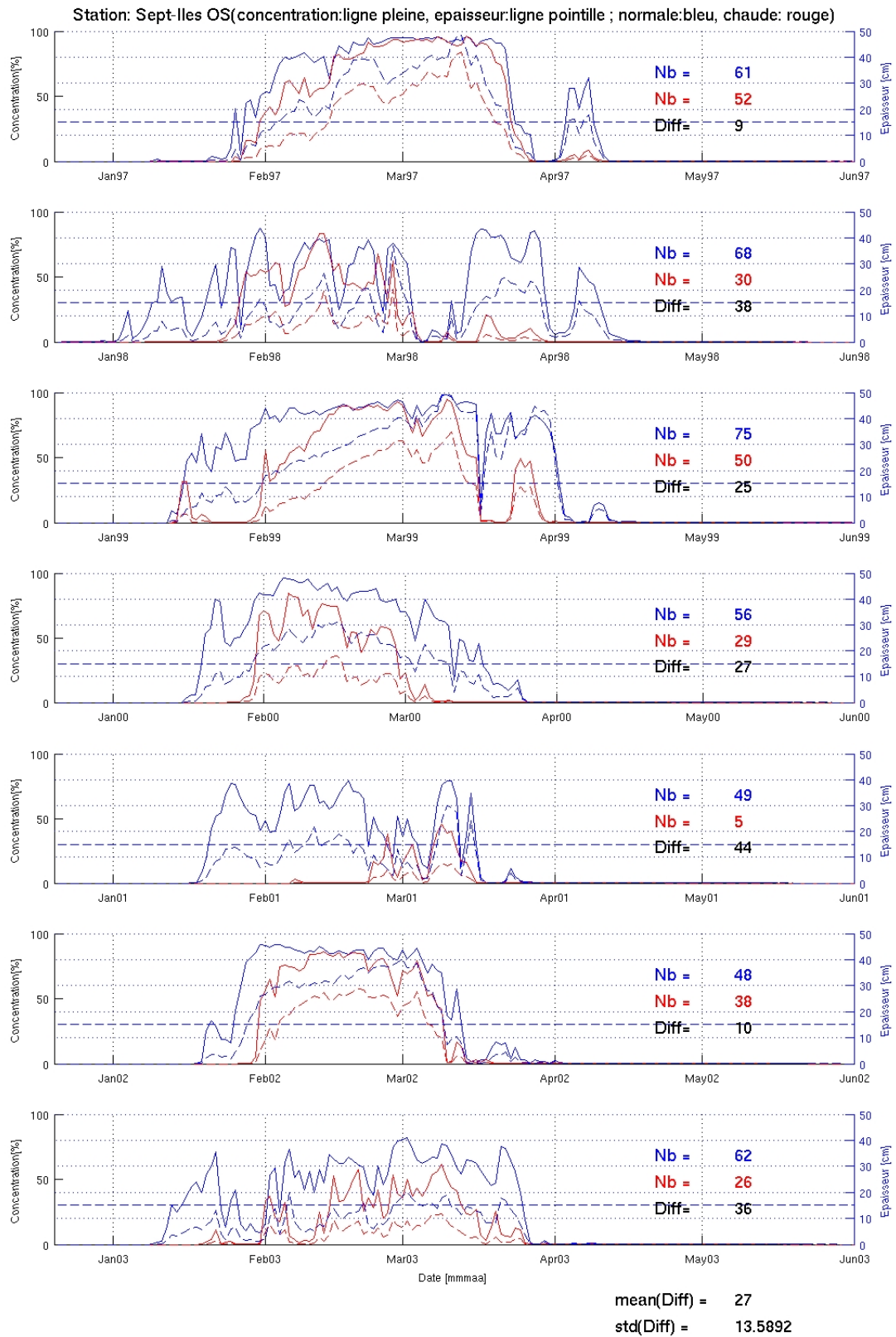


Figure 12: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne sur les 9 cellules à proximité du site choisi: Au large de Sept-Îles

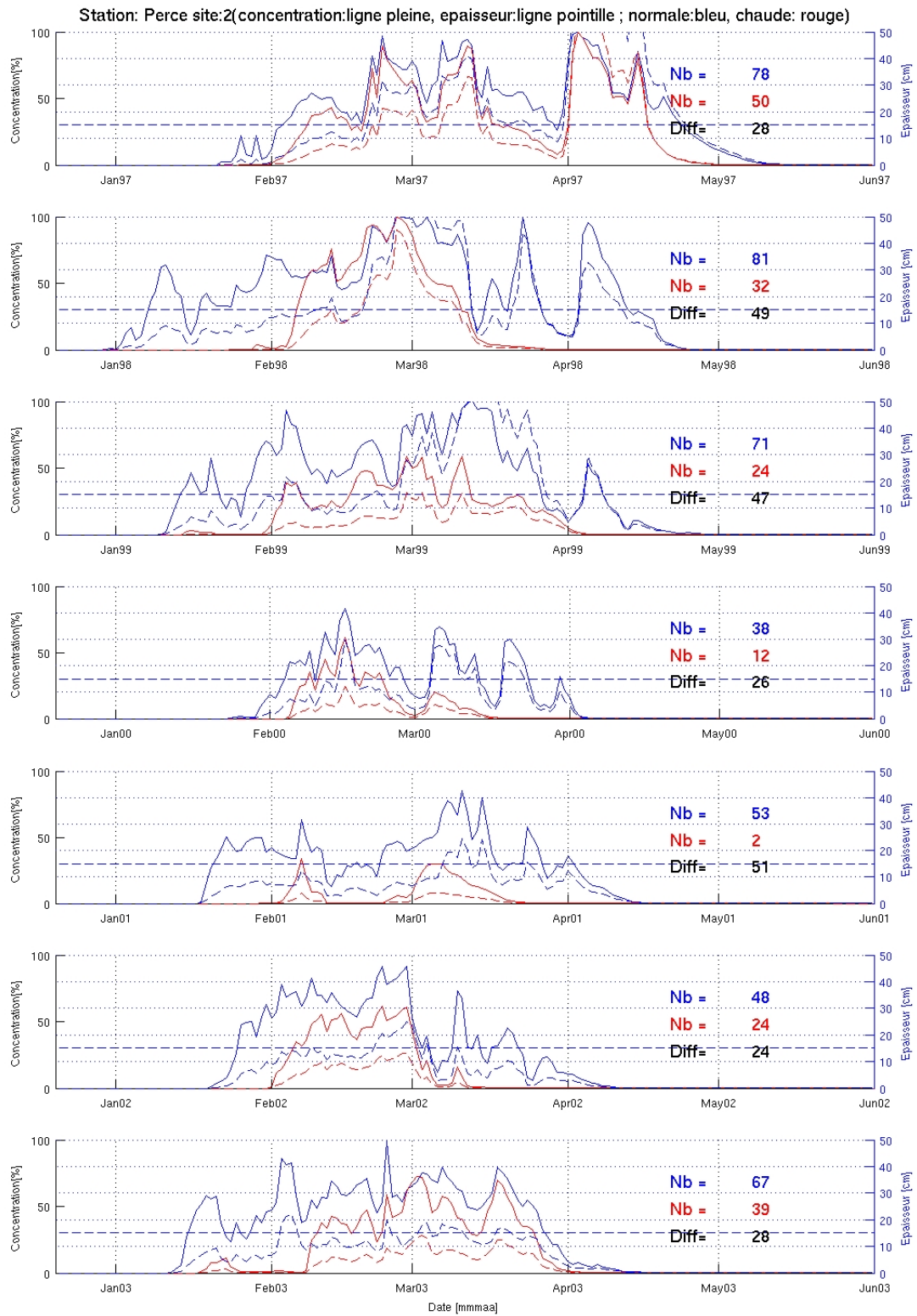


Figure 13: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne sur les 9 cellules à proximité du site choisi:Gaspé

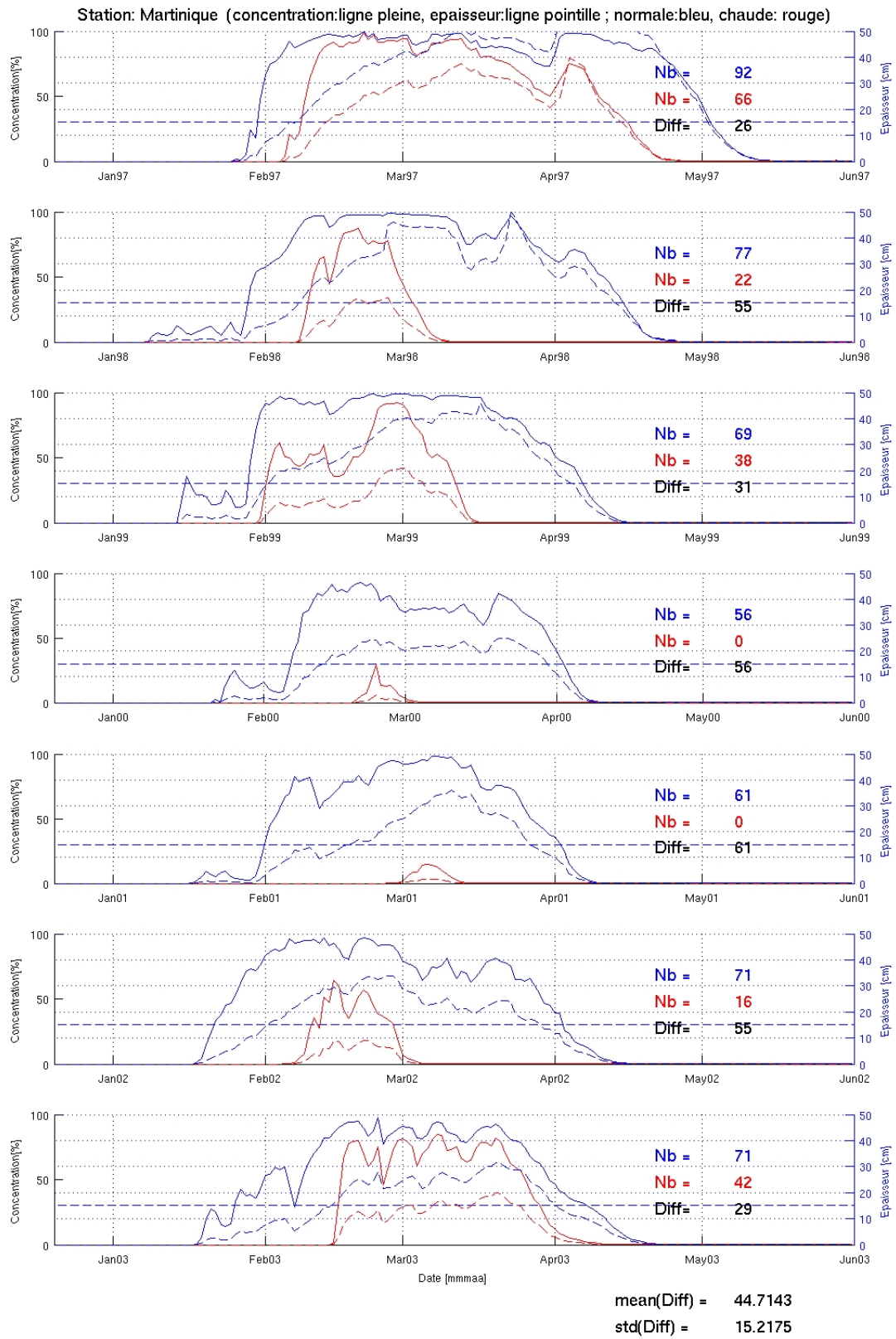


Figure 14: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne pour chacune des années sur les 9 cellules à proximité du site choisi: Plage Martinique

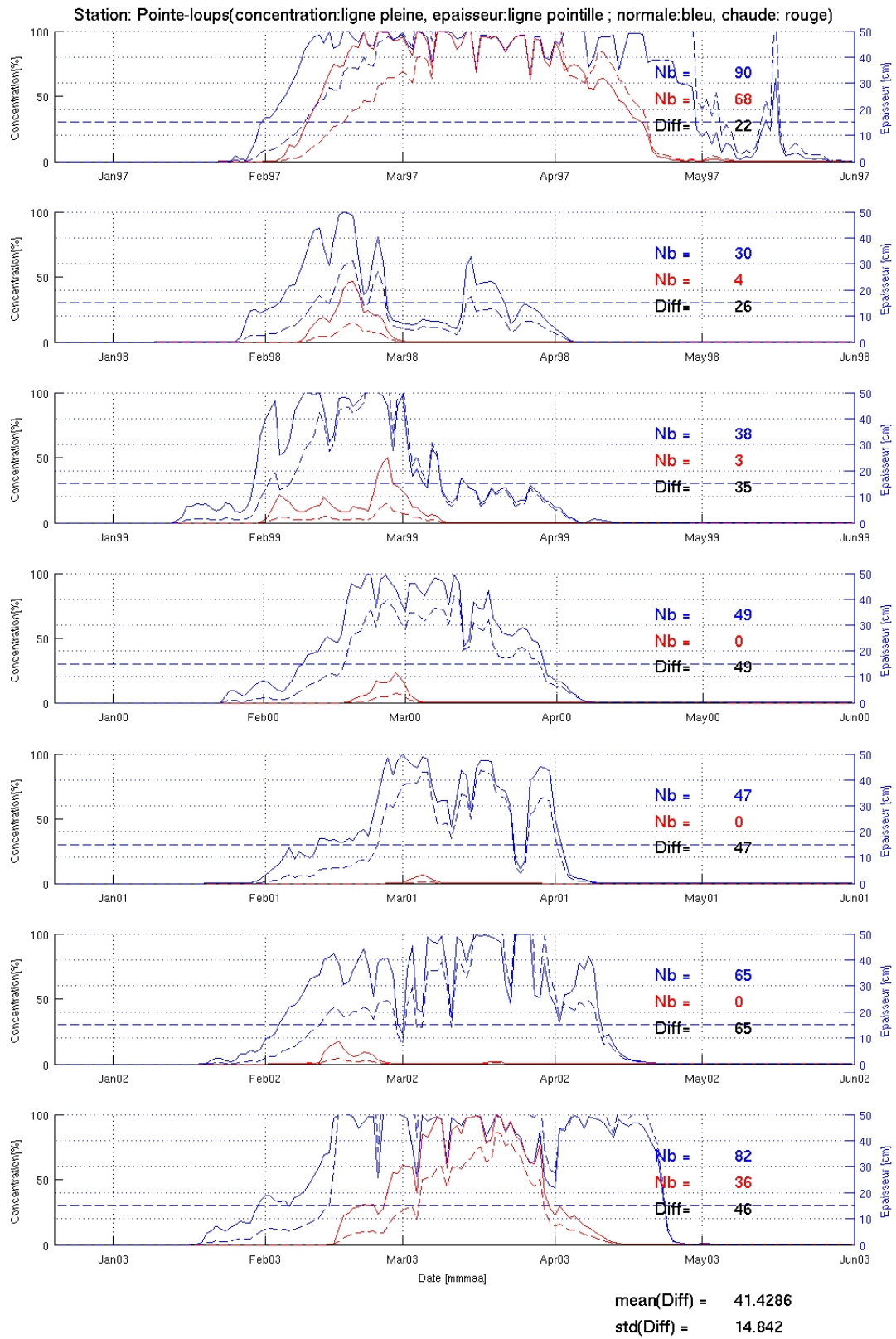


Figure 15: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne pour chacune des années sur les 9 cellules à proximité du site choisi:Pointe aux Loups

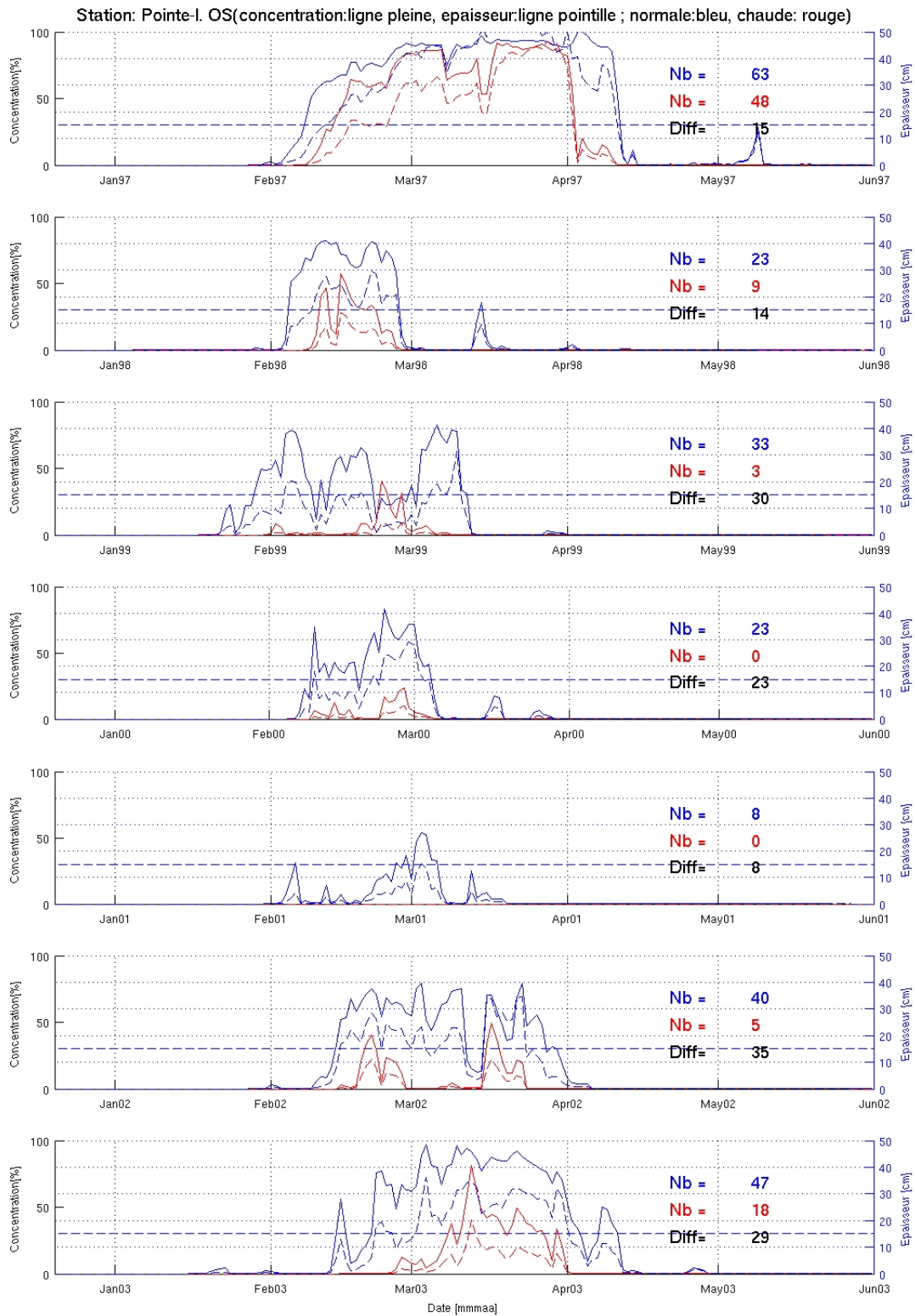


Figure 16: Concentration et épaisseur de glace mensuelle moyenne pour chacune des années sur les 9 cellules à proximité du site choisi: Au large de Pointe aux Loups

Discussion

Les figures de la section précédente démontrent que la variabilité inter annuelle dans la couverture des glaces de mer aux sites témoins est très forte. Cependant, il est clairement démontré que le réchauffement diminue la concentration et l'épaisseur à chacune des stations témoins choisies. La prochaine section propose une façon de comptabiliser l'effet de ce réchauffement sur le nombre de jour où la glace n'offre plus de protection via l'atténuation de la houle.

Seuil critique pour l'atténuation de la propagation des vagues

L'atténuation des vagues par la glace dépend de plusieurs facteurs tel que l'amplitude de la vague, le nombre d'onde de la vague, la concentration, l'épaisseur et la distribution de la glace. Il est très difficile de définir un seuil de concentration et d'épaisseur de glace où la berge commence à être protégé. Tentons de simplifier le problème afin de pouvoir faire ressortir une valeur qualitative pour chacun des sites. Une étude récente (D. Jacob et V.Turcotte, en prép.) suggère que l'atténuation des vagues est linéairement reliée à la concentration de la glace. Dans cette étude, les auteurs prennent une vingtaine de cas tirés de la littérature afin de trouver une règle empirique entre la viscosité turbulente et l'atténuation des vagues. À titre d'exemple, ils suggèrent des facteurs d'atténuation de $0.65 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (eau libre) à $2.5 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ (glace d'épaisseur de 2.5m) pour des vagues de période de moins de 10 sec, tel que typiquement rencontrées dans l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent. Nous avons donc jugé qu'une valeur de 30% de concentration était un seuil « sécuritaire » au niveau de l'atténuation des vagues.

Le Tableau 1 reprend la moyenne des jours avec plus de 30% de glace pour chacune des stations choisie. Et ce, pour la simulation normale et chaude ainsi que la différence et l'écart type.

Tableau:1

<i>Station \ jour</i>	<i>Témoin > 30%</i>	<i>Chaude > 30%</i>	<i>Différence</i>	<i>Écart type</i>
Sept-Îles	40.4	16.1	24.3	16.6
Sept-Îles OS	59.9	32.9	27	13.6
Percé	62.2	26.1	36.1	12.2
Plage Martinique	71	26.3	44.7	15.2
Pointes aux Loups	57.3	15.9	41.4	14.8
Pointes aux Loups OS	33.9	11.9	22	9.93

Le Tableau 1 nous permet de voir qu'en moyenne, sur les quatre sites observés, nous avons une diminution de 36.7 jours de glace par années. Regardons plus en détails le site de Pointes aux Loups. Nous y remarquons une valeur de 41.4 jours de différence où la concentration de la glace ne dépasse plus le seuil des 30% de concentration. Cependant, la station au larges, Pointes aux Loups OS, ne montre qu'une diminution de 22 jours. Ce résultat démontre que malgré la différence de 41.4 jours au site de Pointes aux Loups, il faut tenir compte du fait que la région d'où proviennent les vagues affectant cette région est moins touchée.

Protection par les glaces de rive

La protection des berges par la glace de rive est encore plus difficile à déterminer dans cette étude car notre modèle ne contient pas explicitement de glace de rive « land fast Ice », c'est-à-dire qu'il n'existe pas de processus qui retiennent les glaces sur le fond. Toutefois des études démontrent la forte corrélation entre la présence de glace de rive et la glace de mer à proximité. Mais il y a aussi des complications locales associées à la marée et à la topographie qui contrôlent la stabilité ou l'étendue des glaces de rive. Dans les prochaines étapes de cette étude nous chercherons à établir des corrélations entre les observations de glaces de rive disponibles dans le cadre du projet et dans la littérature.

Référence

Backhaus JO (1983) A semi-implicit scheme for the shallow water equations for application to shelf sea modeling. *Cont Shelf Res* 2: 234-254

Backhaus JO (1985) A three-dimensional model for the simulation of shelf-sea dynamics. *Dtsch Hydrogr Z* 38:165-187

Boer GJ, Flato GM, Ramsden D (2000) A transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing: projected climate change in the 21st century. *Clim Dyn* 16:427-450

Burchard, H, Bolding K (2001) Comparative analysis of four second-moment turbulence closure models for the oceanic mixed layer. *J Phys Oceanogr* 31:1943-1968

Canuto VM, Howard A, Cheng Y, Dubovikov MS (2001) Ocean turbulence, I, One-point closure model: Momentum and heat vertical diffusivities. *J Phys Oceanogr* 31:1413-1426

Charnock H (1955) Wind stress on a water surface. *Q J R Meteorol Soc* 81:639-640

Côté J, Gravel S, Méthot A, Patoine A, Roch M, Staniforth A (1997a) The operational CMC/MRB Global Environmental Multiscale (GEM) model: Part I - Design considerations and formulation. *Mon Weather Rev* 126:1373-1395

Côté J, Gravel S, Méthot A, Patoine A, Roch M, Staniforth A (1997b) The operational CMC/MRB Global Environmental Multiscale (GEM) model: Part II – Results. *Mon Weather Rev* 126:1397-1418

Cox M (1984) A primitive equation, three-dimensional model of the ocean. GFDL Ocean Group Tech. Report No. 1, GFDL/NOAA Princeton 143 pp.

Hunke EC, Dukowicz JK (1997) An Elastic-Viscous-Plastic Model for Sea Ice Dynamics. *J Phys Oceanogr* 27: 1849-1867

Hunke EC (1998) CICE : the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual, T-3 Fluid Dynamics Group, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, NM 87545

Idso SB, Jackson RD (1969) Thermal radiation from the atmosphere. *J Geophys Res* 74:5397-5403

Kantha LH, Mellor GL (1989) A two-dimensional coupled ice-ocean model of the Bering Sea marginal ice zone. *J Geophys Res* 94:10921-10935

Kantha LH., Clayson C.A (1994) An improved mixed layer model for geophysical applications. *J Geophys Res* 99: 25235-25266.

Koutitonsky, V.G. , Saucier, F.J., Senneville, S., and Guyonnet (2005) T. Three-dimensional tidal currents distributions around the Gros Cacouna LNG ship terminal in Eastern Canada. Report submitted to Sandwell Inc.

Laevastu T (1960) Factors affecting the temperature of the surface layer of the sea. *Comm Phys Math* 25:1-136

Large WG, Pond S (1982) Sensible and latent heat flux measurements over the ocean. *J Phys Oceanogr*

12:464-482

Loder, JW, Petrie B, Gawarkiewicz G (1998) The coastal ocean off northeastern North America: a large-scale view. Ch.5 In: The Sea vol. 11 John Wiley & Sons p.105-133

Mailhot J, Sarrazin R, Bilodeau B, Brunet G, Pellerin P (1997) Development of the 35-km version of the operational regional forecast system. Atmos-Ocean 35:1-28

Mellor GL, Yamada T (1982) Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Rev. Geophys. Space Phys 20 (4): 851-875

Mellor GL, Kantha LH (1989) An ice-ocean coupled model. J Geophys Res 94:10937-10954

Parkinson CL, Washington WM (1979) A large-scale numerical model of sea ice. J Geophys Res 84:311-337

Pellerin, P., Ritchie, H., Saucier, F.J., Roy, F., Desjardins, S., Valin, M., Lee, V. (2004) Impact of a two-way coupling between an atmospheric and ocean-ice model over the Gulf of St. Lawrence. Monthly Weather Review, 132(6), 1379-1398.

Saucier, F.J. et Chassé, J. (2000) Tidal circulation and buoyancy effects in the St. Lawrence Estuary, Canada, Atmosphere-Ocean 38 (4): 1-52.

Saucier, F.J., Chassé, J., Couture, M., Dorais, R., D'Astous, A., Lefavre, D. et Gosselin, A. (1999) The making of a surface current atlas of the St. Lawrence Estuary, Canada, Fourth international conference on computer modelling of seas and coastal regions (C. A. Brebbia & P. Anagnostopoulos, Eds.) J. Computational Mechanics, Wessex Institute of Technology Press, 87-97.

Saucier, FJ, Dionne J (1998) A 3D coupled ice-ocean model applied to Hudson Bay, Canada: The seasonal cycle and time-dependent climate response to atmospheric forcing and runoff. J Geophys Res 103: 27689-27705

Saucier FJ, Roy F, Gilbert D, Pellerin P, Ritchie H (2003) The formation and Circulation Processes of Water Masses in the Gulf of St. Lawrence. J Geophys Res 108: 3269-3289

Semtner AJ.Jr (1976) A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. J Phys Oceanogr 6:379-389

Smagorinsky J (1963) General circulation experiments with primitive equations. I. The basic experiment. Mon Weather Rev 91(3):99-164

Stronach JA, Backhaus JO, Murty TS (1993) An update on the numerical simulation of oceanographic processes in the waters between Vancouver Island and the mainland: the GF8 model. Oceanogr Mar Biol Ann Rev 31: 1-86

Thorndike AS, Rothrock DA, Maykut GS, Colony R (1975) The Thickness Distribution of Sea Ice. J Geophys Res 80:4501-4513

Unesco (1981) Algorithms for computation of fundamental properties of seawater, UNESCO Tech Pap Mar Sci 4: 53 p

Zalesak ST (1979) Fully multidimensional flux-corrected transport algorithms for fluids. J Comput Phys
31: 335-362

Zillman, JW (1972) A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the southern hemisphere oceans. Meteorol Study Report 26, Bur. Meteorol., Dept. of the Interior Canberra Australia 526

Appendix 1

Model formulation

The equations for the momentum, heat, salt, and turbulent kinetic energy can be written as (the comma subscript denotes partial derivative)

$$\frac{Du}{Dt} - fv + \rho^{-1}P_{,x} - (K_H u_{,x})_{,x} - (K_H u_{,y})_{,y} - (K_{VM} u_{,z})_{,z} = 0 \quad (A1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu + \rho^{-1}P_{,y} - (K_H v_{,x})_{,x} - (K_H v_{,y})_{,y} - (K_{VM} v_{,z})_{,z} = 0 \quad (A2)$$

$$\nabla \cdot (u, v, w) = 0 \quad (A3)$$

$$\frac{DT}{Dt} - (K_H T_{,x})_{,x} - (K_H T_{,y})_{,y} - (K_{V\sigma} T_{,z})_{,z} = 0 \quad (A4)$$

$$\frac{DS}{Dt} - (K_H S_{,x})_{,x} - (K_H S_{,y})_{,y} - (K_{V\sigma} S_{,z})_{,z} = 0 \quad (A5)$$

$$\frac{DE}{Dt} - (K_{VM} E_{,z})_{,z} = K_{VM} (u_{,z}^2 + v_{,z}^2) + K_{V\sigma} \left(\frac{g}{\rho} \rho_{,z} \right) - \frac{q^3}{B_l l} \quad (A6)$$

in hydrostatic, $P_{,z} = -\rho g$, and Boussinesq approximations, and where $\mathbf{u} = (u, v, w)$ is the velocity along the horizontal axes x and y , and vertical axis z (positive upward), f is the Coriolis parameter (calculated in the β -plane approximation), P is the pressure, T is the temperature, S is the salinity, E is the turbulent kinetic energy, $q = \sqrt{2E}$ is the turbulent velocity scale, $l(z)$ is the turbulent length scale, K_H is the horizontal eddy viscosity and diffusivity for momentum, T and S , K_{VM} is the vertical eddy viscosity (and diffusivity for E), and $K_{V\sigma}$ is the vertical diffusivity for T and S . The equation of state $\rho = \rho(S, T, P)$ is computed from Unesco (1981). The definitions and values of the different model parameters are given in Table 1.

Sub-grid mixing

The horizontal viscosity coefficient is described following Smagorinsky (1963)

with $K_H = \gamma \Delta x^2 \left[u_{,x}^2 + v_{,y}^2 + 0.5(u_{,y} + v_{,x})^2 \right]^{0.5}$. The horizontal diffusivity for scalars is set to $2.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. The

vertical eddy viscosity and diffusion coefficients are written as $K_{VM} = K_{VM0} + lqS_M$ and

$K_{V\sigma} = K_{V\sigma0} + lqS_\sigma$, where S_M and S_σ are stability functions derived by Canuto et al. (2001, first set), as described by Burchard and Bolding (2001). The background viscosity and diffusion coefficients are set to $K_{VM0} = 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ and $K_{V\sigma0} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. The turbulent length scale is prescribed following $l(z) = \min(l_d, l_u)$, between a parabolic law of the wall function, l_d , and the Ozmidov scale, l_u , given by

$$l_d(z) = k(z_{0t} - z)[1 + h^{-1}(z_{0b} + z)] \quad (A7)$$

$$l_u(z) = 0.53qN^{-1} \quad (A8)$$

where z_{0t} and z_{0b} are the roughness lengths at the surface and bottom computed from Charnock's formulae (Charnock, 1955), $z_0 = g^{-1}\alpha u_*^2$, where α is the Charnock constant, h is water depth, and N is the Brunt Väisälä frequency.

Lateral boundary conditions

The lateral solid boundary conditions are free-slip for momentum, and isolated for tracers. Bottom friction is parameterized following Cox (1984), $\tau_b = \rho_0 C_b |\mathbf{u}_b| \mathbf{u}_b$, where \mathbf{u}_b is the bottom layer velocity. The water level, temperature, salinity and the eddy diffusion and viscosity coefficients are specified at the open boundaries across the mouth of HS and Fury and Hecla Strait. During inflow, a zero gradient condition is applied to all velocity components. Temperature and salinity relax toward prescribed observations, based on a characteristic length scale that a tracer travels normal to the boundary over one time step. During outflow ($u > 0$), the radiation condition $\xi_{,t} + u\xi_{,x} = 0$ is specified to $\xi = u, v, T, S$. On open ocean boundaries, horizontal and vertical viscosity and diffusivity coefficients are set to zero. The water level, salinity and temperature are specified to account for river discharge at the appropriate land/sea grid points.

Surface boundary conditions

Momentum is input at $z=0$ from wind stress, $K_{VM} u_{,z} = \rho_0^{-1} [(1-A)\tau_{AO} + A\tau_{IO}]$. The surface traction is described by quadratic drag forms (e.g., Charnock, 1955) $\tau_{AO} = \rho_A C_{DAO} |\mathbf{u}_A| \mathbf{u}_A$, and

$\tau_{IO} = \rho_0 C_{DIO} |\mathbf{u}_I - \mathbf{u}_O| (\mathbf{u}_I - \mathbf{u}_O)$, \mathbf{u}_A is the wind velocity at 10 m height, \mathbf{u}_I is the ice velocity, \mathbf{u}_O is the surface layer ocean velocity, C_{DAO} is the atmosphere-ocean drag coefficient taken from Atakturk and Katsaros (1999), and C_{DIO} is the atmosphere-ice drag coefficient.

Through the sea surface $z = 0$, heat is absorbed and released by radiative, sensible and latent heat transfers $K_{V\sigma} T_{,z} = -\rho_0^{-1} C_{pO}^{-1} [(1-A)Q_{AO} + AQ_{IO}]$, where Q_{AO} and Q_{IO} are the net heat fluxes at the atmosphere-ocean and ice-ocean boundaries, respectively. The ocean-atmosphere heat flux is

described following Parkinson and Washington (1979) as $Q_{AO} = Q_{SAO} + Q_{LAO} - Q_{SW} - Q_{LW\downarrow} + Q_{LW\uparrow}$, where Q_{SAO} and Q_{LAO} are the sensible and latent heat fluxes at the atmosphere-ocean boundary, Q_{SW} and $Q_{LW\downarrow}$ are the shortwave and longwave downward incident fluxes, and $Q_{LW\uparrow}$ is the outgoing longwave radiation.

The sensible heat flux is given by $Q_{SAO} = \rho_A C_{pA} C_{SAO} |\mathbf{u}_A| (T_o - T_A)$, with air temperature T_A and surface layer temperature T_o (or sea surface temperature *SST*), where the Stanton number, C_{SAO} , is taken from Large and Pond (1982). The latent heat flux is given by $Q_{LAO} = \rho_A L_V C_{LAO} |\mathbf{u}_A| (q_s - q_A)$, where C_{LAO} is the Dalton number, and q_A and q_s are the specific humidity at 10 m height and at the surface, respectively, computed as in *Parkinson and Washington (1979)*.

The short wave energy flux through the sea surface is written as $Q_{SW} = (1 - \alpha_o) SW$ where α_o is the albedo of sea water, and

$$SW = S_c^0 \cos^2 \theta_z (1 - 0.6C_l^3) [10^{-5} (\cos \theta_z + 2.7)e_A + 1.085 \cos \theta_z + 0.1]^{-1} \quad (A9)$$

(Laevastu, 1960; Zillman, 1972), where C_i is the observed cloud fraction, e_a is the near-surface vapor pressure, and θ_i the solar zenith angle.

The long wave incident energy flux is computed from Idso and Jackson (1969), corrected for emission by the cloud base using the model from Bignami et al. (1995)

$$Q_{LW\downarrow} = \sigma T_A^4 \left(1 - 0.261 \exp(-7.77 \times 10^{-4} (273.15 - T_A)^2)\right) (1 + 0.1762 C_i^2) \quad (A10)$$

The outgoing longwave radiation is computed from the Stefan Boltzmann's law, $Q_{LW\uparrow} = \epsilon_o \sigma T_o^4$. At the ice-ocean interface, we compute the sensible heat flux as follows.

$$Q_{IO} = \rho_o C_{pO} C_{SIO} |\mathbf{u}_I - \mathbf{u}_O| (T_o - T_f).$$

Salt is transferred through the sea surface by precipitation, evaporation, and ice growth rate (melt) over open ocean areas f_o , and ice covered areas f_h , using

$K_{V\sigma} S_{,z} = \rho_o^{-1} Q_S = -[(1 - A)(f_o + (P - E_v)S_o) + A f_h S_o]$, where A is the ice concentration, P is the observed precipitation over open water (over ice and when $T_A < 0^\circ\text{C}$ precipitation accumulates as snow on the ice), $E_v = \rho_o^{-1} L_v^{-1} Q_{LAO}$ is the evaporation, and $S_o = \text{SSS}$ is the sea surface salinity.

Ice-atmosphere heat flux

The ice-atmosphere heat flux is $Q_{AI} = Q_{SAI} + Q_{LAI} - Q_{SW_{AI}} - Q_{LW\downarrow} + Q_{LW\uparrow}$, where the sensible and latent heat fluxes at the atmosphere-ice interface are written as for the atmosphere-ocean boundary, except that T_o is replaced by T_i , L_v by L_s , and $C_{SAI} = C_{SAO}$ and $C_{LAI} = C_{LAO}$. The short wave incident flux uses the albedo for dry snow, melting snow or bare ice (Table 1).

Sea ice

The elastic-viscous-plastic (EVP) sea ice dynamic formulation from Hunke and Dukowicz (1997) (also Hunke, 1998) is used in addition with a two-layer ice thermodynamics considering snow thickness over ice based on Semtner (1976). For each grid point sea ice is represented as a thickness distribution g assuming that

$$\int_0^{h_{\max}} g(h) dh = 1 \quad (A12)$$

where h_{\max} is the maximum allowed sea ice thickness. The cumulative distribution of ice is defined as

$$G(h) = \int_0^h g(h) dh \quad (A13)$$

Ice areas are transported after solving the momentum equation

$$m \frac{\partial \mathbf{u}_I}{\partial t} = -m f \mathbf{k} \times \mathbf{u}_I + \tau_{AI} + \tau_{IO} - mg \nabla \eta + \nabla \cdot \sigma \quad (A14)$$

where \mathbf{u}_I is the two-dimensional ice speed vector, m is the mass per unit area, \mathbf{k} is a unit vertical vector, τ_{AI} is the wind stress vector (same form as τ_{AO} with coefficient C_{DAI}), g is the gravitational acceleration, η is the sea surface elevation, and σ is the two-dimensional Cauchy stress tensor. The mass per unit area is given by

$$m = A \int_0^{h \max} g(h)(\rho_I h + \rho_S h_S) dh \quad (\text{A15})$$

ρ_I and ρ_S are the ice and snow density, respectively, and h_S is the snow thickness over ice of thickness h .

The maximum resistance to pressure is defined as

$$p_{\max} = p^* H \exp(-C(1 - A)) \quad (\text{A16})$$

Where H is the mean ice thickness. Sea ice areas are evolving through

$$\frac{\partial g}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho g) = -\frac{\partial}{\partial h} [(f_I + \frac{\rho_S}{\rho_I} c_S) g] + \psi \quad (\text{A17})$$

where f_I is the ice growth rate in ms^{-1} , c_S is the snow compaction rate in ms^{-1} , and ψ is the ice redistribution term representing ridging. The compaction rate is defined as

$$c_S = \frac{h_S - h_S 0.5^{dt/\tau_s}}{dt} \quad (\text{A18})$$

where τ_s is the snow compaction time scale (half life period). The term ψ is calculated using the weight function described in Thorndike et al. (1975) for convergence only, no ridging is applied in pure shear. The ridging function can be decomposed as an output and source term representing thinner ridging ice becoming thicker ridged ice such that

$$\psi(h) = -o(h) + s(h) \quad (\text{A19})$$

where

$$\int_0^{h \max} \psi h dh = 0 \quad (\text{A20})$$

If $h_S(h)$ is the snow thickness over ice of thickness h , and $gh_S(h) = g(h)h_S(h)$,

$$\frac{\partial (gh_S)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho gh_S) = -(f_S - c_S) g + \psi_S \quad (\text{A21})$$

where f_S is the snow growth in ms^{-1} from precipitation and thermodynamic melt. The term ψ_S represents the redistribution of snow from ridging and is calculated using ψ in a way that snow volume is conserved

$$\int_0^{h \max} \psi_S(h) dh = 0 \quad (\text{A22})$$

If ice of thickness h_1 is ridging into ice of thickness h_2 in a way that $o(h_1) = s(h_2)h_2 / h_1$

$$\psi_S(h_1) = -\psi_S(h_2) = -o(h_1)h_S(h_1) \quad (\text{A23})$$

The EVP solution uses two split time steps (Table 1) as discussed in Hunke and Dukowicz (1997).