

Université du Québec
INRS-ETE

Polynie des Eaux du Nord : estimation des bilans et de la circulation à partir d'un modèle inverse simple

par

Marie-Emmanuelle Rail

Mémoire présenté
pour l'obtention
du grade de Maître ès Science (M.Sc.)

Jury d'évaluation

Examineur externe

Vladimir G. Koutitonsky
Professeur
ISMER

Examineur interne

André St-Hilaire
Professeur
INRS-ETE

Directeur de recherche

Yves Gratton
Professeur
INRS-ETE

Février 2005



REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à souligner l'importance du soutien que m'a offert mon directeur Yves Gratton tout au long de ce travail. Je veux le remercier pour son aide, ses conseils, sa patience, son incroyable disponibilité et sa bonne humeur. Je dois dire qu'en plus d'être un très bon directeur de recherche, M. Gratton est une personne formidable. Il m'a offert la chance et le soutien nécessaire pour faire une réorientation de carrière tant souhaitée (de la biologie à la physique). Il m'a également permis de faire mes premiers pas sur le terrain, une expérience qui m'est très chère aujourd'hui. Mille fois merci Yves.

Je veux aussi remercier ma grande soeur Christianne (ma soeur préférée) d'être toujours présente pour m'écouter et m'encourager. Merci pour toute l'aide que tu m'as accordée, dans tous les domaines.

Je suis aussi reconnaissante aux autres membres de ma famille, mes parents, mes frères et mes tantes pour leur confiance et leur soutien. Un merci tout spécial à ma tante Évangéline pour ses conseils en matière de français.

Merci à Pierre Fréchette pour m'avoir fait découvrir et aimer l'océanographie. Tu m'as toujours encouragé et soutenu, je t'en suis très reconnaissante aujourd'hui.

Je ne veux pas oublier tous mes amis que je remercie pour leur présence et leur soutien. Vous êtes tous très importants pour moi, j'espère que vous m'accorderez votre amitié encore pour de nombreuses années.

RÉSUMÉ

L'objectif de ce mémoire est de parvenir à une meilleure compréhension de la circulation océanique et du transport de la chaleur à l'intérieur de la polynie des Eaux du Nord. Il est basé sur les données acquises au cours du programme international NOW pendant les mois d'avril, mai et juin 1998 ainsi qu'en septembre 1999. Le travail est divisé en quatre étapes. Premièrement, les courants totaux sont obtenus à partir du calcul des courants géostrophiques (méthode dynamique) ainsi que des courants du niveau de référence (méthode inverse). Deuxièmement, les transports de chaleur, de sel et d'eau douce sont calculés le long de trois transects traversant la polynie. Troisièmement, des estimations du patron de circulation générale de la polynie sont obtenues à partir d'un modèle à boîtes simple et finalement, le modèle a permis de calculer les flux de chaleur en surface de la polynie.

Pour réaliser la première étape de ce travail, les courants géostrophiques sont obtenus à l'aide de la méthode dynamique. Les vitesses sont calculées sur toute la section en utilisant un niveau de référence situé au fond plutôt qu'à une profondeur intermédiaire (généralement 200 m). Une estimation des courants du niveau de référence à l'intérieur de la polynie NOW est obtenue à partir d'une variante de la méthode inverse présentée par Wunsch (1977 et 1978). Les transports volumiques fournis par ces courants varient entre 0.60 Sv et 0.82 Sv en direction sud pour les quatre mois à l'étude. Ces données sont comparables avec les valeurs moyennes publiées dans la littérature. Les transports de sel varient entre 19.9×10^6 et 27.4×10^6 kg s⁻¹ et ceux de l'eau douce entre 0.023 et 0.057 Sv. Ces dernières valeurs sont également similaires à celles de la littérature. Les transports de chaleur à travers la section la plus au sud varient entre 0.67×10^{12} et 2.11×10^{12} W et sont moins élevés que ceux estimés par Muench (1971).

Pour déterminer le patron de circulation générale de la polynie, la région est représentée sous forme d'un modèle à boîtes similaire à celui utilisé par Wunsch et Minster (1982), mais considérant les trois dimensions. À l'intérieur du modèle, les mouvements du volume, du sel et de la chaleur sont gouvernés par l'équation

d'advection-diffusion (équation 5.1) et respectent les principes de continuité. Les vitesses et les coefficients de diffusion, variables inconnues, sont déterminés par méthode inverse. Les flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère sont laissés libres dans la couche de surface. Le tout a fourni une image de la circulation interne sur quatre mois. Peu de variations sont observables entre les mois d'avril et de mai. La circulation induite par le modèle est essentiellement du nord vers le sud et de l'est vers l'ouest dans les quatre cents premiers mètres. Sous ce niveau, elle s'inverse et l'eau semble parcourir le chenal central du sud vers le nord. La circulation obtenue au mois de juin est plus complexe, mais demeure principalement axée nord-sud. Elle semble présenter des tourbillons au niveau des transects 4 et 5 et la remontée d'eau en direction nord dans le chenal central n'apparaît plus aussi clairement. Au cours de l'automne, la circulation reprend un patron beaucoup plus similaire à celui du printemps avec une forte dominance nord-sud et est-ouest dans les couches de surface et intermédiaires et du sud vers le nord en profondeur. Le modèle a permis d'identifier une zone de « upwelling » en avril et en juin le long des côtes du Groenland. Les flux de chaleur en surface obtenus pour les mois d'avril (-46 et -61 W m^{-2}), mai ($+2 \text{ W m}^{-2}$) et septembre (-23 et $+5 \text{ W m}^{-2}$) sont du même ordre de grandeur que ceux que l'on retrouve dans la littérature. Par contre, un résultat du mois de mai et ceux du mois de juin ne correspondent pas. La littérature prévoit des flux positifs en cette période, c'est-à-dire un gain de chaleur par l'océan. Or les valeurs calculées (mai : -33 W m^{-2} ; juin : -24 et -29 W m^{-2}) indiquent plutôt une perte. Puisque les flux de radiation en surface sont plus importants en mai et juin qu'en avril et septembre, il est possible que ce débalancement soit causé par leur absence dans les bilans.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	II
RÉSUMÉ.....	III
TABLE DES MATIÈRES.....	V
LISTE DES TABLEAUX	VII
LISTE DES FIGURES.....	VIII
LISTE DES ANNEXES.....	X
1. INTRODUCTION	1
2. REVUE DE LITTÉRATURE.....	4
2.1 Les bilans de chaleur et de sel des océans.....	4
2.2 Les polynies et leurs mécanismes d'ouverture.....	6
2.3 Historique de la découverte de la polynie North Water (NOW).....	7
2.4 Description de la polynie North Water.....	8
2.4.1 La bathymétrie	9
2.4.2 Les masses d'eau et les courants	10
2.4.3 La répartition de la glace.....	11
2.4.4 La météorologie	12
2.4.5 Les transports : état actuel des connaissances.....	13
2.4.6 Les modèles	15
3. VARIABILITÉ SAISONNIÈRE DES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DE LA POLYNIE.....	17
3.1 Échantillonnage	17
3.2 Traitements préliminaires.....	18
3.3 Distribution de la salinité et de la température.....	20
4. DÉTERMINATION DES TRANSPORTS	23
4.1 Calcul des courants	23
4.1.1 Méthode dynamique.....	24
4.1.2 Vitesses du niveau de référence.....	27
4.2 Calcul des contenus en chaleur et en eau douce.....	34
4.3 Variations saisonnières et distribution spatiale des transports.....	35

5.	VARIABILITÉ SAISONNIÈRE DE LA CIRCULATION ET DES BILANS DE LA POLYNIE NORTH WATER	40
5.1	Description du modèle à boîtes.....	40
5.2	Pondération et optimisation du modèle	45
5.3	Les résultats	49
5.3.1	Les transports	49
5.3.2	Variations saisonnières de la circulation.....	50
5.3.3	Variations saisonnières des bilans	52
6.	SOMMAIRE ET CONCLUSION.....	54
7.	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	58
	LES TABLEAUX.....	66
	LES FIGURES	81
	LES ANNEXES	105

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux du chapitre 2

Tableau 2.1 : Revue des transports calculés par différents auteurs pour la polynie NOW.....	67 - 68
Tableau 2.2 : Transports calculés par Muench au nord de la baie de Baffin.....	68
Tableau 2.3 : Transports de chaleur moyens à l'interface air-eau fournis par la littérature.....	69

Tableaux du chapitre 3

Tableau 3.1 : Transects échantillonnés pour chaque mois.....	70
Tableau 3.2 : Liste des palanquées sélectionnées pour chacun des transects.....	70

Tableaux du chapitre 4

Tableau 4.1 : Aires des sections recouvertes et non recouvertes par les transects d'échantillonnage.....	71
Tableau 4.2 : Transports volumiques à travers les transects.....	72
Tableau 4.3 : Transports de chaleur, d'eau douce et de sel à travers trois transects..	73

Tableaux du chapitre 5

Tableau 5.1 : Tableau descriptif et comparatif des 23 boîtes actives du modèle.....	74
Tableau 5.2 : Boîtes échangeant des transports sur leurs surfaces communes.....	75
Tableau 5.3 : Schéma A de pondération des équations.....	75
Tableau 5.4 : Schéma B de pondération des équations.....	76
Tableau 5.5 : Pondération des inconnues.....	77
Tableau 5.6 : Somme des carrés des résidus.....	77
Tableau 5.7 : Valeurs maximales calculées par le modèle pour les vitesses et les coefficients de diffusion.....	78
Tableau 5.8 : Vitesses verticales se dirigeant vers la surface.....	79
Tableau 5.9 : Pourcentage des résidus sur le volume et la quantité de sel entrant dans chacune des boîtes.....	80
Tableau 5.10 : Flux de chaleur à travers les transects.....	80

LISTE DES TABLEAUX

Tableaux du chapitre 2

Tableau 2.1 : Revue des transports calculés par différents auteurs pour la polynie NOW.....	67 - 68
Tableau 2.2 : Transports calculés par Muench au nord de la baie de Baffin.....	68
Tableau 2.3 : Transports de chaleur moyens à l'interface air-eau fournis par la littérature.....	69

Tableaux du chapitre 3

Tableau 3.1 : Transects échantillonnés pour chaque mois.....	70
Tableau 3.2 : Liste des palanquées sélectionnées pour chacun des transects.....	70

Tableaux du chapitre 4

Tableau 4.1 : Aires des sections recouvertes et non recouvertes par les transects d'échantillonnage.....	71
Tableau 4.2 : Transports volumiques à travers les transects.....	72
Tableau 4.3 : Transports de chaleur, d'eau douce et de sel à travers trois transects..	73

Tableaux du chapitre 5

Tableau 5.1 : Tableau descriptif et comparatif des 23 boîtes actives du modèle.....	74
Tableau 5.2 : Boîtes échangeant des transports sur leurs surfaces communes.....	75
Tableau 5.3 : Schéma A de pondération des équations.....	75
Tableau 5.4 : Schéma B de pondération des équations.....	76
Tableau 5.5 : Pondération des inconnues.....	77
Tableau 5.6 : Somme des carrés des résidus.....	77
Tableau 5.7 : Valeurs maximales calculées par le modèle pour les vitesses et les coefficients de diffusion.....	78
Tableau 5.8 : Vitesses verticales se dirigeant vers la surface.....	79
Tableau 5.9 : Pourcentage des résidus sur le volume et la quantité de sel entrant dans chacune des boîtes.....	80
Tableau 5.10 : Flux de chaleur à travers les transects.....	80

LISTE DES FIGURES

Figure du chapitre 1

Figure 1.1 : Localisation géographique de la polynie des Eaux du Nord.....	82
----------------------------------------------------------------------------	----

Figures du chapitre 2

Figure 2.1 : Bathymétrie de la région de la polynie NOW.....	83
Figure 2.2 : Schéma de division des masses d'eau.....	84
Figure 2.3 : Représentation schématisée de la direction des courants.....	85
Figure 2.4 : Répartition du couvert de glace sur la polynie des Eaux du Nord.....	86

Figures du chapitre 3

Figure 3.1 : Position géographique des sept transects d'échantillonnage.....	87
Figure 3.2 : Position des palanquées qui furent sélectionnées pour les mois d'avril, de mai, de juin et de septembre.....	88

Figures du chapitre 4

Figure 4.1 : Vitesses relatives calculées à partir de 200 m et à partir du fond.....	89
Figure 4.2 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence aux transects 2 et 4 en avril 1998.....	90
Figure 4.3 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence au transect 5 en avril 1998 et au transect 2 en mai 1998.....	91
Figure 4.4 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence aux transects 4 et 5 en mai 1998.....	92
Figure 4.5 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence aux transects 2 et 4 en juin 1998.....	93
Figure 4.6 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence au transect 5 en juin 1998 et au transect 2 en septembre 1999.....	94
Figure 4.7 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence aux transects 4 et 5 du mois de septembre 1999.....	95
Figure 4.8 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence calculées avec et sans données de mouillages.....	96

Figure 4.9 : Transport volumique le long des transects 2, 4 et 5 en avril et en mai..	97
Figure 4.10 : Transport volumique le long des transects 2, 4 et 5 en juin et en septembre.....	98
Figure 4.11 : Évolution saisonnière adimensionnelle des transports.....	99

Figures du chapitre 5

Figure 5.1 : Numérotation des 23 boîtes du modèle.....	100
Figure 5.2 : Patron de circulation dans la polynie entre 1 et 100 mètres.....	101
Figure 5.3 : Patron de circulation dans la polynie entre 100 et 200 mètres.....	102
Figure 5.4 : Patron de circulation dans la polynie entre 200 et 400 mètres.....	103
Figure 5.5 : Patron de circulation dans la polynie entre 400 et 600 mètres.....	104

LISTE DES ANNEXES

Annexes 1 : Distribution de la température et de la salinité		
Annexe 1.1 :	le long du transect 1 en avril 1998.....	106
Annexe 1.2 :	le long du transect 2 en avril 1998.....	107
Annexe 1.3 :	le long du transect 3 en avril 1998.....	108
Annexe 1.4 :	le long du transect 4 en avril 1998.....	109
Annexe 1.5 :	le long du transect 5 en avril 1998.....	110
Annexe 1.6 :	le long du transect 1 en mai 1998.....	111
Annexe 1.7 :	le long du transect 2 en mai 1998.....	112
Annexe 1.8 :	le long du transect 3 en mai 1998.....	113
Annexe 1.9 :	le long du transect 4 en mai 1998.....	114
Annexe 1.10 :	le long du transect 5 en mai 1998.....	115
Annexe 1.11 :	le long du transect 1 en juin 1998.....	116
Annexe 1.12 :	le long du transect 2 en juin 1998.....	117
Annexe 1.13 :	le long du transect 3 en juin 1998.....	118
Annexe 1.14 :	le long du transect 4 en juin 1998.....	119
Annexe 1.15 :	le long du transect 5 en juin 1998.....	120
Annexe 1.16 :	le long du transect 6 en juin 1998.....	121
Annexe 1.17 :	le long du transect 1 en septembre 1999.....	122
Annexe 1.18 :	le long du transect 2 en septembre 1999.....	123
Annexe 1.19 :	le long du transect 4 en septembre 1999.....	124
Annexe 1.20 :	le long du transect 5 en septembre 1999.....	125
Annexe 1.21 :	le long du transect 6 en septembre 1999.....	126
Annexes 2 : Températures et salinités		
Annexe 2.1 :	enregistrées au mouillage N2.....	128
Annexe 2.2 :	enregistrées au mouillage N1.....	129
Annexe 2.3 :	enregistrées au mouillage E1.....	130
Annexe 2.4 :	enregistrées au mouillage S5.....	131
Annexe 2.5 :	enregistrées au mouillage S4.....	132
Annexe 2.6 :	enregistrées aux mouillages S2 et S1.....	133

Annexe 3 :	Décomposition en valeurs singulières et résolution par cette approche d'un système sous-déterminé.....	135
Annexes 4 :	Vitesses et directions des courants	
Annexe 4.1 :	enregistrées au mouillage N2.....	137
Annexe 4.2 :	enregistrées au mouillage N1.....	138
Annexe 4.3 :	enregistrées au mouillage S4.....	139
Annexe 4.4 :	Vitesses des courants enregistrées au mouillage S2.....	140
Annexe 4.5 :	Directions des courants enregistrées au mouillage S2.....	141
Annexes 5 :	Transport de chaleur et d'eau douce	
Annexe 5.1 :	le long du transect 2 en avril 1998.....	143
Annexe 5.2 :	le long du transect 4 en avril 1998.....	144
Annexe 5.3 :	le long du transect 5 en avril 1998.....	145
Annexe 5.4 :	le long du transect 2 en mai 1998.....	146
Annexe 5.5 :	le long du transect 4 en mai 1998.....	147
Annexe 5.6 :	le long du transect 5 en mai 1998.....	148
Annexe 5.7 :	le long du transect 2 en juin 1998.....	149
Annexe 5.8 :	le long du transect 4 en juin 1998.....	150
Annexe 5.9 :	le long du transect 5 en juin 1998.....	151
Annexe 5.10 :	le long du transect 2 en septembre 1999.....	152
Annexe 5.11 :	le long du transect 4 en septembre 1999.....	153
Annexe 5.12 :	le long du transect 5 en septembre 1999.....	154

1. INTRODUCTION

Depuis quelques années, les nombreuses perturbations que subissent les différentes zones climatiques de la planète ont alerté la communauté internationale; politiciens, scientifiques, grand public tout comme écologistes se questionnent et s'inquiètent. Plusieurs programmes de recherche visant à mieux comprendre tous ces bouleversements voient le jour. Une zone d'étude se révèle particulièrement pertinente : les pôles. Très sensibles à toute variation climatique, ces régions quasi désertiques montrent des signes de perturbations rapides et prononcées. Dispersées un peu partout dans les régions polaires, les « polynies » représentent les sites les plus prometteurs. Les polynies sont de petites surfaces d'océan situées à l'intérieur des cercles polaires où la glace ne dépasse jamais les 30 cm d'épaisseur (Steffen, 1986). La plupart du temps, elles sont tout simplement libres de glace et toute l'année l'activité biologique s'y concentre. Puisqu'elles sont les seules fenêtres ouvertes entre l'océan et l'atmosphère pour une certaine période de l'année aux hautes latitudes, les polynies ont également un impact sur le bilan de l'énergie de surface (Barber, Hanesiak et coll., 2001). Elles sont donc, depuis quelques années, l'objet d'étude de plusieurs scientifiques soucieux d'apporter un élément de compréhension à l'ampleur du phénomène des bouleversements climatiques.

Le programme NOW (NOOrth Water) est l'une des plus récentes initiatives scientifiques à s'être intéressée à l'étude approfondie d'une polynie. La polynie en question (polynie des Eaux du Nord) est située au nord de la baie de Baffin entre les îles d'Ellesmere et du Groenland (voir figure 1.1). Le programme a été financé par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada, la "National Science Foundation" américaine et l'Institut National de la Recherche Polaire japonais. Il a consisté en une série d'expéditions scientifiques se déroulant au cours des étés 1997, 1998 et 1999. L'échantillonnage a été réalisé à partir de camps de glace situés sur le pourtour de la polynie ainsi qu'à partir des brise-glaces Louis S. St. Laurent et Pierre Radisson de la Garde côtière canadienne. Le programme a impliqué la collaboration d'une soixantaine de chercheurs de sept pays différents dont la moitié provenant d'universités et de centres de recherche canadiens (Fortier et coll. 2001). Treize thèmes principaux de recherche ont été

abordés, cette étude s'intègre dans celui de la modélisation de la polynie et des climats locaux. Ces thèmes avaient pour but commun de comprendre l'interaction entre les processus biologiques et les mécanismes physiques responsables de l'ouverture et du maintien de la polynie (Barber, Marsden et coll., 2001). L'hypothèse centrale regroupant ces thèmes étant que la polynie des Eaux du Nord est à la fois de chaleur latente et de chaleur sensible et que cela maintient un gradient de production biologique entre l'ouest et l'est (Fortier et coll. 2001; Deming et coll. 2002).

Ce projet de recherche tente d'apporter des éléments de compréhension à la circulation et à la propagation de la chaleur à l'intérieur de la polynie des Eaux du Nord à partir de la distribution de ses paramètres physiques. Les objectifs sont les suivants :

- Déterminer les courants totaux dans la polynie.
Cet objectif nécessite deux étapes : le calcul des courants géostrophiques et celui des courants du niveau de référence.
- Calculer les transports de chaleur, de sel et d'eau douce à travers la polynie.
- Déterminer le patron de circulation générale dans la polynie.
- Calculer les flux de chaleur en surface de la polynie.

Le présent mémoire est divisé de la façon suivante : le deuxième chapitre présente une revue de littérature englobant l'élaboration des bilans océaniques, une description sommaire des polynies et de leurs mécanismes d'ouverture ainsi qu'une description plus exhaustive de la polynie des Eaux du Nord. Le chapitre trois détaille les aspects pratiques des campagnes d'échantillonnage et du traitement effectué sur les données. Il présente également une image de la distribution spatiale et temporelle de la température et de la salinité dans la polynie. Le chapitre quatre décrit la méthode dynamique et la méthode inverse de Wunsch (1977 et 1978), toutes deux utilisées pour trouver une estimation des courants pénétrant dans la polynie et servant de conditions frontières au modèle. Le chapitre cinq présente le modèle à boîtes utilisé pour calculer les bilans de volume, de sel

et de chaleur. Il illustre aussi le patron de circulation générale et les flux de chaleur en surface tels que prédits par le modèle. Finalement, le chapitre six vient clore ce travail en exposant des suggestions qui permettraient d'obtenir plus d'informations sur les bilans et la circulation de la polynie des Eaux du Nord.

2. REVUE DE LITTÉRATURE

2.1 Les bilans de chaleur et de sel des océans

En océanographie et en sciences de l'atmosphère, tout comme dans les autres domaines de la science, les bilans sont des outils qui permettent de schématiser les processus pour en obtenir une image simplifiée. Souvent bien détaillées, les composantes atmosphériques des bilans sont suivies de près grâce aux nombreuses stations météorologiques installées dans la plupart des pays. Par contre, il est plus difficile d'obtenir des données pour les composantes océanologiques. Les coûts élevés des infrastructures nécessaires à l'échantillonnage rendent ces données beaucoup plus rares. Il faut alors recourir à des méthodes mathématiques pour pallier à ce manque. Schématiquement, pour une région donnée, le bilan d'un paramètre peut se formuler de la façon suivante :

$$QE - QS = \Delta Q \quad (2.1)$$

où QE est la quantité entrante, QS est la quantité sortante et ΔQ est la variation de ce paramètre dans la région considérée. Lorsque le paramètre étudié est dit « conservateur », il est admis qu'il ne subit aucune variation de sa quantité ($\Delta Q = 0$). Ce principe de base sera mis de l'avant tout au long de ce travail.

Les différents bilans sont plus ou moins complexes selon leur nature. Ceux qui sont d'intérêt pour ce travail sont ceux du sel, de l'eau douce et de la chaleur; tous trois considérés comme paramètres conservateurs. Un bilan de sel dans une région océanique est très simple. Il ne comprend qu'un seul terme, celui du transport. Dans un volume où la quantité de sel est conservée, le transport de sel entrant est égal au transport de sel sortant. Un bilan d'eau douce est un peu plus compliqué. En plus du terme de transport, il faut ajouter celui des précipitations, de l'évaporation, de la fonte et de la formation de la glace en surface de la mer. Un bilan de chaleur pour une région particulière comprend plusieurs termes (Pickard et Emery, 1982; Gill, 1982):

- 1) Radiation d'ondes courtes (Q_s) : À l'interface air-eau, les océans reçoivent le rayonnement d'ondes courtes émises par le soleil. L'abondance de celles-ci varie en fonction de la latitude à cause de l'inclinaison et de la sphéricité de la Terre. Elle est également influencée par la couverture nuageuse.
- 2) Radiation d'ondes longues (Q_b) : Les océans reçoivent également un rayonnement d'ondes longues qui sont réfléchies par les nuages, les molécules d'air et les particules en suspension. Par contre, ils émettent eux-mêmes une plus grande quantité de ces ondes qu'ils n'en reçoivent. Cette composante représente donc une perte d'énergie plutôt qu'un gain.
- 3) Chaleur latente (Q_e) : Cet échange d'énergie s'effectue lorsque l'eau s'évapore à la surface des océans. Pour passer à la forme gazeuse, les molécules d'eau ont besoin d'énergie, ce qu'elles puisent dans la colonne d'eau. Cette énergie est ensuite larguée dans l'atmosphère lorsque cette vapeur se condense sous forme de gouttelettes de pluie.
- 4) Chaleur sensible (Q_h) : C'est celle qui s'échange lorsqu'il existe un gradient de température entre des masses d'eau ou entre l'océan et l'atmosphère.
- 5) Transport (Q_a) : Par l'action des courants océaniques, l'énergie demeure constamment en mouvement, transportée et répartie à la surface du globe, limitant les écarts entre régions et adoucissant les climats extrêmes.

Il existe plusieurs autres composantes qui influencent le transport de l'énergie dans les océans. Par exemple, il y a la chaleur contenue dans les eaux de pluie et dans les apports fluviaux, celle produite par les phénomènes thermiques accompagnant les réactions chimiques et biochimiques, la convection de la chaleur interne du globe terrestre à travers le fond des océans et la chaleur de frottement résultant de la dissipation de l'énergie cinétique des courants marins. Mais leurs contributions sont moins importantes (Minster, 1997) et elles ne sont pas prises en compte lors du calcul du bilan d'un océan.

Le bilan de chaleur d'un océan est communément exprimé comme suit :

$$Q_s + Q_b + Q_e + Q_h + Q_a = 0 \quad (2.2)$$

Ce travail cherche principalement à déterminer la valeur de la composante du transport dans chacun de ces bilans.

2.2 Les polynies et leurs mécanismes d'ouverture

Un grand nombre de polynies se forment chaque année sur l'ensemble des territoires à l'intérieur des deux cercles polaires. Elles sont de tailles et de formes variées. La plupart d'entre elles réapparaissent au même endroit année après année, elles sont alors dites récurrentes. Les caractéristiques physiques des régions propices à la formation des polynies sont diverses. Les régions les plus favorables sont celles restreintes géographiquement par les continents comme les baies, les détroits ou les chenaux et celles où l'on retrouve de forts mélanges verticaux sur la colonne d'eau causés par des « upwellings » ou des marées importantes. Elles sont souvent parcourues par des vents ou des courants très forts. Puisqu'elles se forment à des endroits où les conditions climatiques sont très peu favorables à la plupart des êtres vivants, les polynies sont des aires privilégiées pour la biomasse arctique qui vient en grand nombre s'y nourrir et s'y reproduire. Pendant une grande partie de l'année, les interactions entre l'atmosphère et les océans polaires sont réduites par le couvert de glace. Les polynies deviennent alors des lieux d'échange très importants entre la mer et l'atmosphère. Parmi ces échanges, notons le transfert de chaleur et d'humidité, le relargage de sel lors de la formation de la glace et le transport de traceurs biogéochimiques comme le CO₂ (Morales Maqueda et coll., 2004).

Dans leur revue sur les polynies, Morales Maqueda et coll. (2004) ont utilisé une classification basée sur la localisation de la polynie en distinguant les polynies qui se forment au-dessus des plateaux continentaux (shelf water) et celles qui se forment au-delà de ceux-ci (deep water). Cependant, la plupart du temps, les polynies sont classées selon leur mécanisme d'ouverture. On distingue alors les polynies dites de chaleur latente, celles de chaleur sensible et celles formées par une combinaison de ces deux mécanismes. Pour ces dernières (qui se produisent le plus souvent au printemps et à l'été), la

distinction entre les deux mécanismes est ambiguë.

Une polynie dite de chaleur latente stricte est maintenue libre de glace par les vents et les courants qui balayent cette glace de sa surface. Dans ce type de polynie, la glace se reforme constamment à la surface et l'énergie qui est relâchée par les molécules d'eau qui gèlent est larguée dans l'atmosphère. Cette énergie perdue (chaleur latente) est compensée par l'énergie de fusion de la glace.

Dans une polynie de chaleur sensible, la chaleur est fournie par une remontée continue d'eau chaude à la surface. Dans ce type de polynie, la glace ne se forme pas. Ces remontées peuvent être causées par les courants ou les dénivelés de la bathymétrie.

2.3 Historique de la découverte de la polynie North Water (NOW)

Au quinzième siècle, nombreux furent ceux qui, nourris par les histoires fabuleuses de Marco Polo, tentèrent de découvrir un passage en direction nord-ouest vers les pays de l'Orient. L'Angleterre étant la mieux positionnée géographiquement, elle finança la vaste majorité de ces expéditions. De la fin du quinzième siècle jusqu'au début du dix-neuvième, toute la région de la mer du Labrador, de la Baie d'Hudson, du détroit de Davis et de la Baie de Baffin, fut sillonnée et cartographiée par ces explorateurs anglais. C'est à partir du dix-neuvième siècle que les premières observations scientifiques furent enregistrées et que les premières hypothèses sur les mécanismes responsables de l'ouverture de la polynie furent émises. Au cours de la décennie de 1840, une expédition commandée par Parry recueillit des échantillons d'eau et des mesures des températures de surface. En 1870, Matthew Fontaine Maury suggéra l'action d'un courant relativement chaud provenant du sud en profondeur et qui remonterait en surface à la hauteur de la polynie pour ensuite redescendre vers le sud, contribuant ainsi à l'ouverture de la polynie. Six ans plus tard, Carpenter proposa que le courant d'eau chaude qui se dirige vers le nord compense le manque laissé par l'eau froide plus dense qui coule vers le sud (Muench,

1971). Selon Dunbar et Dunbar (1972), Mecking émit en 1906 l'hypothèse de l'existence d'un « upwelling » au large du cap York où le fond marin remonte jusqu'à une profondeur de 200 m. En 1927, Brown proposa que la polynie est maintenue sous une combinaison de vent et de « upwelling » et en 1928, Nieben indiqua qu'il n'existe aucune évidence de la présence du « West Greenland Current » (courant arctique relativement chaud remontant vers le nord le long de la côte ouest du Groenland) dans le détroit de Smith. En 1928, des expéditions furent menées à bord du Godthaab et du Marion dans le but d'acquérir des informations sur les courants de la baie de Baffin et sur les caractéristiques chimiques, biologiques et hydrographiques du détroit de Davis (Muench, 1971). Ces expéditions mirent en doute l'existence d'une région de « upwelling ». Par la suite, plusieurs expéditions scientifiques se succédèrent. Toutes dans le but d'acquérir plus de connaissances et une meilleure compréhension des processus qui ont cours dans cette région. Suite à l'effort de ces précurseurs, la polynie des Eaux du Nord fut identifiée par le comité de surveillance du programme international de recherche sur les polynies arctiques, comme étant le site le plus prometteur pour y concentrer les efforts d'un programme de recherche international et multidisciplinaire. C'est ainsi que le programme NOW vit le jour (Deming et coll., 2002).

2.4 Description de la polynie North Water

La polynie des Eaux du Nord est la plus vaste des polynies canadiennes. Au mois de juillet, sa superficie atteint un maximum entre 80 000 et 90 000 km² (Lewis et coll., 1996; Fortier et coll., 2001). Comme on peut le voir sur la figure 1.1 et à une échelle plus petite sur la figure 2.1, cette polynie se situe à l'extrémité nord de la baie de Baffin. Elle est confinée à l'ouest par l'île d'Ellesmere et à l'est par celle du Groenland. Sa frontière nord est délimitée par un pont de glace qui se forme à l'automne, année après année, au point le plus étroit du détroit de Smith. À cet endroit, le détroit fait approximativement 50 km de largeur et les glaces qui descendent du nord à travers le détroit de Nares, y forment un embâcle qui se disperse, selon les années, entre la fin du printemps et la fin du mois d'août (Vincent et Marsden, 2001; Dunbar, 1969). Contrairement à la frontière nord,

la position géographique de la frontière sud est très variable et mal délimitée (Dunbar, 1969). Lorsque la polynie atteint sa superficie maximale, cette frontière se situe aux environs du 76^e parallèle. À cet endroit, la baie a une largeur de 250 km. Mais la superficie réelle de la polynie varie tout au long de l'année, car en hiver, elle n'est pas constamment libre de glace. Au cours des mois de février et mars, elle peut même être recouverte à 95% de sa surface, mais exception faite de ces deux mois, la plus grande partie de la glace demeure sous les 30 cm d'épaisseur, ce qui représente, par définition, la limite maximale pour une polynie (Steffen, 1986). De plus, la glace est mobile et sillonnée par des chenaux (Melling et coll., 2001). Il est généralement considéré que la polynie est ainsi préservée des glaces par ce qui semble être une combinaison de mécanismes de chaleur latente et de chaleur sensible. À partir de Muench (1971), les auteurs ont commencé à émettre de sérieux doutes quant à la contribution réelle de la chaleur sensible comme mécanisme d'ouverture de la polynie. S'il est possible que cette dernière contribue au maintien de la polynie, il semble peu probable qu'elle soit responsable de son ouverture en début d'année (Melling et coll., 2001).

2.4.1 La bathymétrie

La bathymétrie de la région où se situe la polynie des Eaux du Nord est très complexe. La figure 2.1 en présente les principales structures. Elle varie généralement entre 200 et 700 m de profondeur. Elle est sillonnée par plusieurs chenaux prenant naissance dans les différents détroits situés sur son pourtour. Entre les chenaux, la bathymétrie forme des plateaux peu profonds (entre 200 et 400 m) de plus ou moins grande superficie. Le chenal principal est celui qui divise le nord de la baie de Baffin longitudinalement. Sa profondeur varie entre 600 et 700 m. Il est en lien direct avec le bassin de la baie de Baffin. Il débute au nord-est de celui-ci, puis à la hauteur des îles Carey, il se repositionne au centre à mi-chemin entre les îles d'Ellesmere et du Groenland. Il poursuit son chemin vers le nord jusqu'au détroit de Smith. Un deuxième chenal, prenant naissance dans la baie d'Inglefield longe la côte du Groenland jusqu'au sud des îles Carey où un seuil à 400 m de profondeur le sépare du chenal principal sur une

distance de quelques kilomètres. Dans sa portion sud-ouest, la région où se trouve la polynie est une zone moins profonde variant entre 200 et 400 m de profondeur. Par contre à l'embouchure du détroit de Jones sa bathymétrie redescend sous les 500 m.

2.4.2 Les masses d'eau et les courants

Bâcle (2000) tout comme Muench (1971) et Addison (1987) décrit trois couches d'eau principales : la couche arctique, la couche intermédiaire atlantique et la couche de fond et cinq masses d'eau distinctes présentes dans le nord de la baie de Baffin. La figure 2.2 présente le découpage de ces cinq masses d'eau. La couche arctique est composée par deux d'entre elles. La première masse « Arctic Water » provient de l'archipel canadien et se retrouve dans la polynie en empruntant les détroits de Smith, Jones et Lancaster ou en étant transportée par le WGC (West Greenland Current) après avoir contourné le Groenland par son extrémité sud. La deuxième se forme de façon saisonnière par réchauffement solaire et dilution avec l'eau de fonte. Ces deux masses sont généralement froides (seule la surface monte au-dessus de 0°C) et de salinité inférieure à 34.50. La deuxième couche est formée d'une seule masse d'eau atlantique transportée par le WGC. Elle pénètre également dans la polynie par le sud en traversant le détroit de Davis. Sa température moyenne est supérieure à zéro et son maximum se retrouve dans un noyau chaud entre 450-600 m de profondeur. Sa salinité se situe entre 33.80 et 34.45. La troisième et dernière couche, qui comprend la masse d'eau profonde (BBDW: Baffin Bay Deep Water) et celle du fond (BBBW: Baffin Bay Bottom Water), a une température se situant entre -0.25 et -0.50°C et une salinité d'environ 34.45. L'origine de ces masses d'eau n'est pas tout à fait certaine. Quelques scénarios ont été proposés (voir Bâcle, 2000). Comme cette couche se situe sous les 1200 m de profondeur, elle ne pénètre pas dans la polynie des Eaux du nord.

La présence de ces masses d'eau dans la polynie des Eaux du Nord est orchestrée par l'action de deux courants principaux, le courant du Groenland et le courant de Baffin. Le premier est composé de la masse d'eau atlantique et de la portion de la masse arctique qui revient vers le nord après avoir contourné le cap sud du Groenland. La figure 2.3

illustre le parcours qu'il suit le long de la côte ouest du Groenland vers le nord-ouest en profondeur jusqu'à une latitude d'environ 75.3°N. À cette latitude, une grande partie de l'eau est déviée vers l'ouest et suit l'isobathe à 600 m de profondeur qui la conduit au détroit de Lancaster. Le reste de l'eau remonte vers le nord le long de l'isobathe de 400 m. À la hauteur des îles Carey, le courant se divise à nouveau. La partie se dirigeant vers la droite pénètre dans le détroit Hvalsund puis fait demi-tour et continue vers le nord. La portion qui tourne vers l'ouest se divise encore une fois en une branche qui continue son ascension vers le nord et une autre qui forme une boucle vers l'ouest et retourne se mêler au courant initial. La possible intrusion de ce courant jusqu'à des latitudes aussi élevées que le détroit de Smith est au cœur de la controverse sur la contribution de la chaleur sensible au processus d'ouverture de la polynie. Même si la présence d'un courant chaud à l'est de la polynie pendant les mois d'hiver est une hypothèse souvent formulée, il n'existait pas de preuves de sa présence avant les campagnes d'échantillonnage de NOW. Maintenant que sa présence est confirmée en profondeur par les enregistrements de quelques mouillages (voir les annexes 2.3 et 2.6 A), les opinions sur son rôle divergent. Le courant de Baffin transporte la masse d'eau de la couche arctique qui provient de l'archipel canadien. Il descend du nord à l'ouest de la polynie et couvre près des deux tiers de celle-ci. À la hauteur des îles Carey, une partie du courant du Groenland vient se mélanger à lui. Il se dirige ensuite vers le sud-ouest. Il se mêle probablement au courant sortant du détroit de Jones et ensemble ils pénètrent dans le détroit de Lancaster. Ce patron de circulation générale varie peu avec la profondeur, mais subit certaines fluctuations saisonnières. L'intensité des courants diminue au cours des mois d'hiver (Melling et coll., 2001).

2.4.3 La répartition de la glace

Le pont de glace qui se forme au détroit de Nares est considéré comme un des facteurs primordiaux à l'ouverture de la polynie. Après sa formation, à l'automne, toute intrusion de glace dans la polynie depuis l'océan Arctique devient impossible, les seules glaces qui peuvent alors recouvrir la polynie sont celles qui se forment à sa surface même. Ainsi, même si les conditions climatiques sont telles que l'on s'attendrait à des épaisseurs

de glace avoisinant les 1.5 à 2 m d'épaisseur (Muench, 1971), la majeure partie ne dépasse pas les 30 cm, sauf aux mois de février et mars où le pourcentage de glace blanche (> 30 cm) peut atteindre 80%. Sur la polynie en général, la fonte printanière débute de 10 à 15 jours plus tôt le long des côtes du Groenland que le long de l'île d'Ellesmere (Yackel et coll., 2001). Sur les images de la figure 2.4 montrant l'ouverture de la polynie en 1998, on peut voir que le pourcentage de glace est un peu plus faible à l'est qu'à l'ouest. La date de dissolution du pont de glace ne semble pas constante. En 1969, Dunbar rapportait l'évènement comme ayant lieu entre la fin juillet et la fin août, En 1998, Vincent et Marsden (2001) ont plutôt observé la débâcle à la fin du printemps, début de l'été. De cette variabilité naît l'hypothèse que cette date peut être considérée comme un indicateur des changements climatiques.

2.4.4 La météorologie

À l'instar de la température de l'eau, la température de l'air est plus chaude au-dessus de la polynie que dans le reste de l'Arctique. Cette chaleur provient de la colonne d'eau et de la chaleur latente de fusion relâchée lorsque l'eau gèle. Steffen et Ohmura (1985) présentent des écarts de température entre la surface de la polynie et le couvert de glace mince « fast ice » environnant atteignant les 20°C en décembre de l'année 1978 et encore jusqu'à 15°C au mois de février. En 1998, Barber, Hanesiak et coll. (2001) ont mesuré des écarts variant entre 10 et 15°C entre la polynie et Resolute. Ils ont observé que les secteurs les plus chauds se situent au nord-est de la polynie entre les îles Carey et le détroit de Smith. La température de l'air décroît graduellement vers l'ouest. Ce gradient est causé par l'advection de l'air chaud par les vents. Il est plus prononcé pendant les mois d'hiver qu'au cours de l'été. Ils ont aussi calculé la moyenne mensuelle des vents enregistrés entre 1979 et 1996 sur la région de la polynie. Sur l'ensemble des années, elle fut de 1.5 m s^{-1} avec un cycle annuel de vents plus forts à l'hiver et plus faibles à l'été. Les moyennes pour les mois qui sont d'intérêt dans la présente étude furent de : $\sim 2.3 \text{ m s}^{-1}$ en avril, $\sim 1.7 \text{ m s}^{-1}$ en mai, $\sim 1.5 \text{ m s}^{-1}$ en juin et finalement de $\sim 0.5 \text{ m s}^{-1}$ en septembre. Selon Steffen (1985), la région est fréquemment sous l'influence de tempêtes.

Si la plupart de ces tempêtes demeurent dans la portion nordique de la baie de Baffin, certaines se déplacent jusqu'au détroit de Nares où elles retardent la formation de glace solide. Selon les données historiques, ces tempêtes occasionnent des vents moyens de 20 m s^{-1} (72 km h^{-1}) avec des maximums de 40 m s^{-1} (144 km h^{-1}). Le climat de la région est sec, les précipitations annuelles demeurent sous les 200 mm en moyenne, mais la répartition de celles-ci n'est pas uniforme. La plus grande partie de cette eau tombe pendant les tempêtes, le long des côtes des îles d'Ellesmere, de Coburg et du Devon ($> 300 \text{ mm an}^{-1}$). Le reste de la région en reçoit beaucoup moins, sous les 100 mm en certains endroits (Maxwell, 1981).

2.4.5 Les transports : état actuel des connaissances

Il existe peu d'information sur les transports volumiques, de chaleur et d'eau douce de la région de la polynie des Eaux du Nord. Le tableau 2.1 résume les plus importantes données publiées à ce sujet. L'unité de mesure utilisée pour calculer les transports est le Sverdrup [Sv], il équivaut à $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Plusieurs de ces auteurs sont cités par Muench (1971) dans son rapport sur l'océanographie physique du nord de la baie de Baffin. Parmi ceux cités dans Muench (1971), il y a Smith et coll. (1937) et Kiilerich (1939) qui publièrent des résultats obtenus à partir des données échantillonnées par le Godthaab en 1928, Collin (1963) qui utilisa les données recueillies par le Labrador en 1957, Palfrey et Day (1968) qui publièrent des transports géostrophiques calculés à 700 db à partir de données prises en 1966 par l'EDISTO et finalement Vowinckel et Orvig (1962). Pour ses propres résultats, Muench utilisa des données de provenances diverses. Il obtint les estimés du détroit de Smith à partir de plusieurs publications différentes. Pour le détroit de Lancaster, il refit simplement les calculs publiés par Palfrey et Day (1968), ce qui lui permit de conclure que les résultats publiés par ces derniers étaient erronés. Finalement, les transports volumiques et de chaleur qu'il publia pour la baie de Baffin sont basés sur les données recueillies entre 1960-1963 et en 1966. Ces résultats se retrouvent au tableau 2.2. Tous les auteurs cités par Muench (1971) ont utilisé des vitesses géostrophiques calculées à partir de niveaux de référence fixes variant entre 500

et 1000 m. La température de référence utilisée pour les calculs des transports de chaleur est de -1.88°C .

En 1976, Sadler publia des valeurs de transport pour le détroit de Nares. Les données qu'il utilisa furent acquises entre 1971 et 1972. Pour estimer les vitesses moyennes à travers le détroit, il intégra sur toute la section les vitesses enregistrées par des courantomètres fixés en trois stations. Des thermographes fixés sur les mêmes mouillages que les courantomètres ont fourni les valeurs de température. Il utilisa -0.1°C comme température de référence. Addison (1987) calcula les transports baroclines de la polynie à partir d'un niveau de référence à 200 m. Les données qui ont servi à ces calculs furent recueillies en septembre 1986 à bord du navire de la garde côtière canadienne Sir John Franklin. Pour leurs estimations des transports, Prinsenberget Hamilton (2004) ont également utilisé des données acquises au moyen de mouillages. Les appareils ont enregistré les propriétés des eaux dans l'ouest du détroit de Lancaster entre 1998 et 2001. La température et la salinité de référence de l'eau utilisées pour le calcul des transports sont respectivement de -0.1°C et 34.8. Les valeurs de transport rapportées par Mertz et coll. (1993) ont été calculées à partir de données publiées par différents auteurs (Aagaard et Greisman, 1975; Stigebrandt, 1981; Rudels, 1986 et Aagaard et Carmack, 1989). Dans tous les cas, la salinité de référence utilisée fut de 34.8. Tout récemment, Marsden et coll. (2004) ont publié des valeurs de transport de -0.43 et -0.55 Sv en avril et mai 1998 à des latitudes de 77.4°N et 77.6°N dans la région de la polynie NOW. Ces valeurs diminuent à -0.13 et -0.34 Sv en juin de la même année. Ces calculs ont été effectués à partir des courants géostrophiques calculés par rapport à un niveau de référence situé à 200 m.

Contrairement à tous les autres auteurs, les transports estimés par Kliem et Greenberg (2003) furent obtenus à partir d'un modèle numérique couvrant tout l'archipel canadien. Les données utilisées recouvraient la majeure partie de celui-ci pour les années allant de 1948 à 2003. Les transports sont estimés au niveau des trois détroits principaux reliant le bassin de l'océan Arctique à la baie de Baffin, soit les détroits de Nares, Jones et Barrow.

Les transports obtenus sont très variables d'un auteur à l'autre. Parmi les raisons pouvant expliquer ces écarts, il y a la grande variabilité dans les années, les périodes et les lieux d'échantillonnage ainsi que dans les niveaux de référence et les méthodes de calcul. Il faut aussi noter que dans certains cas, les valeurs se veulent des moyennes annuelles alors que dans d'autres, elles sont basées sur un seul mois d'échantillonnage. Si l'on exclut la valeur de 1.26 Sv calculée dans le détroit de Smith par Palfrey et Day, on obtient des transports relatifs variant entre 0.20 et 0.30 Sv dans le détroit de Smith, entre 0.18 et 0.42 Sv dans le détroit de Jones, entre 0.39 et 0.96 dans le détroit de Lancaster et entre 0.95 et 2.25 Sv dans la baie de Baffin, à l'est de l'île de Bylot. À l'exception de ceux de Sadler, tous les résultats présentés ici se limitent aux calculs des transports relatifs le long des transects d'échantillonnage.

À cause de la difficulté que représente l'estimation des courants du niveau de référence, leur contribution aux transports n'a pas été prise en compte. Ces données ne doivent donc pas être vues comme des données de transports totaux. Selon les régions, les vitesses du niveau de référence peuvent être plus ou moins importantes, il importe donc de tenter d'obtenir une estimation des valeurs des transports non relatifs. Une tentative dans ce sens est détaillée dans le chapitre suivant.

2.4.6 Les modèles

Les modèles utilisés pour étudier la polynie des Eaux du Nord cherchent généralement à en déterminer les mécanismes d'ouverture et de maintien et à en paramétrer les caractéristiques. En 1987, Pease a développé un modèle s'appliquant aux polynies côtières de chaleur latente et ayant pour but d'en déterminer la taille, sachant que celle-ci est essentiellement due à la balance entre le taux de production de la glace et son taux d'advection au loin. Il parvint à la conclusion que le facteur déterminant pour le maintien et la taille des polynies est la température de l'air et non pas le vent qui, lorsqu'il prend trop de force, accélère le taux de formation de la glace tout en la repoussant au loin. En 1992, Mysak et Huang ont appliqué le modèle de Pease à la polynie des Eaux du Nord

en le couplant avec un modèle de chaleur sensible. Des résultats obtenus, il est apparu que deux étapes distinctes peuvent être identifiées lors de la formation de cette polynie. La première qui se produit en quelques jours consiste en l'ouverture de la polynie par un balayage de la glace de surface. La deuxième étape se met en place lentement alors que le déplacement d'eau et de glace en surface induit un phénomène « d'upwelling » le long de la côte du Groenland qui vient étendre la superficie de la polynie à son extrémité sud. Le modèle n'attribue cependant pas une grande étendue à l'influence du « upwelling » limitant celle-ci aux 25 premiers km au large de la côte. En 1994, les travaux de Darby et coll. à partir du modèle couplé de Mysak et Huang (1992) ont démontré que la chaleur latente à elle seule peut expliquer l'ouverture de la polynie, mais que, lorsque la quantité de chaleur perdue vers l'atmosphère diminue à la fin du printemps, la chaleur sensible devient plus importante. Les travaux de Heinrichs en 1996 ont soutenu l'hypothèse de l'importance du double mécanisme chaleur latente et sensible pour expliquer l'existence de la polynie. Le modèle glace-océan utilisé (KMH : Kantha, Mellor et Häkkinen, noms de ses créateurs) fournit des résultats cohérents avec ce qui est publié dans la littérature. De nouveaux modèles ont ensuite été présentés (Willmott et coll. 1997; Biggs et coll. 2000; Bjornsson et coll. 2001) toujours un peu plus complexes et précis. Toujours dans le but de mieux comprendre le phénomène des polynies, plusieurs paramètres sont incorporés pour rendre les modèles de plus en plus fidèles à la réalité. Ils peuvent alors fournir des estimations. Heinrichs (1996) et Yao et Tang (2003) ont calculé les flux de chaleur en surface de la polynie à partir de leur modèle (voir le tableau 2.3, pour les valeurs de Yao et Tang, 2003). En 2003, Kliem et Greenberg ont construit un modèle numérique diagnostique qui recouvre tout l'archipel arctique canadien du détroit de Béring jusqu'au détroit de Davis. Les simulations ont démontré que les gradients de distribution de la densité et de la pression baroclinique ont un impact très important sur la circulation et que les transports dans l'archipel sont déterminés par la différence d'élévation entre le niveau d'eau de l'océan Arctique et celui de la baie de Baffin. Quelques-uns des résultats de transport obtenus sont présentés au tableau 2.1.

3. VARIABILITÉ SAISONNIÈRE DES PROPRIÉTÉS PHYSIQUES DE LA POLYNIE

3.1 Échantillonnage

La polynie a été échantillonnée au cours de six missions soit en août 1997 (mission 0), d'avril à juillet 1998 (missions 1 à 4) et finalement en septembre 1999 (mission 5). Les données obtenues en août 1997 ainsi qu'en juillet 1998 étant peu nombreuses, (ces mois ont principalement servi à installer et récupérer des appareils de mesure fixés sur des mouillages) elles n'ont pas été utilisées dans le cadre de ce travail. Ces missions ont été réalisées à l'aide du brise-glace Pierre Radisson de la Garde côtière canadienne. L'échantillonnage de la colonne d'eau a été effectué à partir d'une rosette General Oceanics équipée de 23 bouteilles Brookes Ocean Technology pouvant contenir 10 litres chacune. Sous la rosette, un ICTD (Integrated Conductivity Temperature Depth) FSI-SN 1329 (Falmouth Scientific Instruments) a été fixé pour mesurer, entre autres, les données de conductivité, de température et de pression.

La zone d'échantillonnage était constituée de 7 transects allant de l'ouest vers l'est. Comme présenté à la figure 3.1, ils ont été numérotés entre 0 et 6 en commençant par celui le plus au nord. Ces transects étaient formés de 85 stations à distance variable. Selon les conditions météorologiques et les besoins des différentes équipes à bord du navire, les stations n'étaient pas toujours échantillonnées. Comme on peut le voir au tableau 3.1, il arrivait parfois qu'un transect au complet soit omis. C'est en juin 1998 que la plus grande superficie de la polynie a pu être échantillonnée alors que 61 stations ont été visitées. Cependant, il était possible, la plupart du temps, d'effectuer plus d'une mise à l'eau par station, chacune d'entre elles entraînant l'incrémentation du numéro de palanquée (dit « cast » d'échantillonnage en anglais). À la fin du programme, 565 palanquées avaient été exécutées.

En août 1997, neuf mouillages comportant différents instruments ont été installés aux emplacements indiqués à la figure 2.3. Sur ces lignes, un, deux ou trois courantomètres Aanderaa RCM-4 et RCM-7 (Anonyme, 1986; et Anonyme 1987) avec un intervalle d'échantillonnage d'une heure ont été fixés. Sur certains mouillages, un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) Workhorse manufacturé par RD Instruments (Anonyme, 2001) a été ajouté pour la mesure des courants des cent premiers mètres. À cause de certains problèmes techniques, plusieurs instruments ont été endommagés lors de la récupération des mouillages et parmi ceux retrouvés, quelques-uns n'avaient pas ou mal fonctionné. Dans son rapport sur les mouillages de NOW 1997-1998, Melling (1999) fournit une bonne synthèse des informations obtenues par ces mouillages. Certaines d'entre elles seront utilisées un peu plus loin dans ce travail pour fin de comparaison.

3.2 Traitements préliminaires

Les données étalonnées du ICTD ont tout d'abord été interpolées aux décibars. Ensuite, la salinité et la densité ont été calculées à partir de la conductivité, de la température et de la pression. Les valeurs ont ensuite été décimées à tous les 5 db. Les palanquées disponibles n'ont pas toutes été utilisées. Plusieurs ne se rendaient pas jusqu'au fond, d'autres déviaient trop du transect. Cependant, au moins une palanquée était conservée pour chaque station visitée. Parmi toutes celles disponibles pour une station donnée, le choix a été fait en fonction de plusieurs critères soit : la profondeur de la palanquée, sa position relative, sa date d'échantillonnage et finalement la validité de ses données. Tous ces critères ont été considérés et un choix a été fait « pour le mieux ». Le tableau 3.2 donne les numéros de palanquées utilisées pour chacun des transects.

Toutes les coordonnées ont été transformées en coordonnées cartésiennes par une projection Mercator transverse de l'ellipsoïde de Clarke (MTU), à partir de coordonnées sphériques de position (Snyder, 1987). La position de référence est de 0°N et 74°O. Pour faciliter la lecture des axes, la coordonnées (0,0) a ensuite été déplacée au coin sud-ouest de la polynie. Pour ce faire, 149.31 m ont été retranchés à toutes les coordonnées x

(position de la palanquée d'échantillonnage la plus à l'ouest) et 8300 m ont été soustraits à chacune des coordonnées y. Puisque les palanquées d'échantillonnage sélectionnées ne forment pas une ligne parfaitement droite, pour obtenir la distance réelle entre elles, les coordonnées x ont été corrigées par la règle de Pythagore : $x_i = \sqrt{\Delta x_i^2 + \Delta y_i^2}$. Si ce choix donne une image plus réaliste de la position relative des palanquées, il a aussi l'effet moins appréciable de faire paraître les transects plus longs qu'ils ne le sont en réalité. La figure 3.2 présente la position de ces palanquées pour chaque mois.

Initialement, les calculs décrits ci-dessous ont été effectués à l'aide des données sans qu'aucune forme d'interpolation en deux dimensions ne soit effectuée sur les transects d'échantillonnage. Les stations d'échantillonnage étant très espacées, elles représentent mal la complexité de la bathymétrie. Sans interpolation, les matrices de données représentant le transect ne contiennent aucune donnée couvrant, entre deux stations de profondeurs différentes, la zone sous la station la moins profonde. Il s'est révélé au cours du calcul des transports que ce choix engendrait une sous-évaluation de l'aire des transects qui pouvait atteindre les 20 %. Pour diminuer cette sous-évaluation, une interpolation cubique à base triangulaire des données de salinité et de température a été effectuée sur une grille régulière de 5 km de distance par 10 m de profondeur. Puisque selon l'équation hydrostatique ($dp = -\rho g dz$) la pression augmente d'approximativement un décibar à chaque mètre de profondeur ($\rho g \approx 10^4 \text{ Pa m}^{-1} \pm 1.5\%$; Pond et Pickard, 1983), à partir de maintenant les données seront toujours représentées aux mètres. Cette modification offre une image plus éloquente particulièrement sur les graphiques.

Finalement, les données ont été lissées après l'interpolation à l'aide de l'équation 3.1 afin de réduire les micro-structures.

$$a_{mn} = \left[\sum_{i=m-1}^{m+1} \sum_{j=n-1}^{n+1} a_{ij} + a_{mn} \right] / 10 \quad (3.1)$$

Dans cette dernière équation, a est la valeur de la donnée qui doit être lissée, m et n

indiquent la position de celle-ci dans la matrice.

3.3 Distribution de la salinité et de la température

Les annexes 1.1 à 1.21 présentent les coupes de salinité et de température des transects 1, 2, 3, 4, 5 et 6 pour les mois d'avril, mai et juin 1998 ainsi que pour septembre 1999. Elles sont tracées de l'ouest vers l'est. L'axe des x donne la distance entre les palanquées. Le km 0 a été positionné à $79^{\circ} 15.715 \text{ O}$ en fonction de la palanquée la plus à l'ouest. Toutes les figures présentées sont à la même échelle. Les limites de l'axe des x sont fixées aux kms 0 et 335 en fonction du transect le plus long, soit le transect 6 du mois de juin 1998.

Les données disponibles pour le mois de septembre n'ont pas été échantillonnées la même année que celles des mois d'avril, mai et juin (1999 vs 1998). Il est possible et même probable que les conditions qui ont caractérisé ces mois au cours de l'année 1999 aient été différentes de celles de l'année 1998 et que par conséquent, les données du mois de septembre 1999 ne représentent pas une évolution mensuelle logique, mais puisque les données sont rares et difficiles à obtenir, peu d'outils de comparaison sont disponibles. Les données des quatre mois à l'étude sont donc considérées comme des valeurs moyennes représentatives de leur mois respectif dans le présent travail. Cette hypothèse constitue une source d'erreur supplémentaire, mais inévitable.

Dans le texte qui suit, la nomenclature des masses d'eau est celle de Bâcle (2000) (voir figure 2.2). Sur la plupart de ces coupes, l'extrémité ouest des transects est caractérisée par de l'eau froide et peu salée typique de l'eau arctique. Plus le transect se déplace vers l'est et plus les isohalines et les isothermes remontent en surface. À l'extrémité est des coupes, on peut voir une infiltration d'eau chaude et très salée en profondeur. Ces données sont en accord avec le patron de circulation générale décrit par plusieurs auteurs, c'est-à-dire une circulation cyclonique d'eau atlantique chaude et salée qui remonte le long de l'île du Groenland et d'eau arctique froide et peu salée qui

redescend le long de l'île d'Ellesmere.

Les données du mois d'avril révèlent une couche d'eau arctique froide et peu salée qui recouvre toute la polynie sur ses deux cents premiers mètres. Aucun réchauffement solaire n'est encore visible en surface. L'influence du WGC ($T > 0^{\circ}\text{C}$) à l'est de la polynie est déjà visible jusqu'à la hauteur du troisième transect. Cette eau plus chaude se concentre sur la frontière est du chenal du détroit de Smith. Le transect le plus au sud (76.3°N), le cinquième, ne se rend pas suffisamment à l'est pour permettre de voir la dernière partie du chenal ni le noyau du WGC. Par contre, les températures au-dessus de 0°C enregistrées par le mouillage S2 (annexe 2.6 A) situé à l'extrémité est du cinquième transect laissent croire que son influence est bien présente à l'est du transect. À 77°N , le transect quatre montre que cette eau chaude remonte aussi bien dans le chenal à l'est des îles Carey que dans le chenal du détroit de Smith. Ceci est appuyé par les données du mouillage E1 (annexe 2.3) situé dans ce chenal. De la mi-septembre 1997 à juillet 1998, l'eau à 300 m de profondeur y est pratiquement tout le temps demeurée au-dessus de zéro.

Un faible réchauffement de la couche de surface est visible à l'extrémité sud des coupes du mois de mai (annexe 1.10). L'influence du WGC est sensiblement la même qu'en avril, autant sur les données des coupes que sur les mouillages, mais cette masse d'eau remonte un peu plus en surface aux latitudes les plus méridionales. La distribution du sel est également similaire. La couche de surface est moins salée que le reste de la colonne d'eau, elle est tout de même caractérisée par un accroissement de sa salinité du nord vers le sud sur tout le transect.

Dès le mois de juin, la couche de surface subit un réchauffement solaire sur l'ensemble de la polynie, surtout entre les transects 2 et 5. Cependant, les coupes de salinité permettent de croire qu'en quelques endroits, elle est davantage influencée par l'écoulement de l'eau de fonte que par le réchauffement solaire. La couche arctique froide et peu salée est toujours présente entre 50 et 150 m. Le transect le plus au sud échantillonné à cette saison, le sixième, montre aussi bien sur la coupe de salinité que sur

celle de température la forme du noyau du WGC et sa position concentrée contre la frontière est du chenal. En remontant vers le nord, il perd en importance, mais son influence se propage toujours jusqu'au troisième transect. Les mouillages situés dans la portion ouest du cinquième transect (S4, annexe 2.5 et S5, annexe 2.4) rapportent un accroissement de la température de l'eau à 284 m et 206 m respectivement. Dans le premier cas, la température dépasse la barre du zéro, ce qui indique qu'à cette période, l'influence du WGC se propage suffisamment à l'ouest pour atteindre cette position. Encore une fois, la limite est des transects 4 et 5 ne permet pas de voir la pleine extension de ce courant à ces latitudes, mais met tout de même clairement en évidence sa présence et son infiltration dans le chenal à l'est des îles Carey, ce qui est toujours visible sur les données du mouillage E1 (annexe 2.3).

En septembre, la couche de surface est plus chaude et beaucoup moins salée. À l'exception du transect 6, les premiers 100 m ont une salinité se situant entre 30 et 33. L'arrivée d'eau douce se fait principalement à l'ouest où la couche de salinité inférieure à 32 descend jusqu'à 75 m. À cette profondeur, le gradient de salinité est-ouest est très prononcé. L'apport d'eau douce à l'est de la polynie, quoique légèrement apparent sur les coupes, semble relativement beaucoup moins important. En ce qui concerne la température, le noyau de WGC est encore plus prononcé en septembre qu'en juin. Comme pour les autres mois, le WGC se concentre sur les frontières est des chenaux et représente les températures et les salinités les plus élevées sur la quasi-totalité des transects.

4. DÉTERMINATION DES TRANSPORTS

4.1 Calcul des courants

Malgré l'importante progression qu'ont connue les instruments, techniques et méthodes utilisés par les scientifiques depuis la naissance de l'océanographie, la détermination des courants demeure un défi de taille. La prise de mesures directes à l'aide d'appareils spécialisés rend une image fiable. Elle demande cependant de très gros investissements monétaires, humains et logistiques et il n'est pas rare que des appareils soient égarés en mer ou souffrent d'une défaillance et que les données qu'ils contiennent ne soient jamais récupérées. Pour contrebalancer ces désavantages, d'autres techniques de mesure et des méthodes de calcul ont été développées. Parmi les plus récentes, la mesure des variations du niveau marin par imagerie satellitaire est utile pour les études de surface à grande échelle, mais elle donne peu d'information sur la structure interne de la colonne d'eau. De plus, le satellite Topex-Poséidon qui fournit les images généralement utilisées pour ces mesures ne couvre que la surface de la Terre incluse entre 66°N et 66°S (Minster, 1997). La plupart du temps, les océanographes utilisent la méthode dynamique de calcul des courants géostrophiques, car elle fournit une image un peu plus détaillée de cette structure. Elle est basée sur l'hypothèse que lorsque les courants sont en équilibre géostrophique (équations 4.1 et 4.2) et hydrostatique (équation 4.3), la force de Coriolis agit sur chaque particule d'eau avec la même force et en direction opposée au gradient de pression.

$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (4.1)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (4.2)$$

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - g\rho \quad (4.3)$$

Dans les trois équations précédentes, f est la force de Coriolis (s^{-1}), v et u sont les grandeurs scalaires de la vitesse ($m s^{-1}$), ρ est la densité ($kg m^{-3}$), g est la force gravitationnelle ($m s^{-2}$) et x , y et z sont les coordonnées cartésiennes. Ces équations sont obtenues à partir des équations du mouvement. Elles supposent plusieurs hypothèses (négligence du terme de friction, des marées, etc.). Ces hypothèses seront discutées comme sources d'erreur dans la section suivante.

De ces trois équations, on obtient l'équation du vent thermique :

$$v_{i,j} = \frac{g}{\rho_0 f} \int_{z_0}^z \frac{\partial \rho}{\partial x} dz + C_j \quad (4.4)$$

où ρ_0 est une densité de référence ($kg m^{-3}$), z_0 une profondeur de référence et C la constante d'intégration (Wunsch, 1977 et 1978). Pour obtenir la valeur de la constante d'intégration, il faut jumeler la méthode dynamique à une deuxième méthode tenant compte des équations de continuité et de conservation de la masse. La méthode de la section simple introduite par Killworth en 1983, celle du β -spirale de Schott et Stommel (1977) et la méthode inverse de Wunsch (1977 et 1978) tiennent compte de ce dernier aspect. Les résultats obtenus à l'aide de ces méthodes demeurent toutefois des estimations qui gagnent, lorsque cela est possible, à être corrigées par des données empiriques de vitesses.

4.1.1 Méthode dynamique

Comme mentionné précédemment, cette technique est la plus couramment utilisée pour calculer les courants. Elle fournit la grandeur des vitesses géostrophiques perpendiculaires à un transect d'échantillonnage. Elle sous-entend que tous les déplacements se font à l'horizontal et n'admet donc pas l'existence possible de « upwellings ». Cette méthode est simple à utiliser. Elle requiert la connaissance de la distribution du sel et de la température à une série de stations positionnées le long d'un transect. Elle peut grossièrement être divisée en trois étapes : la détermination d'un

niveau de référence le long duquel la vitesse est supposée nulle ou connue, le calcul des hauteurs dynamiques entre chaque paire de stations relativement à ce niveau et finalement l'estimation des courants moyens entre ces paires de stations.

Cette technique comporte plusieurs sources d'erreur. La première provient de l'utilisation des équations géostrophiques (équation 4.1 à 4.3). Celles-ci impliquent que l'on néglige les termes non linéaires du mouvement, soit la friction, les forces de marées et des ondes internes. Elles impliquent également l'hypothèse que les vitesses en un point donné ne subissent aucune variation dans le temps. Ensuite, cette méthode ne tient pas compte du transport d'Eckman. Ce dernier peut être plus ou moins important selon la force et la récurrence des vents qui soufflent sur une région. Une autre source d'erreur provient de la distance temporelle entre l'échantillonnage des différentes stations d'un même transect. Celle-ci peut varier entre quelques heures et quelques jours. La méthode dynamique ne tient pas compte de ce fait. Elle calcule les vitesses qui auraient cours si toutes les palanquées avaient été échantillonnées au même moment. Elle suppose donc que le temps de parcours du transect est inférieur au temps de variation des vitesses.

Le choix du niveau de référence est également une source d'erreur. La plupart du temps, peu d'informations sont connues sur les vitesses des courants d'une région. Le niveau de référence choisi en sera donc un de vitesses nulles ou négligeables. Or ce choix est très difficile à faire. En plein cœur des océans, où les fonds marins se retrouvent à de très grandes profondeurs, le niveau de référence est souvent choisi à 1000 ou 2000 db, là où les courants sont très faibles. Par contre, dans les régions peu profondes, le niveau de référence devient souvent le fond marin. Ce choix est toujours problématique. Dans le premier cas, même si les courants sont très faibles sous le niveau de référence, cette couche qui est pratiquement ignorée peut être très épaisse (profondeur moyenne des océans : $4000 \text{ m} \approx 4000 \text{ db}$; Pickard et Emery, 1982) et donc représente un transport volumique important. Dans le second cas, un niveau de référence situé sur le fond marin implique la supposition d'un fond plat et de l'absence de friction entre les courants et le fond. En dépit de ces désavantages, le choix d'un niveau de référence demeure essentiel

pour l'utilisation de cette méthode et selon Wunsch (1996), le meilleur choix est celui qui représente au mieux la circulation océanique la plus réaliste. Finalement, les appareils de mesure utilisés pour échantillonner ont toujours une marge d'erreur.

Malgré ces inconvénients, la méthode dynamique demeure une technique très utile qui fournit rapidement de l'information sur des régions de grande superficie. Elle est également bien souvent la ressource disponible et elle a permis d'acquérir la plupart des connaissances actuelles sur les vitesses des courants (Pond et Pickard, 1983; Wunsch, 1996).

Dans le cadre de cette étude, la méthode dynamique fut utilisée à la manière décrite dans Pond and Pickard (1983). Pour deux stations A et B espacées d'une distance L (m), la vitesse géostrophique à une profondeur p_2 (m) relativement à un niveau de référence p_1 (m) s'écrit :

$$V_{A,B} = \frac{10}{Lf} [\Delta D_B - \Delta D_A] \quad \text{où} \quad \Delta D = \int_{p_1}^{p_2} \delta dp \quad (4.5)$$

où f est la force de Coriolis (s^{-1}), p la pression (db ou 10^5 Pa) et δ l'anomalie de volume spécifique ($m^3 kg^{-1}$). Dans un milieu aussi peu profond que la polynie des Eaux du Nord, l'existence d'un niveau de mouvement nul est peu probable. Mais il faut tout de même en choisir un. Contrairement aux études effectuées précédemment dans cette région, le niveau qui a été privilégié pour cette étude est le fond marin. Ce n'est pas en soi un choix surprenant, car à l'exception des régions où beaucoup d'informations sur la répartition des champs de masse sont disponibles, le fond marin demeure l'hypothèse la plus couramment utilisée. Elle a entre autres été employée par Pollard (1983), Wunsch (1978), Wunsch et Grant (1982), Wunsch et coll. (1983) et Vetrano et coll. (2004). Dans le cas de la polynie des Eaux du Nord, la bathymétrie peu profonde et très complexe rend l'opération un peu difficile. Les structures bathymétriques se situant généralement sous les 200 m de profondeur, c'est cette dernière qui a été préférée lors des études antérieures.

Après vérification, il s'est avéré que les résultats obtenus à partir de ces deux niveaux de référence sont similaires. Par contre, comme on peut le voir sur la figure 4.1, en utilisant 200 m comme niveau de référence, les résultats obtenus sous ce niveau sont inversés et généralement non utilisés. Les courants sont plus faibles et une partie de l'information est manquante. L'emploi du fond marin procure donc plus d'informations.

Les calculs des hauteurs dynamiques ont été effectués à partir des données interpolées. Pour contourner le problème que représente la bathymétrie de cette région, les hauteurs dynamiques ont été intégrées à partir de la surface ($z_0 = 5$). Et finalement, la valeur du fond a été soustraite de toutes celles de la colonne d'eau, donnant l'impression qu'elles ont été intégrées à partir du fond.

4.1.2 Vitesses du niveau de référence

La détermination des vitesses absolues du niveau de référence (constante d'intégration de l'équation 4.4) est longtemps demeurée problématique. À la fin des années 70, trois méthodes ont été développées pour résoudre cette question. Elles relèvent toutes de la dynamique et respectent les équations de géostrophie et de conservation de la masse. Il s'agit de la méthode de la section simple (Killworth, 1983), du β -spirale (Schott et Stommel, 1978) et de la méthode inverse de Wunsch (Wunsch, 1977 et 1978). Pour utiliser la première, il faut connaître la répartition de la densité, son gradient horizontal et avoir une estimation du pompage d'Eckman. Comme pour la méthode géostrophique, il faut considérer un niveau de référence avec une vitesse nulle. Elle a l'avantage d'être la méthode qui demande le moins de données. La deuxième méthode utilise aussi la répartition de la densité et son gradient horizontal, mais il faut également la dérivée seconde du gradient de densité verticale. Pour choisir cette méthode, il importe que l'orientation des vitesses horizontales forme une spirale avec la profondeur. Les vitesses horizontales du niveau de référence sont obtenues pour cette méthode par une série d'équations linéaires sur-déterminées (Killworth, 1983). La dernière méthode, celle de Wunsch, utilise les données d'une région fermée bien délimitée à l'intérieur de laquelle la

géostrophie et la conservation de la chaleur et de la masse sont imposées. Le système d'équations linéaires produit par cette méthode est sous-déterminé. Il existe donc une infinité de solutions qui peuvent résoudre mathématiquement le problème. Par contre, elles ne sont pas toutes représentatives de la réalité physique. Il faut donc tenter de déterminer la solution la plus réaliste.

4.1.2.1 Méthode inverse

La méthode inverse telle que décrite par Wunsch, (1977 et 1978) est relativement simple à utiliser et a été préférée dans le cadre de cette étude. Elle a surtout été utilisée au cours des années 80 pour étudier le nord de l'océan Atlantique (Roemmich, 1980; Roemmich, 1981; Wunsch et Grant, 1982; Wunsch et Minster, 1982) et le sud du Pacifique (Wunsch et coll., 1983), mais elle fut récemment appliquée à deux études sur la mer Méditerranée, la première au nord des Baléares par Pinot et Ganachaud (1999) et la seconde sur la mer Tyrrhénienne par Vetrano et coll. (2004). Lorsqu'un problème est dit 'inverse' cela signifie que l'on connaît le résultat, mais pas la cause. Par exemple, ici on connaît la répartition de certains paramètres, mais on cherche le modèle qui l'explique (la circulation). La méthode de Wunsch implique que l'on utilise une région bien délimitée et sur les contours de laquelle on connaît la répartition des données. Ceci pour pouvoir affirmer que ce qui entre dans cette zone doit également en ressortir. La zone étudiée par Wunsch forme un triangle délimité par deux transects d'échantillonnage et par la côte continentale. Le premier transect relie les Bahamas (il y a quelques stations entre les Bahamas et la côte américaine) aux Bermudes et le second referme la zone en reliant les Bermudes au Cap Henry. Cette région est considérée en équilibre. Pour reproduire cet espace fermé dans la polynie des Eaux du Nord, les transects 4 et 5 ont été sélectionnés (voir figure 3.1). Ils ont été choisis, car leur position géographique relativement proche l'une de l'autre rend l'hypothèse d'une région fermée (donc en équilibre) plus réaliste. Ils ont également l'avantage d'avoir une bonne étendue est-ouest, ce qui permet de considérer les côtes continentales comme étant les frontières est et ouest de la zone. Finalement, ces deux transects ont été échantillonnés sur plusieurs mois (avril, mai, juin 1998 et septembre 1999). Les îles d'Ellesmere et du Groenland circonscrivent la région sur ses

frontières est et ouest. L'un des désavantages de ce découpage est que les transects ne se rendent pas toujours suffisamment près des côtes continentales pour englober l'ensemble du courant chaud et salé du Groenland qui longe la frontière est de la polynie. Le tableau 4.1 compare l'aire échantillonnée pour trois transects avec une estimation de l'aire non échantillonnée entre les transects et la côte continentale (profondeur ~200 m). Les valeurs des aires et des distances sont des moyennes pour les quatre mois à l'étude. Le pourcentage de l'aire non échantillonnée varie entre 4% et 10% à l'ouest et entre 12% et 17% à l'est. Une certaine quantité de volume, de sel et de chaleur passant par ces extrémités ne peut donc pas être prise en compte. L'absence d'estimation entre la dernière palanquée échantillonnée et la côte continentale est une lacune commune à toutes les études sur la région de la polynie NOW. La présence de glace rend ces zones difficiles d'accès.

À l'intérieur de ce volume, l'équilibre des paramètres est exprimé par l'équation suivante. Pour le total M des j stations :

$$\sum_{j=1}^M (vbc_{kj} + vbt_j) \Delta p_{kj} \Delta x_j = 0 \quad (4.6)$$

où k représente chaque profondeur, vbc la vitesse relative (déterminée par la méthode dynamique), vbt vitesse du niveau de référence, Δp l'intervalle de pression et Δx la distance entre chaque station (Wunsch, 1977 et 1978). Comme décrit précédemment, les vitesses relatives ont déjà été calculées le long des transects. Les données ayant été interpolées aux 10 m de profondeur et aux 5 km de distance avant le calcul des vitesses relatives, tous les $\Delta p = 10$ m et tous les $\Delta x = 5000$ m (sauf entre les deux dernières séries de données d'un transect < 5000 m).

À cette équation, un terme d'erreur pourrait être inclus. En plus du transport inconnu entre les stations et la côte continentale, ce terme engloberait les erreurs sur les données, les phénomènes agéostrophiques et les erreurs de calcul des courants géostrophiques sur un fond en pente (Vetrano et coll., 2004). Quoiqu'il soit préférable de

faire une estimation de ce terme, ceci constitue un art en soi et n'a donc pas été fait dans le cadre de ce travail qui se veut une première étape d'apprentissage de l'utilisation de la méthode de Wunsch. Il serait cependant important de le considérer lors de travaux ultérieurs.

Pour cette étude, seule la conservation du volume et de la masse totale ont été imposées. Contrairement à Wunsch qui, à l'exemple de Worthington (1976, cité dans Wunsch, 1978), impose la conservation de la masse et de la chaleur dans quatre couches distinctes délimitées par des intervalles de température, dans ce travail, aucune sous-division n'a été utilisée et la chaleur a volontairement été omise des équations de conservation. Ceci dans le but de permettre sa libre circulation sans contrainte à la grandeur de la région, sans minimiser l'importance des flux en surface. Cette modification est d'autant plus importante que la recirculation est à l'étude dans le prochain chapitre. Pour respecter la conservation de la masse, l'équation 4.6 est multipliée par la salinité moyenne (Δs) de chaque carré de $5 \text{ km} \times 10 \text{ m}$ et devient :

$$\sum_{j=1}^M (vbc_{kj} + vbt_j) \Delta p_{kj} \Delta x_j \Delta s_{kj} = 0 \quad (4.7)$$

La région n'a pas été subdivisée, c'est-à-dire qu'un volume entrant peut être contrebalancé par n'importe quel volume sortant peu importe sa localisation ou sa profondeur. Les équations 4.6 et 4.7 ont été réécrites en ne conservant que les inconnues dans la partie de gauche ce qui a donné le système matriciel suivant:

$$A \times b = G \quad (4.8)$$

où A est la matrice $A_{ij} = \Delta p_{ij} \Delta x_j$, i est le nombre d'équations (2), j est le nombre de stations (variable d'un mois à l'autre), b est le vecteur colonne des vitesses du niveau de référence (les inconnues) et G est le vecteur colonne des valeurs connues :

$$G_i = \sum_{j=1}^M vbc_{ij} \Delta p_{ij} \Delta x_j \quad (4.9)$$

Le problème est alors exprimé sous forme inverse, c'est-à-dire que les inconnues forment une composante de l'équation plutôt que son résultat. Dans ce cas-ci, ils sont au nombre de 26 pour le transect 4 et de 30 pour le transect 5. Ces nombres sont différents pour les mois suivants. Il s'agit d'un système matriciel sous-déterminé. Il existe donc une infinité de solutions à ce problème. Pour obtenir une solution réaliste et physiquement possible, le système est résolu par une décomposition en valeurs singulières de la matrice.

$$A = U_K \Lambda_K V_K^T \quad (4.10)$$

où K est le rang de la matrice, U et V des matrices orthogonales et Λ la matrice des valeurs singulières. Cette décomposition est décrite plus en détail à l'annexe 3. La solution obtenue minimise les carrés des vitesses absolues.

$$b = V_K \Lambda_K^{-1} U_K^T G \quad (4.11)$$

Parmi l'infinité de résultats pouvant satisfaire ce système, il existe de nombreux résultats minimums auxquels la méthode peut aboutir. Pour que la réponse finale soit le plus près possible de la réalité, il importe d'inclure dans ce système le maximum d'informations pertinentes. Peu d'informations sont disponibles sur les transports et les vitesses réelles dans la polynie des Eaux du Nord. Les quelques mouillages déployés au cours de la même période nous fournissent des informations sur les vitesses réelles, mais ces données se sont révélées trop peu nombreuses pour réellement influencer le résultat final. Une comparaison de ces résultats est présentée à la section suivante.

Une fois les vitesses relatives et les vitesses du niveau de référence permettant le respect des équations de conservation déterminées pour les transects 4 et 5, il est possible d'agrandir la zone d'étude pour tenter d'englober au maximum la région de la polynie. Il suffit d'imposer les équations de continuité tout en respectant, les résultats obtenus pour les transects 4 et 5. Ainsi, la zone d'étude a été agrandie vers le nord jusqu'au transect 2. Cette nouvelle zone n'est pas tout à fait fermée, c'est pourquoi elle n'a pas été utilisée

pour fixer les vitesses initiales. Du côté ouest, se trouve le bras de mer Makinson et du côté est, la baie d'Inglefield. Tous deux constituent en quelque sorte des « culs-de-sac » pour l'eau de mer, mais ils peuvent être des sources d'eau douce. Il n'a cependant pas été possible d'obtenir des données sur ces débits. Ces sources ont donc dû être négligées. De cette façon, les vitesses du transect 2 ont été calculées à partir des équations de conservation et des vitesses fixées sur le transect 5.

4.1.2.2 Courants du niveau de référence et courants totaux

Les figures 4.2 à 4.7 présentent les résultats obtenus pour les vitesses du niveau de référence. Le signe négatif indique la direction sud. Ces chiffres sont des estimations des valeurs minimales que peuvent avoir ces courants étant donné les principes de continuité. Pour tous les mois, les courants du niveau de référence des transects 4 et 5, se situent entre $\pm 5 \text{ cm s}^{-1}$. Ils varient faiblement, mais de façon graduelle de l'ouest vers l'est. Les vitesses relatives étant beaucoup plus importantes, les composantes du niveau de référence influencent peu les vitesses totales. Ces dernières se situent entre -50 cm s^{-1} et $+25 \text{ cm s}^{-1}$ pour les transects 4 et entre $\pm 25 \text{ cm s}^{-1}$ pour les transects 5. Contrairement à celles des transects 4 et 5, les vitesses de niveau de référence obtenues pour le transect 2 sont importantes et très variables, mais demeurent entre $\pm 25 \text{ cm s}^{-1}$. Le transect 5 étant en moyenne deux fois et demie plus long que le transect 2 (5: $\sim 167 \text{ km}$ et 2: $\sim 67 \text{ km}$), la conservation du volume oblige les vitesses qui traversent le transect 2 à être plus fortes que celles qui traversent le transect 5. Une fois additionnés aux vitesses relatives, ces résultats donnent pour les transects 2 des courants totaux faibles en profondeur et élevés en surface variant entre -45 cm s^{-1} et $+20 \text{ cm s}^{-1}$.

En général, les vitesses calculées se situent à l'intérieur de celles enregistrées par les mouillages pour les mois correspondants (annexe 4). Deux mouillages étaient installés au nord du transect 2, le mouillage N2 (annexe 4.1) situé aux environs du km 140 et le mouillage N1 (annexe 4.2) installé au km 157. Les courantomètres de ces mouillages ont enregistré la vitesse et la direction des courants entre septembre 1997 et juin 1998, à des

profondeurs de 44 m, 68 m et 92 m dans le cas du premier et de 321 m et 491 m dans le cas du second. Les données recueillies pour les mois d'avril, de mai et de juin 1998, sont généralement similaires aux valeurs calculées dans ce travail. Les courants de surface au km 140 sont orientés vers le sud et ont une vitesse variant entre 5 cm s^{-1} et 25 cm s^{-1} pour les mois d'avril et de mai. D'après les courantomètres, la vitesse augmente au début du mois de juin et oscille autour de 30 cm s^{-1} . Ceci n'est cependant pas concordant avec les valeurs calculées qui se situent plutôt entre 0 cm s^{-1} et -10 cm s^{-1} . Les courants de fond situés au km 157 sont plus faibles. Ils varient entre 0 cm s^{-1} et 10 cm s^{-1} , ce qui correspond aux valeurs calculées. Les courantomètres indiquent une direction variable à une profondeur de 491 m et nord à 321 m, cette dernière ne se retrouve dans les calculs qu'en avril, les données de mai et juin ayant toutes deux fourni des directions sud.

Il y avait également deux mouillages près du transect 5. Il s'agit du mouillage S4 (annexe 4.3) situé au km 147 et du mouillage S2 (annexe 4.5) au km 214. Les données de surface enregistrées par le mouillage S2 et celles enregistrées à 284 m de profondeur par le mouillage S4 donnent des vitesses comparables à celles des calculs. Elles se situent entre $\pm 10 \text{ cm s}^{-1}$ aux mois d'avril et de mai et entre 0 cm s^{-1} et 20 cm s^{-1} en juin. Les directions sont également similaires en surface, par contre, elles diffèrent à 284 m de profondeur pour le mois de mai.

Fait à noter, les vitesses du niveau de référence des transects 4 et 5 ont tendance à être en direction opposée aux vitesses géostrophiques. Cela se remarque surtout à l'extrémité est des transects. Une divergence similaire est également produite par le modèle présenté par Kliem et Greenberg (2003) lorsqu'il simule des transports causés par les gradients de densité (géostrophiques) versus ceux causés par les vitesses du niveau de référence.

Dans le but d'améliorer ces résultats, les données des mouillages S4 et S2 ont été intégrées à la méthode inverse. Pour le mois de juin, les vitesses du niveau de référence ont été fixées à 3.7 cm s^{-1} sud pour le site S4 et à 2.6 cm s^{-1} sud pour le site S2. Comme le

démontre la figure 4.8, cet essai n'a pratiquement rien changé aux résultats. Trop peu de mesures étaient disponibles pour influencer significativement les calculs. Les données de mouillage n'ont donc pas été utilisées.

4.2 Calcul des contenus en chaleur et en eau douce

À partir de ces résultats, les transports ont été calculés pour chacun des transects. Les transports volumiques ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) sont obtenus en multipliant en chaque point la vitesse moyenne des courants (V_t) par l'aire de surface :

$$TrV_{ij} = Vt_{ij} \times a_{ij} \quad (4.12)$$

Pour estimer les transports de chaleur et d'eau douce, il a d'abord fallu calculer les quantités de chaleur et de sel contenues sur chacun des transects. Pour la quantité de chaleur, l'équation utilisée est la suivante :

$$Q_{add} = \int_0^z \rho(z) C_{pw} (\theta(z) - \theta_c) dz \quad (4.13)$$

où θ_c est la température de référence, $\theta(z)$ la température à la profondeur z et C_{pw} la chaleur spécifique de l'eau (Bignami et Hopkins, 1997). La température de référence utilisée est de -1.88°C , c'est la température la plus froide enregistrée sur l'ensemble des missions. Les valeurs obtenues s'expriment en J m^{-3} . La quantité d'eau douce fut obtenue par :

$$\delta_w = \int_0^z \frac{S_c - S(z)}{S_c} dz \quad (4.14)$$

où S_c est la salinité de référence et $S(z)$ la salinité à une profondeur z (Bignami et Hopkins, 1997). Dans le cas de la polynie des Eaux du Nord, la salinité maximale échantillonnée au cours des missions NOW fut de 34.564. Finalement, les transports de chaleur et d'eau douce sont obtenus facilement en multipliant les contenus avec les

transports volumiques, les valeurs finales s'expriment en W pour les transports de chaleur et en $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ pour les transports d'eau douce.

Les températures de référence utilisées pour les calculs de contenu de chaleur et d'eau douce divergent un peu de la littérature. La plupart des études qui ont estimé des transports d'eau douce dans la région de la polynie des Eaux du Nord ont utilisé une salinité de référence de 34.8. Pour son analyse quantitative sur les masses d'eau, Bâcle (2000) a préféré utiliser 34.48, salinité maximum obtenue en juin 1998. Dans cette même étude, les contenus de chaleur furent calculés à partir de -1.7°C . Les transports présentés par Muench (1971) dans son rapport sur le nord de la baie de Baffin furent calculés à partir de -1.85°C . Dans le cadre de cette étude, les valeurs privilégiées sont la salinité maximum et la température minimum du jeu de données utilisées. Ceci dans le but d'éviter d'obtenir des valeurs de contenus négatifs. Bien sûr, une utilisation de valeurs différentes entraîne un pourcentage d'écart entre les transports obtenus. Melling (2000) estime à 8 % l'écart entre les transports d'eau douce qu'il a obtenu en utilisant 35 relativement aux autres auteurs qui utilisent 34.8, cet écart, comme précisé par Melling, est négligeable en comparaison de l'incertitude des valeurs de transport.

4.3 Variations saisonnières et distribution spatiale des transports

Les transports volumiques calculés le long des transects 2 et 5 sont présentés par les tableaux 4.2 a et b. Contrairement aux données de la littérature rapportées au tableau 2.1 ces transports incluent la composante liée aux vitesses du niveau de référence. Le signe négatif indique la direction sud. Les transports totaux sont de -0.82 Sv en avril et en mai, de -0.60 Sv en juin et de -0.71 Sv en septembre. Ils sont tous en direction sud. En moyenne, -0.74 ± 0.11 Sv passent au travers du transect 5 dont -0.92 ± 0.08 Sv en direction sud sont dus aux vitesses relatives et 0.18 ± 0.19 Sv en direction nord sont liés aux vitesses du niveau de référence. Ces résultats sont le double de ceux obtenus par

Marsden et coll. (2004) pour les mêmes mois, à une latitude de 75.44 et 77.6°N (voir section 2.4.5). Par contre, leurs résultats sont cohérents avec ceux de cette étude, puisqu'ils n'englobent que les 200 premiers mètres de la colonne d'eau, ce qui représente $49 \pm 6\%$ de l'aire totale de la section. De plus, les deux études notent une importante diminution des transports au mois de juin.

En additionnant la moyenne des résultats de ce travail à celle des transports obtenus dans la littérature (tableau 2.1) pour le détroit de Jones (-0.28 ± 0.09 Sv) et à celle du détroit de Lancaster (-0.70 ± 0.28 Sv), on obtient un transport de -1.72 ± 0.48 Sv (avec vitesse du niveau de référence; -1.90 ± 0.45 Sv sans ces vitesses) pour le nord de la baie de Baffin, ce qui se rapproche de la moyenne de -1.65 ± 0.36 Sv obtenue par les auteurs présentés au tableau 2.1 et de celle calculée par Muench pour le courant de Baffin (-2.28 ± 0.60 Sv) (tableau 2.2).

Les résultats mensuels donnent un transport plus faible en juin et en septembre, malgré qu'en cette période la polynie est totalement libre de glace et exposée aux vents. Cependant, les tableaux 4.2 a et b montrent que la division du transport selon les composantes de la vitesse permet de voir que l'apparente diminution de celui-ci au cours des mois de juin et de septembre n'est causée que par une augmentation plus rapide le long du transect 5 des vitesses du niveau de référence en direction nord que des vitesses relatives en direction sud. Le transect 5 est plus important que le transect 2 pour comprendre les variations des transports, car le transport total a été fixé en balançant les entrées et les sorties entre les transects 4 et 5. Ce n'est qu'une fois déterminé qu'il a été imposé au transect 2.

Les figures 4.9 et 4.10 présentent la distribution spatiale des transports. Le long du transect 2, le transport est majoritairement en direction sud. En avril, on note une remontée vers le nord à l'extrémité est qui débute au km 145. En mai, cette remontée est plus faible, elle débute au km 130 et se poursuit sur une dizaine de kms. Le long des kms qui suivent, le transport retourne en direction sud. En septembre, la remontée vers le nord

prend de l'ampleur et débute avant le km 120. Par contre, elle est balancée par un transport en direction sud plus fort à l'extrémité est du transect. Le transect 4 démontre un peu plus de constance au cours des mois. Dans tous les cas, ses extrémités sont caractérisées par une remontée d'eau vers le nord. Dans la portion centrale du transect, le transport devient majoritairement sud. L'étendue de cette remontée augmente cependant au cours des mois et ses limites est et ouest passent des kms 110 et 150 aux kms 90 et 180 entre les mois d'avril et de septembre. Finalement, le transect 5 est caractérisé par un transport principalement vers le sud avec une faible remontée vers le nord à son extrémité est.

Les annexes 5.1 à 5.12 présentent l'évolution spatiale et saisonnière des transports de chaleur et d'eau douce. Ceux-ci se ressemblent sensiblement puisqu'ils sont surtout influencés par la vitesse et la direction des courants. De façon générale, le transport se fait vers le nord dans l'est et vers le sud au centre et dans l'ouest des transects. Les transports les plus importants s'effectuent en surface au cours des mois de juin et de septembre. Il est également possible de voir sur les coupes de ces deux derniers mois la présence très rapprochée de forts courants sud avoisinant de forts courants nord indiquant la présence vraisemblable de tourbillons dans les cent premiers mètres de la région des transects 4 et 5.

Le tableau 4.3 contient les valeurs de transport moyen de chaleur, d'eau douce et de sel à travers les transects pour les quatre mois à l'étude. Puisque le sel est utilisé comme paramètre conservateur lors du calcul des vitesses des courants à la section 4.1.2, le transport de sel à travers les transects 2, 4 et 5 pour un mois donné est à toute fin pratique, le même. Étant donné que la quantité d'eau douce est calculée par rapport à la salinité, il en va de même pour ce dernier paramètre. Les quantités de sel advectées vers le sud varient entre -19.9×10^6 et -27.4×10^6 kg s⁻¹. Celles d'eau douce se situent entre -0.023 et -0.057 Sv. Ces dernières sont du même ordre de grandeur que celles obtenues par Prinsenbergh et Hamilton (2004) pour le détroit de Lancaster (entre -0.025 et -0.059 Sv). Ces valeurs sont présentées au tableau 2.1. Finalement, les transports de

chaleur varient entre -0.67×10^{12} et -2.63×10^{12} W pour une moyenne de $-1.77 \pm 0.56 \times 10^{12}$ W, toujours en direction sud. Muench (1971) a obtenu un transport de chaleur net moyen de $-10.96 \pm 2.71 \times 10^{12}$ W pour le nord de la baie de Baffin (voir tableau 4.3). Cette valeur est plus élevée que celle du plus fort transport de chaleur obtenu le long du transect 5 (-2.11×10^{12} W). Une partie de cette différence est imputable à l'absence d'estimation des apports par les détroits de Jones et de Lancaster. Ces détroits fournissent environ une fois et un tiers le transport volumique de la région de la polynie ($-1.77 \times 10^{12} + (1.33 \bullet -1.77 \times 10^{12}) = -4.12 \times 10^{12}$). L'addition de tous ces transports ne fournit que la moitié de la valeur calculée par Muench.

À partir de la figure 4.11, on voit que la variation saisonnière de la quantité de sel et celle du volume suivent la même tendance. Le transport net vers le sud diminue en juin et remonte un peu en septembre. Le transport d'eau douce subit également ces variations d'avril à juin, mais en septembre, la quantité d'eau douce advectée vers le sud est le double des autres mois. Ceci est dû à une baisse beaucoup plus marquée de la salinité dans les courants sud des 150 premiers mètres de profondeur que sur le reste de la section (voir annexes 5.10, 5.11 et 5.12). La variation de la quantité de chaleur n'est pas la même d'un transect à l'autre. Le long du cinquième, la quantité de chaleur advectée vers le sud augmente tous les mois et ce malgré des transports plus faibles en juin et en septembre. Cette chaleur est celle de la couche de surface qui, pour un même volume, transporte beaucoup plus de chaleur en juin et en septembre qu'en avril et en mai (voir les annexes 5.3, 5.6, 5.9 et 5.12). La variation des transports au quatrième transect ressemble à celle du cinquième pour tous les mois, sauf septembre. Pour ce transect, la variation des transports de chaleur s'explique par le réchauffement de la couche de surface, mais le faible transport net du mois de septembre est causé par un très fort transport nord localisé entre les kms 120 et 140. La variation des transports au deuxième transect ressemble également à celle du cinquième, mais cette fois-ci, c'est le mois d'avril qui fait exception. En effet, la quantité de chaleur advectée vers le sud est plus forte pour ce mois que pour tous les autres. Ceci est causé par les vitesses du niveau de référence très élevées (entre $\pm 20 \text{ cm s}^{-1}$, voir figure 4.2) obtenues sur cette section en avril qui induisent un fort

transport de chaleur en direction sud au bas de la section (voir annexe 5.1).

Les distributions spatiales des transports de chaleur, de sel et d'eau douce sont les mêmes que celle du volume. Par conséquent, ces graphiques n'ont pas été incorporés au travail et ils ne feront pas l'objet d'une discussion plus détaillée.

5. VARIABILITÉ SAISONNIÈRE DE LA CIRCULATION ET DES BILANS DE LA POLYNIE NORTH WATER

5.1 Description du modèle à boîtes

Une façon pratique de décrire le mouvement de l'eau et de ses paramètres dans l'océan est la modélisation numérique. Plus particulièrement, la méthode en différences finies divise la région d'étude en une série d'éléments de volume. Chacun de ces éléments peut être caractérisé par une série de paramètres qui sont transportés par advection et diffusion d'un élément à l'autre. Les modèles à boîtes sont des versions simplifiées des modèles par différences finies. Ils sont très largement employés en océanographie, particulièrement par les chimistes qui les utilisent pour étudier la répartition des propriétés biogéochimiques des océans. La plupart du temps, ils servent à établir des bilans ou à étudier la vitesse et la circulation des courants à l'intérieur d'une région. Ils sont parfois utilisés conjointement avec une méthode inverse, ce qui est le cas dans le présent travail.

Voici deux exemples d'utilisation d'un modèle à boîte dans un contexte ressemblant à celui de cette étude. L'étude sur la mer du Labrador de Ikeda (1987) est un exemple d'utilisation d'un modèle à boîtes simple pour le calcul des taux d'échange entre une zone précise et les régions avoisinantes. La zone d'étude est englobée en une boîte sous-divisée en quatre couches. Les échanges avec l'atmosphère et les régions voisines ont été fixés comme conditions frontières à partir des données relevées à une station météorologique située en plein cœur de sa zone d'étude. Les échanges entre régions sont considérés être causés par diffusion turbulent et par advection et le mélange vertical par diffusion turbulente et convection. Le tout a fourni des valeurs de transport de chaleur et d'eau douce en surface, au nord, au sud et à l'est (l'ouest étant la côte continentale) de la mer du Labrador. Le modèle a permis d'analyser l'importance des différentes sources de chaleur et d'eau douce et de suggérer une explication au phénomène de refroidissement de cette mer au cours des années 1968-1971. Le papier de Savenkoff et coll. (2001) est un

exemple d'étude utilisant conjointement un modèle à boîtes et une méthode inverse. Ils ont utilisé huit paramètres pour étudier les transports estivaux à l'intérieur du golfe du St-Laurent. La région a été divisée en 32 boîtes réparties sur quatre couches. Les transports ont été fixés aux frontières par des données météorologiques et par des estimations de productivité biologique. Les échanges entre les boîtes ont été modélisés de façon inverse à partir de l'équation d'advection-diffusion (voir équation 5.1) et d'une série de contraintes physiques et biogéochimiques. Ils ont testé trois modèles différents en faisant varier les contraintes prise en compte et celles ignorées. Ces essais ont fourni une estimation des vitesses de transport advectif et des coefficients de diffusion de ces paramètres pour l'ensemble du golfe et ont divisé ce dernier en deux régions : celle de l'ouest caractérisée par une circulation cyclonique, des zones de « upwelling » et une forte productivité biologique et celle de l'est où la circulation est anticyclonique, où l'on retrouve du « downwelling » et une faible productivité biologique.

Afin d'évaluer la circulation à l'intérieur de la polynie des Eaux du Nord, un modèle à boîtes relativement simple a été créé. Il est similaire à celui présenté par Wunsch et Minster (1982) pour étudier le nord de l'océan Atlantique, mais considère la circulation dans les trois dimensions. La région d'intérêt, délimitée par des frontières externes fixes, est divisée en vingt-trois boîtes. À l'intérieur de cette région, la conservation de propriétés choisies est imposée. Les valeurs des transports sur le pourtour de la région sont fixées comme conditions frontières et la recirculation entre les boîtes est gouvernée par l'équation d'advection-diffusion :

$$\partial C / \partial t + \vec{\nabla} \cdot \vec{F} - k \nabla^2 C = 0 \quad (5.1)$$

où C est l'une des propriétés conservatrices, \vec{F} est son transport advectif et k son coefficient de diffusion. Le modèle fournit donc un nombre d'équations « N » égal au nombre de boîtes multiplié par le nombre de propriétés prises en compte. Les vitesses entre les boîtes ainsi que les coefficients de diffusion sont des variables inconnues. En bout de ligne, ce modèle fournit moins d'équations qu'il y a d'inconnues. Il s'agit, tout

comme rencontré au chapitre quatre, d'un système sous-déterminé qui peut se résoudre à l'aide d'une décomposition en valeurs singulières.

La région considérée dans cette étude, celle de la polynie NOW, a donc été divisée en une série de 23 boîtes. Celles-ci sont numérotées à la figure 5.1 et décrites au tableau 5.1. Elles sont situées sur quatre couches. Contrairement à celles utilisées par Wunsch, ces couches n'ont pas été divisées par des isopycnes, mais par des profondeurs (isobares, voir les explications de la section 3.2). La première se termine à 100 m, la deuxième à 200 m, la troisième à 400 m et la dernière à 600 m. Chaque couche est redivisée en huit boîtes, quatre au nord et quatre au sud. Les premières sont limitées par les transects 2 (77,8 °N) et 4 (77,0 °N) et les dernières par les transects 4 et 5 (76,3 °N). De l'ouest vers l'est, les divisions entre les boîtes sont imposées aux kms 50, 100, 140, 190 et 240. Il faut se rappeler ici que le km 0 a été accordé à la position géographique de la palanquée la plus à l'ouest. Le choix de ces frontières est la plupart du temps fonction de la disponibilité des données, mais il est aussi fonction de la bathymétrie. Des 32 boîtes ainsi dessinées, neuf sont passives. C'est-à-dire qu'elles n'interagissent pas avec les autres. Il s'agit généralement de boîtes situées sous la bathymétrie ou sur les continents. Pour toutes les profondeurs, les boîtes situées à l'extrémité nord-est de la région sont passives, car elles sont situées en partie sur le continent et en partie sur des îles. Les 23 boîtes restantes sont dites actives, tous les échanges ont lieu entre elles. Les quatre boîtes actives de la dernière couche représentent le chenal nord-sud qui se trouve à cet endroit.

Les propriétés choisies pour cette étude sont les mêmes que celles utilisées par Wunsch, soit le volume, le sel et la chaleur. L'eau douce n'est pas utilisée, car plusieurs sources (précipitations, fonte de la glace, etc.) ne sont pas connues. L'équation d'advection-diffusion (équation 5.1) est réécrite pour ces trois propriétés. Pour le volume, elle devient :

$$\sum_j v_{ij} a_{ij} - G = 0 \quad (5.2)$$

où seul le terme advectif est utilisé. En ce qui concerne le sel et la chaleur, l'équation devient :

$$\left[\sum_j v_{ij} a_{ij} (c_i + c_j) / 2 - k_{ij} a_{ij} (c_i - c_j) / D_{ij} \right] - G = 0 \quad (5.3)$$

Dans ces deux équations, v_{ij} est la vitesse moyenne des courants entre les boîtes i et j , a_{ij} est l'aire de la surface de contact entre les deux boîtes, c_i et c_j sont les valeurs moyennes des paramètres par boîte, k_{ij} est le coefficient de diffusion de la propriété et D_{ij} est la distance entre le centre des deux boîtes. L'expression $(c_i + c_j) / 2$ calcule la concentration moyenne entre les deux boîtes et $(c_i - c_j) / D_{ij}$ donne le gradient de ce paramètre sur la distance D_{ij} . G représente les conditions frontières. Dans tous les cas, le premier terme de l'équation d'advection-diffusion (équation 5.1) disparaît, car les propriétés sont considérées conservatrices dans le temps.

Puisque le modèle comprend 23 boîtes et que trois propriétés conservatrices sont considérées, le système inclut 69 équations. Les vitesses v_{ij} et les coefficients de diffusion k_{ij} entre les boîtes sont des variables inconnues. Les transports le long des frontières extérieures de la région recouverte par les boîtes ne sont permis qu'au nord et au sud. Ce sont les conditions frontières. Les valeurs sont fixées d'après les transports de volume, de sel et de chaleur calculés le long des transects 2 et 5 aux sections 4.2 et 4.3. (Ces conditions frontières, déterminées en partie à l'aide de la méthode dynamique, ont donc été calculées en ne considérant pas l'existence possible de « upwellings ». Elles serviront pourtant à forcer un modèle qui étudie la circulation en trois dimensions. Ce paradoxe est nécessaire pour obtenir des conditions frontières.) Les échanges aux frontières est et ouest ne sont pas permis, car celles-ci sont en bordure de la côte continentale. Il n'y a pas d'échange non plus avec le fond marin, ni (exception faite de la chaleur) avec la surface. Puisque les échanges de chaleur à l'interface air-océan sont trop importants pour être négligés, dans leur modèle Wunsch et Minster ont grandement diminué l'importance de ces équations en leur accordant un poids très petit (10^{-12}). Pour cette étude, puisque l'estimation des flux de chaleur en surface était l'un des points d'intérêt, il a plutôt été préféré d'ajouter une variable inconnue pour chacune des boîtes de la couche de surface

permettant ainsi un échange de chaleur avec l'atmosphère. En tout, le système comprend 89 inconnues.

Pour calculer la moyenne d'un paramètre dans une boîte i , les données sont tout d'abord moyennées sur les frontières nord et sud de chaque boîte, et ensuite, ces deux valeurs sont moyennées une dernière fois. Dans certains cas, les transects utilisés ne couvrent pas toute la distance entre les kms 50 et 240. Les boîtes 1, 7, 8, 14, 19 et 23 sont bordées au nord par la côte ou la bathymétrie et n'ont aucune donnée sur leur frontière nord. Pour obtenir des valeurs moyennes de paramètres pour ces boîtes, la première ou la dernière série de données du transect où une section est manquante à été utilisée comme valeur moyenne pour cette dernière. Puisqu'aucun échange n'est possible à travers les frontières nord de ces boîtes, l'eau qui circule à l'intérieur doit sortir (ou entrer) par les frontières est ou ouest. La boîte est alors considérée de forme triangulaire et son volume ainsi que l'aire de sa surface et de son fond sont diminués de moitié. C'est également le cas de la boîte 21 située entre 400 et 600 m de profondeur, aucun échange n'est possible sur sa frontière sud à cause de la bathymétrie.

Le tableau 5.2 présente tous les échanges entre les différentes boîtes. Lorsqu'une frontière ne permet aucun transfert, un X est inscrit dans la case correspondante. Les transports imposés comme conditions frontières sont indiqués par le symbole C.F. Regardons en exemple la boîte numéro 3. À l'ouest, elle échange avec la boîte 2, au sud avec la boîte 6 et finalement au fond avec la boîte 10. La boîte 3 est donc en contact direct avec trois autres boîtes. Sur sa frontière nord, les transports sont imposés par les conditions frontières. Puisqu'elle se situe dans la couche de surface, elle ne subit aucun transfert le long de cette frontière (exception faite de la chaleur). Aucun échange n'a lieu sur sa frontière est non plus, car elle est bordée par le continent. Pour la boîte 3, l'équation de conservation du volume se formule donc de la façon suivante :

$$\left[v_{x2,3} a_{2,3} + v_{y6,3} a_{6,3} + v_{z10,3} a_{10,3} \right] + g_3 = 0 \quad (5.4)$$

où v_x est une vitesse est-ouest entre les boîtes 2 et 3, v_y une vitesse nord-sud entre les boîtes 6 et 3, v_z une vitesse advective verticale entre les boîtes 10 et 3, a est l'aire de surface entre les deux boîtes et g la condition frontière pour la boîte 3. Les équations pour la conservation du sel et de la chaleur s'écrivent :

$$\left[v_{x_{2,3}} a_{2,3} \frac{(c_3 + c_2)}{2} - kx_{2,3} a_{2,3} \frac{(c_3 - c_2)}{D_{2,3}} + v_{y_{6,3}} a_{6,3} \frac{(c_3 + c_6)}{2} - ky_{6,3} a_{6,3} \frac{(c_3 - c_6)}{D_{6,3}} + \dots \right. \\ \left. v_{z_{10,3}} a_{10,3} \frac{(c_3 + c_{10})}{2} - kz_{10,3} a_{10,3} \frac{(c_3 - c_{10})}{D_{10,3}} \right] + g_3 = 0 \quad (5.5)$$

où c est la valeur moyenne du paramètre, kx , ky et kz les coefficients de diffusion dans les direction est-ouest, nord-sud et fond-surface respectivement et D la distance du centre de la première boîte au centre de la deuxième. Pour toutes les boîtes, les vitesses sont considérées positives si elles se dirigent de l'ouest vers l'est, du sud vers le nord ou du fond vers la surface. Dans tous les autres cas, les vitesses sont considérées négatives. Le système est finalement écrit sous la forme matricielle suivante :

$$A \times b = G \quad (5.6)$$

où

$$b = \begin{Bmatrix} u \\ v \\ w \\ k_x \\ k_y \\ k_z \end{Bmatrix}$$

et G sont les conditions frontières imposées.

5.2 Pondération et optimisation du modèle

La pondération du système d'équations et l'optimisation de la solution sont des étapes importantes pour assurer la cohérence de la solution, car si une infinité de solutions sont mathématiquement acceptables, très peu sont physiquement réalistes et

représentatives. La décomposition en valeurs singulières recherche parmi toutes les solutions possibles celle dont la norme (somme des carrés des éléments b_i) est la plus petite. Invariablement, cette solution en sera une où les variables multipliées par les coefficients les plus élevés auront également une valeur plus élevée. Or les coefficients de la matrice obtenue dans cette étude présentent des écarts très importants. Ces derniers ne sont pas représentatifs de la précision des données ni de leur variation, ils découlent simplement de l'ordre de grandeur des paramètres utilisés et de la variation de la taille des boîtes du modèle. Si aucune correction n'est apportée pour les contrebalancer, ces écarts se reflèteront dans les valeurs singulières lors de la décomposition de la matrice et les résultats seront simplement le reflet des ordres de grandeur des paramètres. Pour éviter ceci, il importe donc d'apporter une certaine rectification. Pour y parvenir, le système est pondéré. Une grande variété de poids peut s'appliquer. Quelques suggestions sont données dans Wunsch et Minster (1982). Pour ce mémoire, le choix le plus simple a été retenu. Les poids sont choisis de façon à ramener tous les coefficients au même ordre de grandeur. Ceci revient à accorder une importance égale aux différentes équations (donc différents paramètres) ainsi qu'aux différentes inconnues. De cette façon, l'emphase est placée sur la variation de la distribution des paramètres à l'intérieur de la polynie. Les équations de volume sont de l'ordre de l'unité, celles de salinité de l'ordre de 10^{-2} et celles de chaleur de 10^6 .

Deux pondérations différentes sont utilisées sur les équations. La première (Pondération A) présentée au tableau 5.3 divise chaque équation de sel et de chaleur par la valeur moyenne du paramètre sur l'ensemble de la polynie pour le mois considéré. Cette pondération accorde plus d'importance aux boîtes contenant l'eau la plus salée et la plus chaude. La deuxième (Pondération B) présentée au tableau 5.4 divise les équations par le paramètre moyen à l'intérieur de la boîte gérée par l'équation en question. Ce deuxième essai met toutes les boîtes sur un pied d'égalité. Les valeurs utilisées pour le deuxième essai varient peu pour le sel, mais pour la chaleur, elles passent de 0.1 à 2.3 fois la valeur du premier essai.

Une certaine pondération est également de mise pour tenir compte des natures différentes des inconnues (vitesses ou coefficients de diffusion) et de la taille très variable des boîtes. Alors pour les vitesses, les éléments de la matrice sont multipliés par l'inverse des aires des surfaces que les transports traversent ($1/a_{ij}$) et pour les coefficients diffusifs, ils sont multipliés par le rapport distance/surface (D_{ij}/a_{ij}). Les valeurs de ces poids sont présentées au tableau 5.5.

Les deux pondérations sont faites en étapes successives. Dans un premier temps, la pondération pour les inconnues est appliquée de la manière suivante, la matrice des coefficients A devient A' :

$$A' = A \times W \quad (5.7)$$

où W est la matrice diagonale formée par les poids. Ensuite, la matrice A' subit la pondération pour les équations et devient A'' :

$$A'' = S \times A' \quad (5.8)$$

où S est la matrice formée par les poids accordés aux équations de continuité. C'est cette nouvelle matrice pondérée (A'') qui est décomposée en valeurs singulières. La solution b s'obtient ensuite facilement à partir des matrices orthogonales U et V et de la matrice des valeurs singulières L (voir l'annexe 3 sur la décomposition en valeurs singulières):

$$b = W \times b' \quad \text{où} \quad (5.9)$$

$$b' = (V \times (\text{inv}(L) \times (U^T \times G''))) \quad (5.10)$$

$$G'' = S \times G \quad (5.11)$$

Les premiers résultats obtenus contiennent des coefficients de diffusion négatifs, ce qui est une solution mathématiquement possible. Cependant, même si le concept de « viscosité négative » existe (Starr, 1968), cela se produit rarement et il est plus simple d'émettre l'hypothèse, comme Wunch et Minster (1982) l'ont fait, que la diffusion des paramètres se produit dans le sens inverse du gradient et que par conséquent, les

coefficients de diffusion doivent être positifs. La boîte à outil « Optimization » du logiciel Matlab[®] propose différentes méthodes d'optimisation permettant d'imposer cette contrainte. La méthode la plus simple a été choisie, il s'agit du programme « fmincon ». Celui-ci offre en plus du respect des contraintes, la possibilité de minimiser une fonction de plusieurs variables, à partir de données initiales. « fmincon » utilise une méthode de programmation quadratique séquentielle. Pour plus de détails, voir Coleman et coll., (1999). Les données initiales utilisées sont les résultats fournis par la décomposition en valeurs singulières après la pondération et la fonction à minimiser est la somme des carrés des résidus. Ces résidus sont l'écart entre les valeurs observées et celles prédites. Pour chaque équation, il existe un tel résidu. Le système peut être réécrit plus justement :

$$A \times b + n = G \quad (5.12)$$

où n est le vecteur contenant le résidu pour chaque équation. Puisque l'on tente de balancer le volume dans chacune des boîtes, il est souhaitable que ces résidus demeurent aussi petits que possible. C'est pourquoi la fonction à minimiser choisie est la suivante :

$$F = \sum_i (n_i)^2 \quad (5.13)$$

où n_i est le résidu de chaque équation. Le tableau 5.6 présente la somme des carrés des résidus obtenus pour les trois types d'équations et pour les deux schémas de pondération (A et B). Puisque les résidus se sont révélés très similaires pour les équations de sel, seuls ceux des équations de chaleur sont identifiés selon le type de pondération. Finalement, le schéma A qui accorde plus de poids aux boîtes plus salées ou plus chaudes a été conservé et les résultats qu'il a fournis sont présentés dans la suite de ce travail.

5.3 Les résultats

5.3.1 Les transports

Le modèle a fourni des estimations pour chacune des variables et pour chacun des mois. Les valeurs maximales atteintes dans chaque couche sont présentées au tableau 5.7. Les vitesses sont exprimées en m s^{-1} et les coefficients de diffusion en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Dans la totalité des cas, les vitesses horizontales maximales diminuent de la surface vers le fond indiquant que les transports générés par le modèle sont plus importants en surface. Ceci correspond à la répartition des transports calculés à la section 4.3 et utilisés comme conditions frontières. Les vitesses générées par le modèle ($< 10.8 \text{ cm s}^{-1}$) sont plus faibles que celles calculées le long des sections (figures 4.2 à 4.7) qui peuvent atteindre jusqu'à 58 cm s^{-1} . Il faut garder en tête que le modèle donne une valeur moyenne pour toute la surface de la boîte (la portion du transect correspondant), il est donc normal qu'il ne reproduise pas les valeurs les plus élevées sur celle-ci.

À l'inverse, les vitesses verticales obtenues semblent parfois un peu fortes. Le tableau 5.8 présente les vitesses verticales se dirigeant vers la surface qui sont supérieures à $1.16 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-1}$ ($\sim 1 \text{ m jour}^{-1}$). Elles sont classées selon le mois et la boîte dans laquelle elles pénètrent. Les couleurs attribuées aux numéros de boîtes (du vert au violet) indiquent le nombre de mois pour lesquels les vitesses sont supérieures à 1 m jour^{-1} . Un deuxième code couleur (du jaune au rouge) est défini pour identifier les plages de vitesses. Neuf des seize boîtes ayant une composante verticale ont des vitesses élevées au moins deux mois sur quatre. Les cinq boîtes ayant ces vitesses sur trois ou quatre mois sont situées dans la portion sud du modèle entre les transects 4 et 5. Elles couvrent les extrémités est (7-14-19) et ouest (4) (voir la figure 5.1 pour les numéros de boîtes). C'est également dans ces boîtes que l'on retrouve les vitesses les plus élevées, particulièrement dans les boîtes 7 et 14 situées l'une au-dessus de l'autre. Le nombre total de boîtes ayant des vitesses élevées par mois diminue d'avril à septembre. Tout ceci suggère qu'il y a davantage de « upwelling » le long de la côte du Groenland que sur le reste de la région couverte par le modèle et que le phénomène, tout en demeurant fort, perd de l'ampleur

entre avril et juin et se restreint à la frontière est. Au cours du mois de septembre, les vitesses élevées se situent uniquement le long de la frontière ouest.

L'imposition d'une contrainte positive sur les coefficients de diffusion a eu pour principale conséquence d'imposer une valeur fixe de $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ à tous les coefficients de diffusion qui étaient de valeur négative lors des résultats préliminaires. Exception faite de ces valeurs, les coefficients horizontaux obtenus pour cette étude (entre 10^1 et 10^4) sont à mi-chemin entre ceux calculés par Savenkoff et coll. (2001) pour une étude sur le golfe du St-Laurent (entre 10^2 et 10^4) et ceux publiés par Wunsch et Minster (1982) pour le nord de l'océan Atlantique (entre 10^{-1} et 10^2). Pour leur part, les coefficients verticaux (entre 10^{-4} et 10^{-2}) de cette étude sont un peu plus élevés que ceux retrouvés dans ces publications (entre 10^{-5} et 10^{-3}). En bout de ligne, à l'exception des transports de chaleur verticaux, les transports diffusifs représentent généralement moins de 1 % des transports totaux. Ces coefficients sont donc trop petits pour fournir un transport diffusif qui soit significativement important en comparaison du transport advectif. Ils sont donc considérés négligeables.

Au tableau 5.9, on peut voir le pourcentage que représentent les résidus par rapport aux transports entrant dans les boîtes et ce pour chacun des mois. Ceux-ci sont assez similaires pour les transports volumiques et pour ceux du sel. Dans l'ensemble, l'équilibre a été établi de façon acceptable dans le modèle. Même si le pourcentage le plus élevé atteint 30 %, peu d'entre eux sont supérieurs à 10 % et ils se situent tous dans des boîtes formant les coins ou la couche profonde du modèle. Ce sont les boîtes 1, 7, 8, 14 et 19 à 23. La difficulté à établir l'équilibre dans ces boîtes s'explique par la limitation des échanges causée par le faible nombre de surfaces communes avec d'autres boîtes. Les pourcentages varient beaucoup d'un mois à l'autre.

5.3.2 Variations saisonnières de la circulation

Les figures 5.2 à 5.5 présentent la circulation à l'intérieur de la polynie pour les quatre mois à l'étude. Les flèches en bordure des boîtes sont les conditions frontières

imposées au modèle et elles ont été déterminées à la section 4.3. Celles reliant les différentes boîtes sont déterminées par la résolution du système d'équations. Les cercles représentent la circulation verticale. Selon la convention couramment utilisée en physique, ceux munis d'un point indiquent les transports qui se dirigent vers le lecteur, donc du fond vers la surface et ceux munis d'une croix représentent les transports inverses.

De façon générale, la circulation est caractérisée par deux entrées d'eau. La première provient du détroit de Nares à l'extrémité nord du modèle et la seconde provient de la baie de Baffin et pénètre au sud-est du modèle. La sortie principale est située au sud-ouest. Le modèle a fourni un patron de circulation semblable pour les mois d'avril et de mai. À quelques exceptions près, l'eau s'écoule toujours du nord vers le sud et de l'est vers l'ouest. La remontée d'eau du sud vers le nord à l'extrémité sud-est et sa re-direction vers l'ouest supporte l'hypothèse proposée par Muench (1971) d'une circulation cyclonique dans la portion sud de la polynie. Ce mouvement est surtout visible dans les deux cents premiers mètres de profondeur. Sous les quatre cents mètres, un nouveau patron se dessine. L'eau remonte le chenal central du sud vers le nord. Ces résultats sont plutôt en accord avec le patron de circulation générale présenté par Melling et coll. (2001) à la figure 2.3. Au cours de ces deux mois, presque toutes les boîtes subissent des remontées d'eau en surface suggérant la présence de « upwelling ». La circulation se complique aux mois de juin et septembre. La circulation nord-sud domine toujours au-dessus des deux cents premiers mètres, mais elle s'inverse dans les couches plus profondes et remonte vers le nord. Le mouvement cyclonique au sud de la polynie est toujours visible en septembre. Il est par contre difficile de le reconnaître en juin, le patron de circulation étant trop compliqué. Pour ces deux derniers mois, le mouvement vertical de l'eau est inversé. Il y a plus de boîtes indiquant un enfoncement de l'eau qu'une remontée.

La circulation générale obtenue en juin présente une bonne ressemblance avec celle obtenue par Bâcle (2000) dans son analyse de la circulation le long des isopycnes. Les ressemblances les plus marquées sont dans la couche de surface et dans la couche

intermédiaire. Les deux études montrent un mouvement nord-sud en surface et une forme de circulation cyclonique à mi-profondeur. Cette dernière est visible sur la figure 5.4 (entre 200-400 m) de cette étude et à la figure 5.20b (le long de l'isopycne de 27.4) de Bâcle. Puisque ces deux études utilisent les mêmes données brutes, la présence de figures similaires permet de croire que la complexité de la circulation simulée par le modèle est en respect avec les données récoltées.

5.3.3 Variations saisonnières des bilans

Les flux de chaleur de surface sont présentés au tableau 5.10. Les valeurs du tableau A ont été calculées en comparant les transports des transects 2 et 4, puis des transects 4 et 5 obtenus à la section 4.3. Les flux du tableau B sont ceux échangés à l'interface air-eau par le modèle pour respecter la conservation de la chaleur dans les boîtes. Ces derniers sont également divisés par l'aire de la surface. Les résultats totaux sont assez similaires en avril (-46 et -61 $W m^{-2}$) et en juin (-24 et -29 $W m^{-2}$). Dans tous les cas, ils indiquent une perte de chaleur de l'eau vers l'air. En mai (+2 et -33 $W m^{-2}$) et en septembre (-23 et +5 $W m^{-2}$), les différences sont plus importantes, particulièrement lorsque l'on considère la répartition nord (entre 2 et 4) et sud (entre 4 et 5) des échanges. Ces écarts entre A et B auraient pu être évités si les transports calculés le long du transect 4 avaient été utilisés pour forcer le modèle. Cette option n'a pas été considérée, car elle limite la liberté du modèle à établir un patron de circulation. Finalement, une partie de cette différence est imputable aux résidus de chaleur du modèle, car ils engendrent un débalancement des boîtes qui peut atteindre jusqu'à $\pm 5 W m^{-2}$.

Il est à noter qu'il existe une grande variation entre les flux de surface calculés par les différents auteurs (voir tableau 2.3). En comparaison, les résultats totaux obtenus pour les mois d'avril, de mai (cas A) et de septembre sont plausibles, car ils se situent à l'intérieur de l'intervalle des valeurs publiées par ces auteurs (Muench, 1971; Steffen et Ohmura, 1985 et Walmsley, 1966). Les résultats d'avril sont plus près de celui de Walmsley, 1966 et celui de septembre (cas B) est similaire à celui de Steffen et Ohmura, 1985. Il en va autrement pour les résultats de mai fournis par le modèle (cas B) et ceux de

juin. Au cours de ces mois, les flux devraient, selon ces auteurs, être inversés. C'est-à-dire que la masse d'eau devrait gagner de la chaleur en provenance de l'atmosphère et non pas en perdre. Ce débalancement est possiblement causé par l'absence d'estimation des flux de radiation en surface. Ces derniers étant plus importants au cours des mois de mai et de juin, il est possible que leur absence ait davantage influencé les bilans de ces mois que ceux d'avril et de septembre.

6. SOMMAIRE ET CONCLUSION

Cette étude s'intégrait au programme de recherche NOW, vaste étude internationale ayant pour but de comprendre l'interaction entre les processus biologiques et les mécanismes physiques responsables de l'ouverture et du maintien de la polynie North Water. Les objectifs de départ de ce travail étaient les suivants :

- Déterminer des courants totaux dans la polynie.
Cet objectif a nécessité deux étapes : le calcul des courants géostrophiques et celui des courants du niveau de référence.
- Calculer les transports de chaleur, de sel et d'eau douce à travers la polynie.
- Déterminer le patron de circulation générale dans la polynie.
- Calculer les flux de chaleur en surface de la polynie.

Pour réaliser ce premier objectif, deux méthodes furent employées, la méthode dynamique et une variante de la méthode inverse de Wunsch (1978). La première méthode a servi à calculer les vitesses relatives (seule composante présentée dans les publications sur la région de la polynie NOW) et la seconde a donné une estimation des vitesses du niveau de référence. Contrairement à toutes les études précédentes effectuées sur la région de la polynie, les vitesses relatives furent calculées pour un niveau de référence établi au fond plutôt qu'à mi-profondeur; ceci a permis d'obtenir pour la première fois une estimation des courants sous la barre des 200 m. En dépit de ses faiblesses, la méthode dynamique a fourni de bonnes estimations des courants au fil des ans.

Pour obtenir une estimation acceptable des vitesses du niveau de référence, le problème fut formulé de façon inverse. C'est-à-dire que l'on a tenté de déterminer quelles vitesses étaient nécessaires pour respecter la conservation du volume et du sel à l'intérieur de la région de la polynie délimitée par deux transects. Ces résultats sont utilisés comme valeurs minimales raisonnables des courants du niveau de référence. Aucune autre

estimation de ces courants n'est disponible dans la littérature. Ils varient entre $\pm 5 \text{ cm s}^{-1}$ au sud de la polynie et entre $\pm 25 \text{ cm s}^{-1}$ au nord. L'addition des vitesses relatives à celles du niveau de référence a finalement fourni les vitesses totales. Elles varient entre $\pm 25 \text{ cm s}^{-1}$ au sud et entre -45 cm s^{-1} et $+ 20 \text{ cm s}^{-1}$ au nord. La différence dans les vitesses au sud et au nord s'explique par la forme trapézoïdale de la région à l'étude. Puisqu'aucune entrée n'est possible par les côtés, pour permettre le même transport à son entrée et à sa sortie, la région doit avoir des vitesses plus rapides le long de sa section la plus courte, soit celle au nord. Les quelques données des courantomètres situés à proximité des transects d'échantillonnage disponibles sont comparables aux vitesses calculées par la combinaison de la méthode dynamique avec la méthode inverse. Il faut bien prendre soin de noter que les courantomètres ont enregistré les vitesses à des profondeurs précises, généralement en surface ou près du fond.

Le deuxième objectif impliquait l'utilisation de ces vitesses totales pour calculer les transports de volume, de chaleur, de sel et d'eau douce traversant la polynie. Cela a fourni des résultats assez comparables à ceux de la littérature en dépit du fait qu'une composante supplémentaire de la vitesse (celle du niveau de référence) était ajoutée aux calculs. Les transports totaux pour les mois d'avril, mai, juin 1998 et septembre 1999 sont respectivement de 0.82, 0.82, 0.60 et 0.71 Sv en direction sud pour une moyenne de $0.74 \pm 0.11 \text{ Sv}$. Les transports totaux apparemment plus faibles en juin sont en réalité la conséquence d'une augmentation plus forte des transports en direction nord (WGC à l'extrémité sud-est) que de ceux en direction sud. Les transports de chaleur varient entre 0.67×10^{12} et $2.63 \times 10^{12} \text{ W}$ pour une moyenne de $1.77 \pm 0.56 \times 10^{12} \text{ W}$. Ceux de sel varient entre 19.9×10^6 et $27.4 \times 10^6 \text{ kg s}^{-1}$ et ceux d'eau douce entre 0.023 et 0.057 Sv.

Tous ces résultats ont ensuite été intégrés dans un modèle à boîtes simple. Ce dernier a permis d'atteindre le troisième objectif qui était d'évaluer la recirculation dans la région de la polynie à partir du patron de distribution des paramètres physiques et des équations de conservation du volume, du sel et de la chaleur. Le modèle créé est à l'image du modèle inverse utilisé par Wunsch et Minster (1982) pour étudier la circulation nord atlantique, mais considère les trois dimensions spatiales. Il comprend en tout 23 boîtes

actives réparties sur quatre couches. Les équations de conservation sont imposées dans chacune des boîtes individuellement. Le système fut pondéré pour accorder plus d'importance aux boîtes contenant plus de sel et plus de chaleur. En plus de minimiser les résidus, les poids choisis ont amenuisé les écarts liés aux ordres de grandeur des paramètres, à la taille des boîtes et aux différentes natures des inconnues. Finalement, la diffusion fut forcée dans le sens inverse du gradient et la somme des résidus fut minimisée à l'aide d'une méthode de programmation quadratique séquentielle.

Pour tenir compte des importants flux de chaleur entre l'océan et l'atmosphère, une inconnue supplémentaire fut ajoutée aux équations de chaleur pour chacune des boîtes de la couche de surface. Ceci a permis d'obtenir, en plus d'un patron de circulation, une estimation des flux de chaleur en surface ce qui représentait le quatrième et dernier objectif.

Les valeurs obtenues pour les vitesses et les coefficients de diffusion ont démontré que : 1) les régions les plus propices au « upwelling » sont celles au sud-est de la région de la polynie; 2) la tendance au « upwelling » diminue d'avril à septembre; 3) les transports diffusifs sont négligeables comparativement aux transports advectifs. Le modèle a fourni des vitesses horizontales un peu faibles et des vitesses verticales un peu fortes, mais la tendance générale est réaliste. Les flux de chaleur fournis par le modèle sont acceptables pour les mois d'avril et de septembre, mais ceux de mai et de juin sont un peu faibles en comparaison des valeurs de la littérature. Ceci est probablement dû à l'absence des flux radiatifs en surface.

De façon générale, la circulation obtenue au cours des mois d'avril et de mai est comparable à celle proposée par Melling et coll. (2001) à partir de données historiques. Celle obtenue en juin, présente des structures similaires à celle publiées dans Bâcle (2000). Au cours des deux premiers mois, le modèle donne une circulation assez uniforme du nord vers le sud et de l'est vers l'ouest sur les 400 premiers mètres de profondeur. Les quatre boîtes actives de la couche la plus profonde représentent le chenal central. Dans ce dernier, le modèle donne une circulation inversée qui remonte vers le

nord. En juin et en septembre, la circulation n'est plus aussi simple. Seuls demeurent le mouvement général du nord vers le sud et le mouvement cyclonique à l'extrémité sud de la région. La remontée d'eau vers le nord dans le chenal central n'est plus visible en juin, mais il est rétabli en septembre.

Dans l'ensemble, les travaux effectués ont permis d'atteindre les objectifs formulés au tout début du projet. Par contre, il pourrait être intéressant de pousser plus avant certaines facettes de ce travail pour obtenir plus d'information et de précision sur les résultats obtenus. Lors de la détermination des vitesses du niveau de référence, il aurait été préférable de pouvoir ajuster les vitesses totales à partir de données de courantomètres. Comme vu précédemment, ceci n'a pas été possible au cours de ce travail à cause de la trop faible quantité de données disponibles. Les bilans effectués à l'aide du modèle à boîtes se limitent aux données enregistrées par les CTD. Il serait avantageux d'ajouter à ces dernières des données de météorologie, notamment des flux de radiation en surface pour le bilan de chaleur ainsi que des données d'évaporation, précipitation, fonte de la glace et ruissellement qui permettraient d'ajouter une contrainte de conservation de l'eau douce au modèle. Il serait intéressant d'essayer une plus grande variété de schémas de pondération, d'autres méthodes d'optimisation et de nouvelles contraintes (paramètres biogéochimiques) sur le modèle à boîte, ceci permettrait d'ajuster l'importance accordée aux différentes propriétés, variables et boîtes. Finalement, une estimation des erreurs sur les calculs devrait être inclus lors de travaux futurs.

7. RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aagaard, K. et P. Greisman (1975).** Toward new mass and heat budgets for the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 80: 3821-3827.
- Aagaard, K. et E. C. Carmack (1989).** The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, 94 (C10): 14,485-14,498.
- Addison, V. G. (1987).** *The physical oceanography of the Northern Baffin Bay-Nares Strait region*. M.Sc. thesis, Naval Postgraduate School, Monterey, CA., 99 p.
- Anonyme (1986).** *Operating manual RCM 4s/5s. Recording Current Meter. Models 4s& 5s. Technical Description No. 119.*
- (1987). *Operating manual RCM 7s/8s. Recording Current Meter. Models 7s& 8s. Technical Description No. 159.*
- (2001). Work Horse. Monitor, Sentinel, Rio Grande, and Mariner. Acoustic Current Profiler. Technical Manual. RD Instruments Acoustic Doppler Solutions. P/N 957-6150-00.
- Bâcle, J. (2000).** *The physical oceanography of waters under the North Water Polynya*. M.Sc. thesis, Atmospheric and Oceanic Sciences Centre for Climate and Global Change Research, McGill, Montreal, 101 p.
- Barber, D. G., J. M. Hanesiak, W. Chan, et J. Piwowar (2001).** Sea ice and meteorological conditions in Northern Baffin Bay and the North Water Polynya between 1979 and 1996. *Atmosphere-Ocean*, 39 (3): 343-359.
- Barber, D. G., R. Marsden, P. Minnett, R. G. Ingram, et L. Fortier (2001).** Physical Processes within the North Water (NOW) Polynya. *Atmosphere-Ocean*, 39 (3): 163-166.

- Biggs, N. R. T., M. A. Morales Maqueda, et A. J. Willmott (2000).** Polynya flux model solutions incorporating a parameterization for the collection thickness of consolidated new ice. *Journal of Fluid Mechanics*, 408: 179-204.
- Biggiani, F. et T. S. Hopkins (1997).** The water mass characteristics of the Northeast Water Polynya: Polar Sea data 1992-1993. *Journal of Marine Systems*, 10: 139-156.
- Bjornsson, H., A. J. Willmott, L. A. Mysak, et M. A. Morales Maqueda (2001).** Polynyas in a high-resolution dynamic-thermodynamic sea ice model and their parameterization using flux models. *Tellus*, 53 (2): 245-265.
- Coleman, T., M. A. Branch, et A. Grace (1999).** *Optimization Toolbox*. The MathWorks, Inc., Natick, MA., 300 p.
- Collin, A. E. (1963).** Proceedings of The Arctic Basin Symposium., Tidewater Publishing Corp., Centreville, 128-136.
- Darby, M. S., A. J. Willmott, et L. A. Mysak (1994).** A nonlinear steady-state model of the North Water Polynya, Baffin Bay. *Journal of Physical Oceanography*, 24: 1011-1020.
- Deming, J., L. Fortier, et M. Fukuchi (2002).** The international North Water Polynya study (NOW): a brief overview. *Deep-Sea Research II*, 49: 4887-4892.
- Dunbar, M. (1969).** The geographical position of the North Water. *Arctic*, 22 (4): 438-441.
- Dunbar, M. et M. J. Dunbar (1972).** The history of the North Water. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 72 (21): 231-241.
- Fortier, L., M. Fortier, M. Fukuchi, D. G. Barber, Y. Gratton, L. Legendre, T. Odate, et B. Hargrave (2001).** The international North Water Polynya study (NOW): A

progress report. Memoirs of National Institute of Polar Research, special issue, Tokyo. Rapport no. 54. 343-348 p.

- Gill, A. E. (1982).** *Atmosphere - Ocean dynamics*. Vol. 30, Academic Press, New York, 662 p.
- Heinrichs, J. F. (1996).** *Coupled Ice/Ocean modeling of Baffin Bay and the formation of the North Water Polynyas*. Department of Geography, University of Colorado, Boulder, 136 p.
- Ikeda, M. (1987).** Salt and heat balances in the Labrador sea using a box model. *Atmosphere-Ocean*, 25 (2): 197-223.
- Kiilerich, A. B. (1939).** The GODTHAAB expedition 1928, a theoretical treatment of the hydrographic observation material. *Meddelelser om Gronland*, 78 (5): 1-148.
- Killworth, P. D. (1983).** Absolute velocity calculations from single hydrographic sections. *Deep-Sea Research*, 30 (5A): 513-542.
- Kliem, N. et D. A. Greenberg (2003).** Diagnostic simulations of the summer circulation in the canadian Arctic Archipelago. *Atmosphere-Ocean*, 41 (4): 273-289.
- Lewis, E. L., D. Ponton, L. Legendre, et B. Leblanc (1996).** Springtime sensible heat, nutrients and phytoplankton in the Northwater polynya. *Canadian Arctic Continental Shelf Research*, 16 (14): 1775-1792.
- Marsden, R. F., J. Serdula, E. Key, et P. J. Minnett (2004).** Are polynyas self-sustaining? *Atmosphere-Ocean*, 42 (4): 251-265.
- Maxwell, J. B. (1981).** Climatic Regions of the Canadian Arctic islands. *Arctic*, 34 (3): 225-240.

- Melling, H. (1999).** Observations by moored instruments in Northern Baffin Bay 1997-1998. Unpublished report, Institute of Ocean Sciences, Sidney, B. C. Rapport no. 76 p.
- , (2000). Exchanges of freshwater through the shallow straits of the North American Arctic. *The freshwater budget of the Arctic Ocean*, E. L. Lewis, éditeurs., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, pp.479-502.
- Melling, H., Y. Gratton, et R. G. Ingram (2001).** Ocean circulation within the North Water Polynya of Baffin Bay. *Atmosphere-Ocean*, 39 (3): 301-325.
- Mertz, G., S. Narayanan, et J. Helbig (1993).** The freshwater transport of the Labrador current. *Atmosphere-Ocean*, 31 (2): 281-295.
- Minster, J.-F. (1997).** *La machine océan*. Flammarion, Paris, 298 p.
- Morales Maqueda, M. A., A. J. Willmott, et N. R. T. Biggs (2004).** Polynya dynamics: A review of observations and modeling. *Reviews of Geophysics*, 42 (1): 37.
- Muench, R. D. (1971).** The physical oceanography of the northern Baffin Bay region. Baffin Bay - North Water Project, Arctic Institute of North America, University of Calgary, Calgary. Rapport no. 1. 150 p.
- Mysak, L. A. et F. Huang (1992).** A latent and sensible heat polynya model for the North Water, Northern Baffin Bay. *Journal of Physical Oceanography*, 22: 596-608.
- Palfrey, K. M. et C. G. Day (1968).** Oceanography of Baffin Bay and Nares Strait in the summer of 1966 and current measurements in Smith Sound, summer 1963., United States Coast Guard Oceanographic. Rapport no. 16. 204 p.
- Pease, C. H. (1987).** The size of wind-driven coastal polynyas. *Journal of Geophysical Research*, 92 (C7): 7049-7059.

- Pickard, G. L. et W. J. Emery (1982).** *Descriptive physical oceanography. An introduction.* 4e éd. Pergamon Press, Oxford, 249 p.
- Pinot, J. M. et A. Ganachaud (1999).** The role of winter intermediate waters in the spring-summer circulation of the Balearic Sea - 1. Hydrography and inverse box modeling. *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 104 (C12): 29843-29864.
- Pollard, R. T. (1983).** Mesoscale (50-100 km) circulations revealed by inverse and classical analysis of the JASIN hydrographic data. *Journal of Physical Oceanography*, 13: 377-394.
- Pond, S. et G. L. Pickard (1983).** *Introductory dynamical oceanography.* 2 éd. Pergamon Press, Oxford, 330 p.
- Prinsenbergh, S. J. et J. Hamilton (2004).** Monitoring the volume, freshwater and heat fluxes through Lancaster Sound in the Canadian Arctic Archipelago. *Atmosphere-Ocean*: 1-5.
- Roemmich, D. (1980).** Estimation of meridional heat flux in the North Atlantic by inverse methods. *Journal of Physical Oceanography*, 10: 1972-1983.
- (1981). Circulation of the Caribbean Sea: A well-resolved inverse problem. *Journal of Geophysical Research*, 86 (C9): 7993-8005.
- Rudels, B. (1986).** The outflow of polar water through the Arctic Archipelago and the oceanographic conditions in Baffin Bay. *Polar Research*, 4: 161-180.
- Sadler, H. E. (1976).** Water, heat, and salt transports through Nares strait, Ellesmere Island. *Journal of Fisheries Research Board of Canada*, 33: 2286-2295.
- Savenkoff, C., A. F. Vezina, P. C. Smith, et G. Han (2001).** Summer transports of nutrients in the Gulf of St. Lawrence estimated by inverse modelling. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52 (5): 565-587.

- Schott, F. et H. Stommel (1978).** Beta-spirals and absolute velocities in different oceans. *Deep Sea Research*, 25: 961-1010.
- Smith, E. H., F. M. Soule, et O. Mosby (1937).** The MARION expedition to Davis Strait and Baffin Bay : Part II, Physical Oceanography. United States Coast Guard Bulletin. Rapport no. 19.
- Snyder, J. P. (1987).** *Map Projections - A working Manual*. Washington, 383 p.
- Starr, V. P. (1968).** *Physics of negative viscosity phenomena*. Mc-Graw Hill, New York, 256 p.
- Steffen, K. (1985).** Warm water cells in the North Water, northern Baffin Bay during winter. *Journal of Geophysical Research*, 90 (C5): 9129-9136.
- (1986). Ice conditions of an arctic polynya: North Water in winter. *Journal of Glaciology*, 32 (112): 386-390.
- Steffen, K. et A. Ohmura (1985).** Heat exchange and surface conditions in North Water, northern Baffin Bay. *Annals of Glaciology*, 6: 178-181.
- Stigebrandt, A. (1981).** A model for the thickness and salinity of the Arctic Ocean and the relationship between the ice thickness and some external parameters. *Journal of Physical Oceanography*, 11: 1407-1422.
- Vetrano, A., G. P. Gasparini, R. Molcard, et M. Astraldi (2004).** Water flux estimates in the central Mediterranean Sea from an inverse box model. *Journal of Geophysical Research*, 109 (C01019).
- Vincent, R. F. et R. F. Marsden (2001).** An analysis of the dissolution of ice in Nares strait using AVHRR imagery. *Atmosphere-Ocean*, 39 (3): 209-222.
- Vowinckel, E. et S. Orvig (1962).** Water balance and heat flow of the Arctic Ocean. *Arctic*, 15 (3): 205-223.

- Walmsley, J. L. (1966).** Ice cover and surface heat fluxes in Baffin Bay. Publication in meteorology, Marine Sciences Center, McGill University, Montreal. Rapport no. 84. 94 p.
- Willmott, A. J., M. A. Morales Maqueda, et M. S. Darby (1997).** A model for the influence of wind and oceanic currents on the size of a steady-state latent heat coastal polynya. *Journal of Physical Oceanography*, 27: 2256-2275.
- Worthington, L. V. (1976).** *On the North Atlantic circulation*. Johns Hopkins Press, Baltimore, Md., 120 p.
- Wunsch, C. (1977).** Determining the general circulation of the Oceans: A preliminary discussion. *Science*, 196: 871-875.
- (1978). The North Atlantic general circulation west of 50°W determined by inverse methods. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 16 (4): 583-620.
- (1996). *The ocean circulation inverse problem*. Cambridge University Press, 442 p.
- Wunsch, C. et J.-F. Minster (1982).** Methods for box models and ocean circulation tracers: mathematical programming and nonlinear inverse theory. *Journal of Geophysical Research*, 87 (C8): 5647-5662.
- Wunsch, C. et B. Grant (1982).** Towards the general circulation of the North Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, 11 (1): 1-59.
- Wunsch, C., D. Hu, et B. Grant (1983).** Mass, heat, salt and nutrient fluxes in the South Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 13: 725-753.
- Yackel, J., D. G. Barber, et T. N. Papakyriakou (2001).** On the examination of spring melt in the North Water Polynya using RADARSAT-1. *Atmosphere-Ocean*, 39 (3): 195-208.

Yao, T. et C. L. Tang (2003). The formation and maintenance of the North Water Polynya. *Atmosphere-Ocean*, 41 (3): 187-201.

LES TABLEAUX

	Auteurs	Années d'échantillonnage	Volume [Sv]	Chaleur [W]	Eau douce [Sv]	niveau de référence [db]	
Canal Robeson	Sadler, 1976	mai 1972	0.67	-3,68E+12		a	
	Addison, 1987	septembre 1986	0.2			200	
Nares Strait	Kliem, 2003	mod. num. (été)	0.41				
Déroit Smith	Palfrey et Day, 1968 ^b	1966	1.26				
	Muench, 1971		0.2 ^f				
	Addison, 1987	septembre 1986	0.3			200	
Déroit Jones	Kiellerich, 1939 ^b	1928	0.3			1000	
	Collin, 1963 ^b	1957	0.27			500	
	Palfrey et Day, 1968 ^b	1966	0.42			700	
		1966	0.20			700	
	Addison, 1987	septembre 1986	0.3			200	
	Kliem, 2003	mod. num. (été)	0.18				
Barrow Strait	Kliem, 2003	mod. num. (été)	0.28				
Déroit Lancaster	Kiellerich, 1939 ^b	1928	0.65			1000	
		Collin, 1963 ^b	1957	1.0		500	
	Palfrey et Day, 1968 ^b	1966	0.45 ^e			700	
		1966	0.68 ^e			700	
	Muench, 1971	1966	0.3 ^e			700	
		1966	0.6 ^e			700	
	Addison, 1987	septembre 1986	1.1			200	
	Prinsenberget Hamilton, 2004	printemps 1999	0.48	-3,10E+05	0.031		
		été 1999	0.70	-4,20E+05	0.044		
		printemps 2000	1.09	-6,90E+05	0.065		
été 2000		1.32	-7,30E+05	0.081			
Prinsenberget Hamilton, 2004	printemps 2001	0.81	-5,20E+05	0.051			
	été 2001	1.24	-6,70E+05	0.076			

(A)

Tableau 2.1 (A) : Revue des transports calculés par différents auteurs dans la région de la polynie NOW [$1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$]. (A) Régions du canal de Robeson, de Nares et Barrow Strait et des détroit de Smith, de Jones et de Lancaster. Seuls les transports nets vers le sud ou vers l'est (détroit de Jones, de Barrow et de Lancaster) sont présentés. a) Transports intégrés à partir des données de courantomètres. b) Auteurs cités dans Muench (1971). e) Muench a utilisé les mêmes données que Palfrey et Day (1968). Il suggère que leurs résultats sont erronés. f) Basé sur les résultats de plusieurs auteurs.

Nord de la baie de Baffin entre l'île Bylot et le cap York	Auteurs	Années d'échantillonnage	Volume [Sv]	Chaleur [W]	Eau douce [Sv]	niveau de référence [db]
	Smith et al. 1937 ^b	1928	1.51			
	Vowinkel et Orvig, 1962 ^b		1.17			
	Collin, 1963 ^b		1.5			
	Palfrey et Day, 1968 ^b	1966	1.74			700
		1966	1.3			700
		1966	2.25			700
	Aagaard et Greisman, 1975 ^c		1.7		0.037 ^d	
	Stigenrandt, 1981 ^c				0.063 ^d	
	Rudels, 1986 ^c				0.040 ^d	
Aagaard et Carmack, 1989 ^c		2		0.029 ^d		

(B)

Tableau 2.1 (B) : Revue des transports calculés par différents auteurs dans la région de la polynie NOW [$1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$]. (B) Région entre l'île Bylot et le cap York. Seuls les transports nets vers le sud sont présentés. b) Auteurs cités dans Muench (1971). c) Auteurs cités dans Mertz et coll. (1993). d) Calculs effectués par Mertz et coll. (1993) à partir des données des auteurs.

Baie de Baffin				
Année	Transport volumique (Sv)			Transport de chaleur (10^{12}W)
	courant de Baffin	courant WGC	net	net
1961	-1,69	0,15	-1,54	-7,79
1962	-2,28	0,00	-2,28	-9,80
1963	-3,11	0,37	-2,74	-13,90
1966	-2,04	0,34	-1,70	-12,35
Moyenne	-2,28	0,22	-2,07	-10,96
écart-type	0,60	0,17	0,55	2,71

Tableau 2.2 : Transports calculés par Muench (1971) au nord de la baie de Baffin. Les données ont été recueillies dans la baie de Baffin entre les années 1960 à 1963 et 1966. Le signe négatif indique la direction sud. Les transports nets sont la somme des transports du courant de Baffin et du courant de l'ouest du Groenland. Muench a utilisé un niveau de référence variable basé sur la méthode de Defant (1961) et une température de référence de -1.85°C .

AUTEUR	Flux de chaleur en surface [W / m ²]												année cumul.
	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	octobre	nov.	déc.	
Muench ^a	-611	-628	-515	-268	42	134	151	67	-88	-218	-393	-582	-2909
Steffen ^b	-223	-163	-149	3	120	227	170	95	9	-130	-172	-193	-406
Walmsley ^c	-110	-67	-75	-58	-17	77	141	75	-60	-150	-151	-110	-505
Yao ^d		-58 e											
		-65 f											
		-71 g											

Tableau 2.3 : Flux de chaleur moyen à l'interface air-eau dans le nord de la baie de Baffin. Les valeurs négatives indiquent des pertes de chaleur de l'océan vers l'atmosphère. a) Muench, 1971; région de la polynie. b) Steffen et Ohmura, 1985; région de la polynie. c) Walmsley, 1966; région de la baie de Baffin. d) Yao et Tang., 2003; e) région de Nares Strait; f) région au sud-est de l'extrémité sud de l'île d'Ellesmere; g) région au nord-ouest de la baie d'Inglefield. Ces trois dernières valeurs sont des moyennes pour les mois de janvier, février et mars.

Nombre de stations par mois et par transect								
Mois	# Transects							Total
	0	1	2	3	4	5	6	
Août 1997		2	3	4		4		13
Avril 1998	3	3	5	6	11	11		39
Mai 1998	3	3	6	6	11	12		41
Juin 1998	3	3	6	7	11	15	16	61
Juillet 1998		3			2	5		10
Septembre 1999		5	7		13	15	14	54

Tableau 3.1 : Nombre de stations échantillonnées pour chaque mois et chaque transect. Pour diverses raisons incluant la pose et la récupération des mouillages ainsi que la présence du couvert de glace, les stations n'ont pas toutes été échantillonnées à tous les mois. Le présent tableau indique que les mois pendant lesquels la couverture de la polynie fut maximale sont avril, mai, juin et septembre.

Transects	Palanquées
Avril T1	25-19-20
Avril T2	87-89-90-92-93
Avril T3	45-105-104-103-95
Avril T4	106-112-111-110-109-123-126-128-129-130-131
Avril T5	73-113-114-115-116-117-142-141-140-139-136
Mai T1	153-166-167-168
Mai T2	171-172-177-185-183-180
Mai T3	196-195-187-193-192
Mai T4	250-251-252-254-256-223-222-221-219-213
Mai T5	247-241-240-238-236-234-233-232-230-229
Juin T1	277-278-279
Juin T2	294-293-297-299-303
Juin T3	316-317-314-313-305-307-310
Juin T4	321-322-323-324-326-329-333-335-343-341-338
Juin T5	370-368-364-361-363-360-359-357-344-345-353-350-351-352
Juin T6	371-373-374-375-376-378-380-382-383-384-385-387-388-390-392-393
Sept. T1	34-22-38-39
Sept. T2	83-81-80-79-76-77-78
Sept. T4	73-72-70-69-68-67-66-65-64-63-60-59
Sept. T5	41-45-46-47-48-49-50-51-52-54-55-56-57
Sept. T6	84-85-86-89-90-93-94-95-96-98-99-100-101

Tableau 3.2 : Liste des numéros de palanquées sélectionnés pour chaque transect.

Sections	
Transects	Aires [km ²]
2	30.18
4	48.64
5	70.27

(A)

Frontière Ouest				
	Distance [km]		Aires [km ²]	% d'aires de section
transects	moyennes	écart-type	~ 200 m	
2	14,76	2,96	2,95	10
4	10,62	2,23	2,12	4
5	16,65	9,87	3,33	5

(B)

Frontière Est				
	Distance [km]		Aires [km ²]	% d'aires de section
transects	moyennes	écart-type	~ 200 m	
2	25,74	8,18	5,15	17
4	28,67	11,36	5,73	12
5	49,58	18,19	9,92	14

(C)

Tableau 4.1 : Aires des sections recouvertes par les transects d'échantillonnage (A) et estimations des aires entre les transects et les côtes continentales pour une profondeur moyenne de 200 m (B) et (C). Les distances et les aires sont des valeurs moyennes calculées pour les quatre mois à l'étude. Le pourcentage donne l'importance de la distance non échantillonnée entre la côte et le transect relativement à celle échantillonnée.

Transports volumiques [Sv]						
		dus aux vitesses totales	dus aux vitesses du niveau de référence		dus aux vitesses relatives	
transects		2 et 5	2	5	2	5
Mois	Avril	-0,82	-0,09	0,06	-0,73	-0,88
	Mai	-0,82	-0,28	0,01	-0,54	-0,83
	Juin	-0,60	-0,29	0,43	-0,31	-1,03
	Sept.	-0,71	-0,79	0,23	0,08	-0,95
Moyenne		-0,74	-0,36	0,18	-0,37	-0,92
écart-type		0,11	0,30	0,19	0,35	0,08

(A)

Transports volumiques [Sv]				
		Nord	Sud	Total
Avril	2	0,73	-1,55	
	4	0,35	-1,17	-0,82
	5	0,30	-1,12	
Mai	2	0,04	-1,22	
	4	0,96	-1,78	-0,82
	5	0,42	-1,24	
Juin	2	0,38	-0,98	
	4	0,46	-1,06	-0,60
	5	1,09	-1,69	
Sept.	2	0,79	-1,51	
	4	0,94	-1,65	-0,71
	5	0,51	-1,23	

(B)

Tableau 4.2 : Transports volumiques à travers les transects: (A) causés par la vitesse totale et par ses constituantes soit les vitesses du niveau de référence et les vitesses relatives (géostrophiques) et (B) transports divisés selon les directions nord et sud le long des transects 2 et 5 pour les quatre mois à l'étude. L'emploi du négatif sert à indiquer les transports en direction sud. Dans tous les cas, les transports causés par les vitesses relatives sont plus importants au transect 5 qu'au transect 2. L'inverse apparaît lorsqu'il s'agit des transports liés aux vitesses du niveau de référence (à l'exception du mois de juin).

Transports				
Chaleur [10 ¹² W]	Avril	Mai	Juin	Septembre
transect 2	-1.70	-1.47	-2.39	-2.63
transect 4	-1.34	-2.06	-2.28	-1.21
transect 5	-0.67	-1.52	-1.85	-2.11
Eau douce [Sv]	-0.028	-0.029	-0.023	-0.057
Sel [10 ⁶ kg s ⁻¹]	-27.4	-27.4	-19.9	-22.3

Tableau 4.3 : Transport de chaleur, de sel et d'eau douce à travers les trois transects pour les mois d'avril, mai, juin 1998 et septembre 1999. Les valeurs de référence utilisées sont de 34.564 pour la salinité et -1.88°C pour la température. Les transports d'eau douce sont les mêmes pour tous les transects d'un mois donné, car le sel fut utilisé comme paramètre conservateur lors du calcul de la vitesse des courants par la méthode inverse de Wunsch (1978). Les valeurs négatives indiquent un transport en direction sud.

	Numéro Boîtes	Distances frontière à frontière [m]			Aires de contact [m ²]			Volume [m ³]	
		Est-Ouest	Nord-Sud	Fond-Surface	Est et Ouest	Nord et Sud	Fond et Surface		
Profondeurs [m]	0-100	1*	5,00E+04	9,50E+04	100	9,50E+06	5,00E+06	2,38E+09	2,38E+11
		2	4,00E+04	9,50E+04	100	9,50E+06	4,00E+06	3,80E+09	3,80E+11
		3	5,00E+04	9,50E+04	100	9,50E+06	5,00E+06	4,75E+09	4,75E+11
		4	5,00E+04	7,00E+04	100	7,00E+06	5,00E+06	3,50E+09	3,50E+11
		5	4,00E+04	7,00E+04	100	7,00E+06	4,00E+06	2,80E+09	2,80E+11
		6	5,00E+04	7,00E+04	100	7,00E+06	5,00E+06	3,50E+09	3,50E+11
		7*	5,00E+04	7,00E+04	100	7,00E+06	5,00E+06	1,75E+09	1,75E+11
	100-200	8*	5,00E+04	9,50E+04	100	9,50E+06	5,00E+06	2,38E+09	2,38E+11
		9	4,00E+04	9,50E+04	100	9,50E+06	4,00E+06	3,80E+09	3,80E+11
		10	5,00E+04	9,50E+04	100	9,50E+06	5,00E+06	4,75E+09	4,75E+11
		11	5,00E+04	7,00E+04	100	7,00E+06	5,00E+06	3,50E+09	3,50E+11
		12	4,00E+04	7,00E+04	100	7,00E+06	4,00E+06	2,80E+09	2,80E+11
		13	5,00E+04	7,00E+04	100	7,00E+06	5,00E+06	3,50E+09	3,50E+11
		14*	5,00E+04	7,00E+04	100	7,00E+06	5,00E+06	1,75E+09	1,75E+11
	200-400	15	4,00E+04	9,50E+04	200	1,90E+07	8,00E+06	3,80E+09	7,60E+11
		16	5,00E+04	9,50E+04	200	1,90E+07	1,00E+07	4,75E+09	9,50E+11
		17	4,00E+04	7,00E+04	200	1,40E+07	8,00E+06	2,80E+09	5,60E+11
		18	5,00E+04	7,00E+04	200	1,40E+07	1,00E+07	3,50E+09	7,00E+11
		19*	5,00E+04	7,00E+04	200	1,40E+07	1,00E+07	1,75E+09	3,50E+11
	400-600	20	4,00E+04	9,50E+04	200	1,90E+07	8,00E+06	3,80E+09	7,60E+11
		21*	4,00E+04	7,00E+04	200	1,40E+07	8,00E+06	1,40E+09	2,80E+11
		22	5,00E+04	7,00E+04	200	1,40E+07	1,00E+07	3,50E+09	7,00E+11
		23*	5,00E+04	7,00E+04	200	1,40E+07	1,00E+07	1,75E+09	3,50E+11

Tableau 5.1 : Description des 23 boîtes actives du modèle. Elles sont situées sur quatre couches différentes. La première descend jusqu'à 100 m, la deuxième jusqu'à 200 m, la troisième jusqu'à 400 m et la dernière se termine à 600 m. Les couches profondes contiennent moins de boîtes que celles de surface à cause de la complexité de la bathymétrie. L'astérisque présent à côté de certains numéros de boîte indiquent celles pour lesquelles le volume ainsi que les aires de contact au fond et en surface ont été réduits de moitié, respectant ainsi leur position géographique en bordure du continent.

		Numéro Boîtes	Echanges sur frontières					Surface
			Ouest	Est	Sud	Nord	Fond	
Profondeurs [m]	0-100	1	X	2	4	X	8	X
		2	1	3	5	C.F.	9	X
		3	2	X	6	C.F.	10	X
		4	X	5	C.F.	1	11	X
		5	4	6	C.F.	2	12	X
		6	5	7	C.F.	3	13	X
		7	6	X	C.F.	X	14	X
	100-200	8	X	9	11	X	X	1
		9	8	10	12	C.F.	15	2
		10	9	X	13	C.F.	16	3
		11	X	12	C.F.	8	X	4
		12	11	13	C.F.	9	17	5
		13	12	14	C.F.	10	18	6
		14	13	X	C.F.	X	19	7
	200-400	15	X	16	17	C.F.	20	9
		16	15	X	18	C.F.	X	10
		17	X	18	C.F.	15	21	12
		18	17	19	C.F.	16	22	13
		19	18	X	C.F.	X	23	14
	400-600	20	X	X	21	C.F.	X	15
		21	X	22	X	20	X	17
		22	21	23	C.F.	X	X	18
		23	22	X	C.F.	X	X	19

Tableau 5.2 : Numéros des boîtes échangeant des flux sur leurs surfaces communes. Les cases grises munies d'une croix impliquent qu'aucun échange n'est possible le long de cette surface. Le symbole « C.F. » signifie Conditions Frontières. Il indique les surfaces au travers desquelles les valeurs des transports furent imposées. Dans tous les cas, ces frontières sont à la limite entre une boîte et l'extérieur de la zone étudiée.

	Avril	Mai	Juin	Septembre
volume	1	1	1	1
sel	3,37E-02	3,38E-02	3,37E-02	3,34E-02
chaleur	3,63E+06	4,12E+06	5,02E+06	6,23E+06

Tableau 5.3 : Schéma A de pondération des équations à partir de la moyenne par mois.

Profondeurs [m]	Boîtes	Avril			Mai			Juin			Septembre		
		Vol.	Sel	Chaleur	Vol.	Sel	Chaleur	Vol.	Sel	Chaleur	Vol.	Sel	Chaleur
0-100	1	1	3,34E-02	2,08E+06	1	3,34E-02	2,43E+06	1	3,34E-02	3,17E+06	1	3,24E-02	4,16E+06
	2	1	3,30E-02	5,17E+05	1	3,29E-02	9,35E+05	1	3,30E-02	3,07E+06	1	3,17E-02	2,91E+06
	3	1	3,33E-02	9,09E+05	1	3,34E-02	1,78E+06	1	3,32E-02	4,06E+06	1	3,24E-02	4,56E+06
	4	1	3,32E-02	4,25E+05	1	3,31E-02	1,30E+06	1	3,31E-02	3,50E+06	1	3,13E-02	3,41E+06
	5	1	3,33E-02	4,99E+05	1	3,32E-02	1,73E+06	1	3,30E-02	3,44E+06	1	3,20E-02	4,17E+06
	6	1	3,35E-02	7,53E+05	1	3,35E-02	2,05E+06	1	3,32E-02	3,89E+06	1	3,29E-02	5,76E+06
	7	1	3,38E-02	3,47E+06	1	3,37E-02	4,53E+06	1	3,36E-02	5,53E+06	1	3,35E-02	7,77E+06
100-200	8	1	3,36E-02	2,51E+06	1	3,36E-02	2,27E+06	1	3,36E-02	2,75E+06	1	3,35E-02	4,29E+06
	9	1	3,34E-02	1,66E+06	1	3,33E-02	1,41E+06	1	3,36E-02	2,77E+06	1	3,35E-02	3,87E+06
	10	1	3,38E-02	3,90E+06	1	3,38E-02	4,55E+06	1	3,37E-02	4,18E+06	1	3,36E-02	5,09E+06
	11	1	3,35E-02	1,25E+06	1	3,34E-02	1,35E+06	1	3,35E-02	2,28E+06	1	3,33E-02	3,81E+06
	12	1	3,36E-02	1,47E+06	1	3,36E-02	3,32E+06	1	3,35E-02	2,32E+06	1	3,35E-02	4,61E+06
	13	1	3,38E-02	4,45E+06	1	3,39E-02	5,16E+06	1	3,37E-02	4,25E+06	1	3,38E-02	6,78E+06
	14	1	3,39E-02	5,42E+06	1	3,40E-02	6,28E+06	1	3,39E-02	6,51E+06	1	3,39E-02	9,21E+06
200-400	15	1	3,40E-02	4,95E+06	1	3,39E-02	4,48E+06	1	3,40E-02	5,47E+06	1	3,41E-02	5,70E+06
	16	1	3,41E-02	6,06E+06	1	3,41E-02	6,31E+06	1	3,41E-02	6,91E+06	1	3,41E-02	8,19E+06
	17	1	3,40E-02	5,64E+06	1	3,40E-02	5,33E+06	1	3,40E-02	5,98E+06	1	3,41E-02	6,34E+06
	18	1	3,41E-02	6,89E+06	1	3,42E-02	6,93E+06	1	3,41E-02	6,92E+06	1	3,42E-02	8,70E+06
	19	1	3,41E-02	6,91E+06	1	3,41E-02	7,02E+06	1	3,41E-02	8,13E+06	1	3,41E-02	9,76E+06
400-600	20	1	3,42E-02	5,99E+06	1	3,42E-02	5,90E+06	1	3,43E-02	6,08E+06	1	3,43E-02	6,15E+06
	21	1	3,42E-02	6,54E+06	1	3,42E-02	6,12E+06	1	3,42E-02	6,36E+06	1	3,43E-02	6,11E+06
	22	1	3,43E-02	8,23E+06	1	3,43E-02	7,22E+06	1	3,43E-02	7,22E+06	1	3,43E-02	7,40E+06
	23	1	3,41E-02	7,21E+06	1	3,42E-02	7,32E+06	1	3,41E-02	8,75E+06	1	3,42E-02	9,22E+06

Tableau 5.4 : Schéma B de pondération des équations en fonction de la moyenne du paramètre par boîte.

		Numéro Boîtes	Inconnues (colonnes)		
			Frontières		
			Surface et Fond	Nord et Sud	Est et Ouest
Profondeurs [m]	0-100	1	4,21E-10	1,05E-07	2,00E-07
		2	2,63E-10	1,05E-07	2,50E-07
		3	2,11E-10	1,05E-07	2,00E-07
		4	2,86E-10	1,43E-07	2,00E-07
		5	3,57E-10	1,43E-07	2,50E-07
		6	2,86E-10	1,43E-07	2,00E-07
		7	5,71E-10	1,43E-07	2,00E-07
	100-200	8	4,21E-10	1,05E-07	2,00E-07
		9	2,63E-10	1,05E-07	2,50E-07
		10	2,11E-10	1,05E-07	2,00E-07
		11	2,86E-10	1,43E-07	2,00E-07
		12	3,57E-10	1,43E-07	2,50E-07
		13	2,86E-10	1,43E-07	2,00E-07
		14	5,71E-10	1,43E-07	2,00E-07
	200-400	15	2,63E-10	5,26E-08	1,25E-07
		16	2,11E-10	5,26E-08	1,00E-07
		17	3,57E-10	7,14E-08	1,25E-07
		18	2,86E-10	7,14E-08	1,00E-07
		19	5,71E-10	7,14E-08	1,00E-07
	400-600	20	2,63E-10	5,26E-08	1,25E-07
		21	7,14E-10	7,14E-08	1,25E-07
		22	2,86E-10	7,14E-08	1,00E-07
		23	5,71E-10	7,14E-08	1,00E-07

Tableau 5.5 : Poids utilisés pour la pondération des inconnues.

		Somme des carrés des résidus				
		Avril	Mai	Juin	Septembre	moyenne
chaleur [W]	volume [m ³]	1,75E+09	5,19E+08	1,06E+08	1,48E+08	6,30E+08
	sel [kg/s]	1,97E+06	5,27E+05	1,32E+05	2,59E+05	7,22E+05
	Pondération A	2,00E+23	6,46E+23	2,71E+23	1,68E+23	3,21E+23
	Pondération B	1,93E+23	6,42E+23	2,76E+23	1,73E+23	3,21E+23

Tableau 5.6 : Somme des carrés des résidus pour les équations de volume, de sel et de chaleur pour les quatre mois à l'étude. Les deux schémas de pondération produisent des résultats similaires pour les équations de volume et de sel, les résidus ne sont donc présentés qu'une fois. Par contre, ils sont légèrement différents pour les équations de chaleur.

Valeurs maximales des variables inconnues							
Mois	couche	Vx	Vy	Vz	Kx	Ky	Kz
Avril	1	4,57E-02	8,71E-02		4,14E+02	1,25E+03	
	2	3,40E-02	7,27E-02	2,20E-05	1,00E-04	1,00E-04	4,10E-03
	3	1,22E-02	2,20E-03	4,20E-05	1,00E-04	1,00E-04	6,07E-04
	4	3,40E-03	7,50E-05	4,44E-06	1,00E-04	1,00E-04	2,90E-03
Mai	1	7,90E-02	1,08E-01		8,79E+02	1,22E+02	
	2	6,40E-02	1,04E-01	4,33E-05	3,39E+02	1,53E+02	4,70E-03
	3	7,60E-03	6,93E-05	5,40E-05	6,35E+01	1,50E+02	3,30E-03
	4	4,00E-03	1,13E-05	4,42E-05	8,86E+00	1,08E+02	4,00E-03
Juin	1	4,84E-02	9,13E-02		4,66E+02	3,67E+02	
	2	3,45E-02	3,56E-02	7,62E-05	6,22E+02	1,96E+03	1,01E-02
	3	3,31E-03	2,20E-04	4,09E-05	1,85E+02	1,00E-04	8,35E-03
	4	2,33E-03	4,86E-05	2,93E-05	1,28E+02	1,00E-04	9,32E-03
Septembre	1	4,68E-02	6,82E-02		1,60E+02	9,88E+02	
	2	2,51E-02	4,40E-02	2,71E-05	9,93E+01	2,09E+03	6,41E-03
	3	1,17E-02	5,70E-03	2,69E-05	2,56E+02	3,79E+02	3,90E-03
	4	1,44E-03	5,57E-05	5,72E-05	5,20E+00	1,00E-04	4,70E-03

Tableau 5.7 : Valeurs maximales obtenues par le modèle pour les vitesses et les coefficients de diffusion dans chacune des couches et pour chaque mois. Vx, Vy et Vz sont respectivement les vitesses est-ouest, nord-sud et du fond vers la surface. Elles sont exprimées en m s^{-1} . Kx, Ky et Kz sont les coefficients de diffusion [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] pour ces mêmes directions. La couche 1 est située entre 0-100 m, la couche 2 entre 100-200 m, la couche 3 entre 200-400 m et la couche 4 entre 400-600 m.

Vitesses vers la surface [m jour ⁻¹]				
vers la boîte...	Avril	Mai	Juin	Septembre
1	1,64			
2				
3			3,76	
4	1,67	1,60		1,99
5		3,24		2,04
6	1,17			
7	1,88	3,74	6,59	2,45
9	3,62	1,81		
10	2,15		1,10	
12		2,80		
13	1,01	1,31		
14	1,89	4,64	3,55	
15	3,83			
17	3,40	3,79		1,29
18				
19	1,84	2,45	2,54	
TOTAL PAR MOIS	11	9	5	4

	0-1
	2
	3
	4

[m jour ⁻¹]	
	1
	2
	3
	> 4

Tableau 5.8 : Vitesses verticales se dirigeant vers la surface pour chacun des mois. Les valeurs sont séparées selon le numéro de boîte vers laquelle elles sont orientées. Afin d'assurer la lisibilité du tableau, seules les vitesses supérieures à 1 m jour⁻¹ sont inscrites. Le code couleur bleu indique le nombre de mois pendant lesquels chaque numéro de boîte subit des vitesses verticales supérieures à 1 m jour⁻¹. Les couleurs jaune, orange et rouge divisent les vitesses les plus fortes des plus faibles. Dans l'ensemble, les vitesses les plus importantes se retrouvent dans les boîtes numéro 7 et 14 situées en bordure des côtes du Groenland et le nombre de boîtes subissant de fortes vitesses verticales diminue d'avril à septembre.

% Résidus sur volume entrant				
boîtes	Avril	Mai	Juin	Sept.
1	20	25	4	23
2	2	1	0	1
3	6	1	1	1
4	2	1	1	1
5	2	1	0	0
6	5	2	1	0
7	17	4	1	1
8	24	24	6	5
9	2	1	1	1
10	6	2	1	2
11	4	1	1	2
12	3	1	0	1
13	8	3	1	2
14	12	3	1	4
15	2	4	2	1
16	4	9	2	1
17	7	3	2	2
18	10	3	3	4
19	23	3	3	8
20	5	30	2	1
21	18	8	5	10
22	14	5	3	11
23	15	4	4	7

(A)

% Résidus sur quantité de sel entrant				
boîtes	Avril	Mai	Juin	Sept.
1	20	20	6	15
2	2	1	1	1
3	7	1	0	0
4	2	1	1	1
5	2	1	0	0
6	5	3	0	1
7	17	4	0	3
8	23	23	6	19
9	2	1	1	1
10	6	2	1	0
11	4	1	2	3
12	2	1	1	1
13	7	3	1	2
14	12	3	2	3
15	2	5	2	0
16	4	9	2	1
17	7	3	3	5
18	10	3	2	3
19	23	3	3	8
20	6	29	2	1
21	19	8	6	11
22	14	5	4	11
23	15	5	4	6

(B)

Tableau 5.9 : Pourcentage des résidus sur le volume (A) et sur la quantité de sel (B) entrant dans chacune des boîtes.

Gain de chaleur [W / m ²]			
Mois	entre 2 et 4	entre 4 et 5	total
Avril	-33	-58	-46
Mai	54	-46	2
Juin	-10	-37	-24
Sept.	-130	78	-23

(A)

Gain de chaleur [W / m ²]			
Mois	entre 2 et 4	entre 4 et 5	total
Avril	-63	-58	-61
Mai	-20	-46	-33
Juin	-44	-14	-29
Sept.	47	-35	5

(B)

Tableau 5.10 : Flux de chaleur [W m⁻²] en surface calculés à partir de l'écart des transports entre les différents transects (A) et flux de chaleur produits par le modèle à boîtes (B). Les valeurs négatives indiquent des pertes de chaleur de l'océan vers l'atmosphère.

LES FIGURES

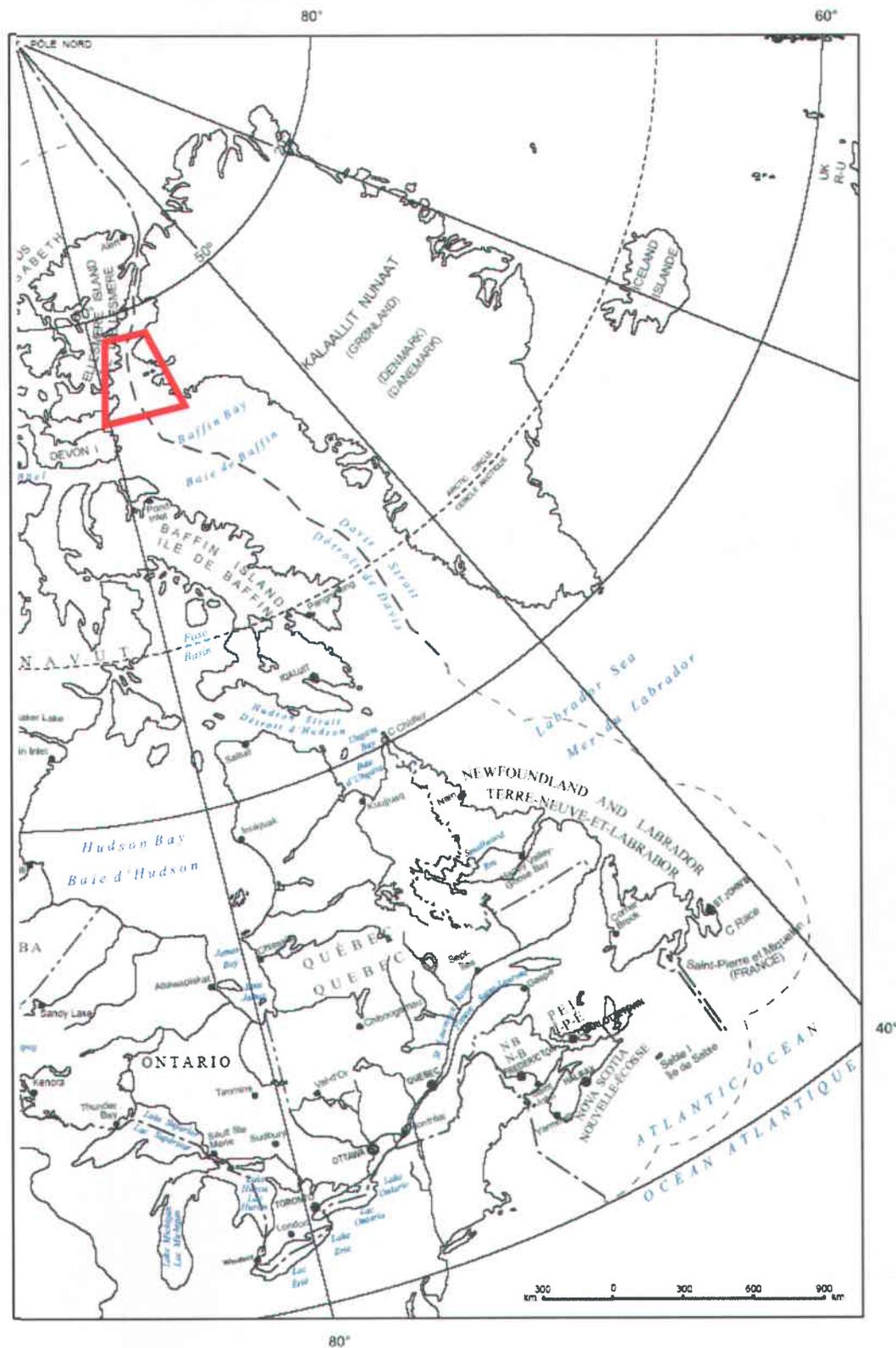


Figure 1.1 : Carte de l'est du Canada. Le trapèze rouge indique la polynie des Eaux du Nord.

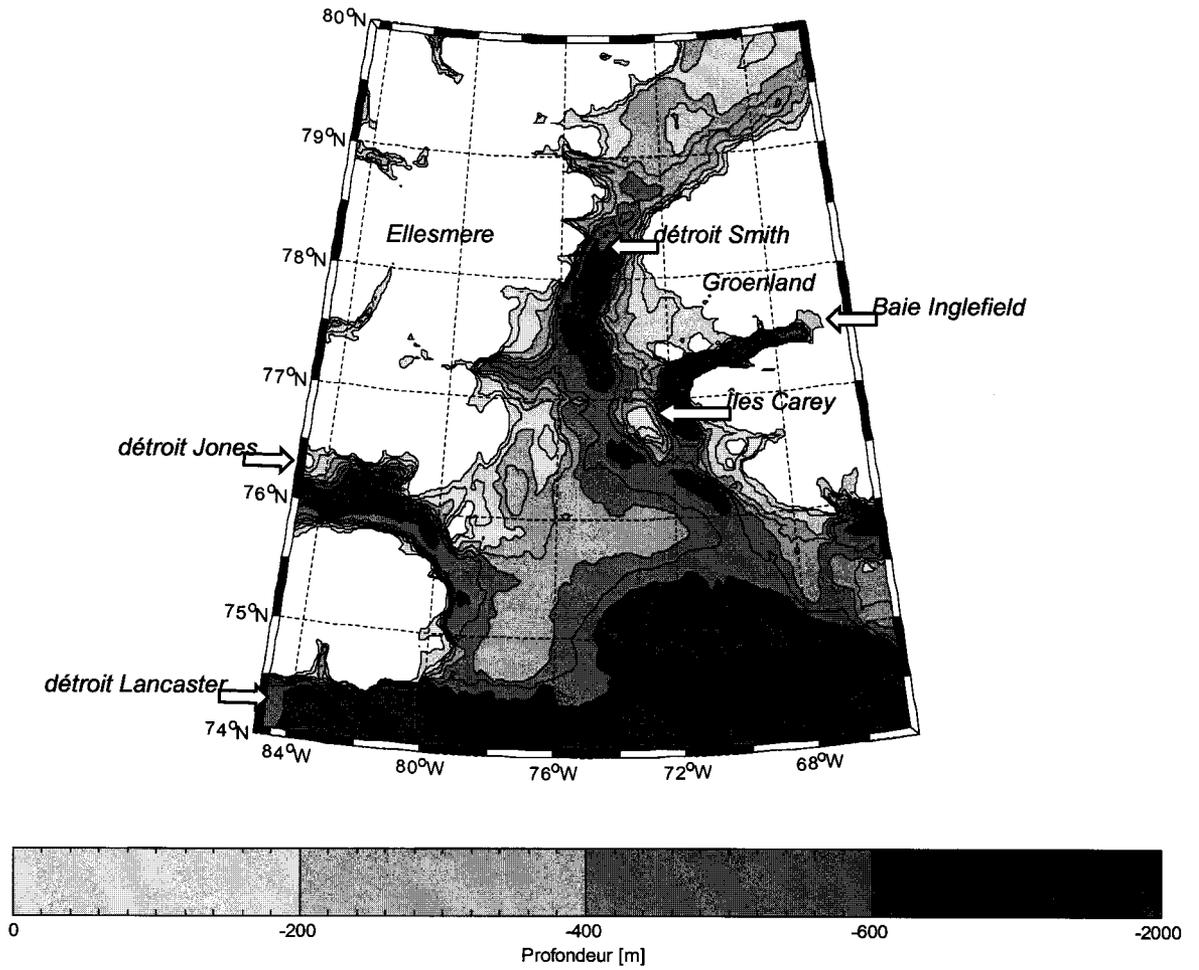


Figure 2.1 : Bathymétrie de la région de la polynie NOW. La côte continentale est représentée en blanc.

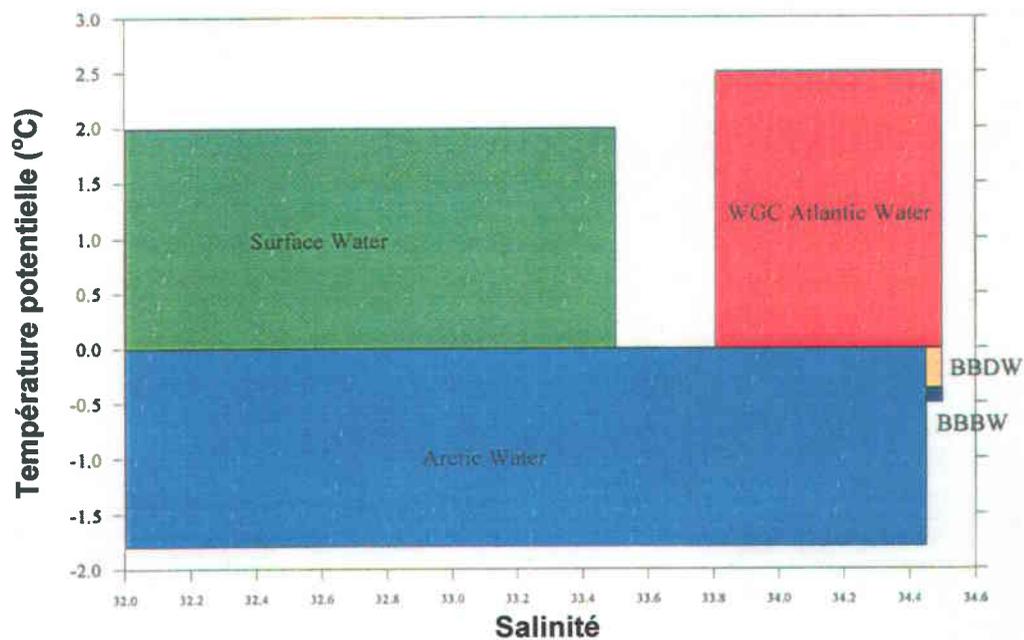


Figure 2.2 : Schéma de division des masses d'eau dans la polynie des Eaux du Nord basé sur Muench (1971) et Addison (1987). BBDW : Baffin Bay Deep Water et BBBW : Baffin Bay Bottom Water. (tiré de Bâcle, 2000)

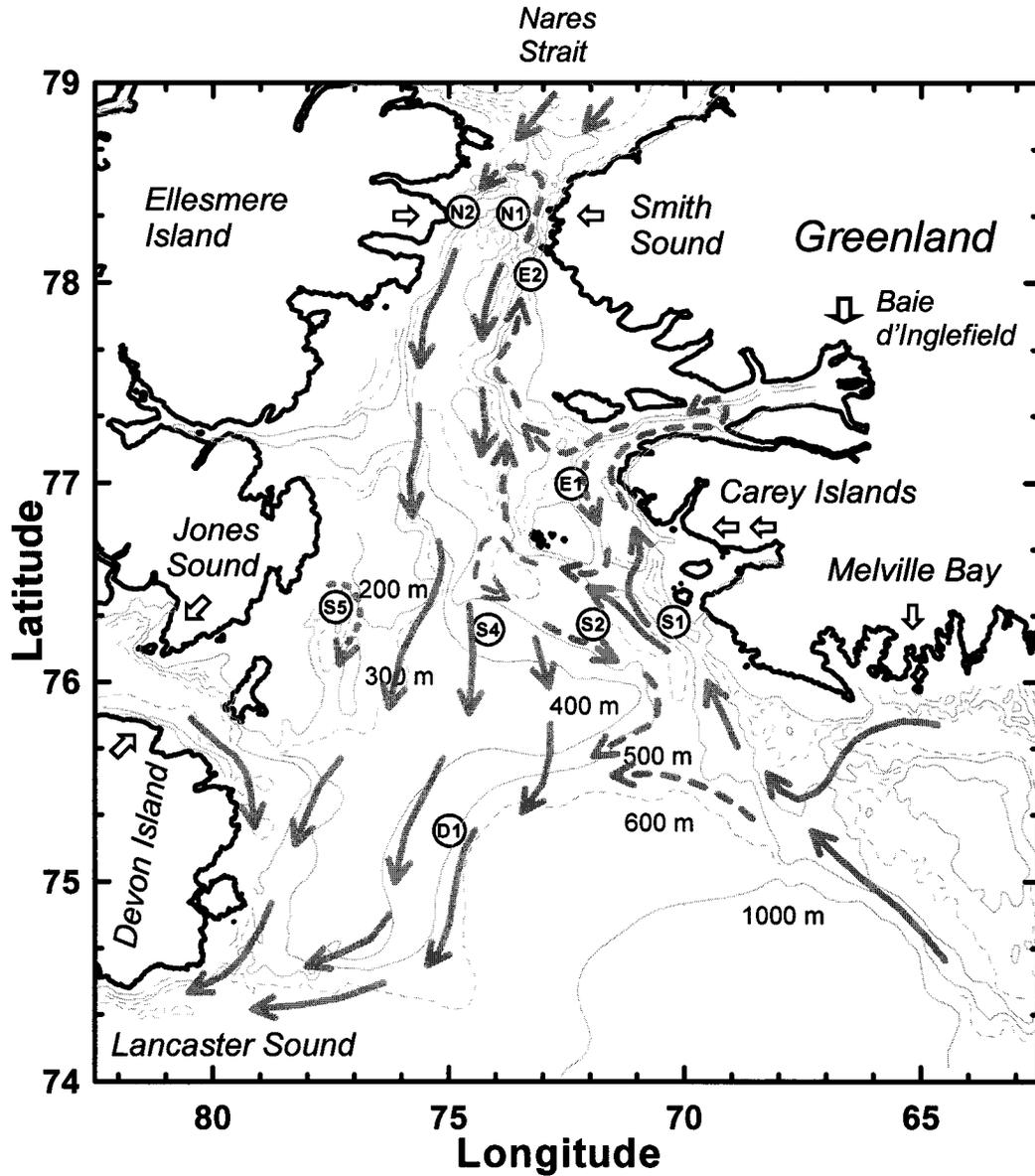


Figure 2.3 : Représentation schématisée de la direction des courants dans la polynie des Eaux du Nord. Les lignes pleines représentent les courants de la colonne d'eau. Les lignes pointillées sont les contre-courants qui parcourent la polynie en profondeur. Les cercles numérotés indiquent les emplacements des mouillages. (modifié de Melling et coll., 2001; avec la permission de la Société Canadienne de Météorologie et d'Océanographie)

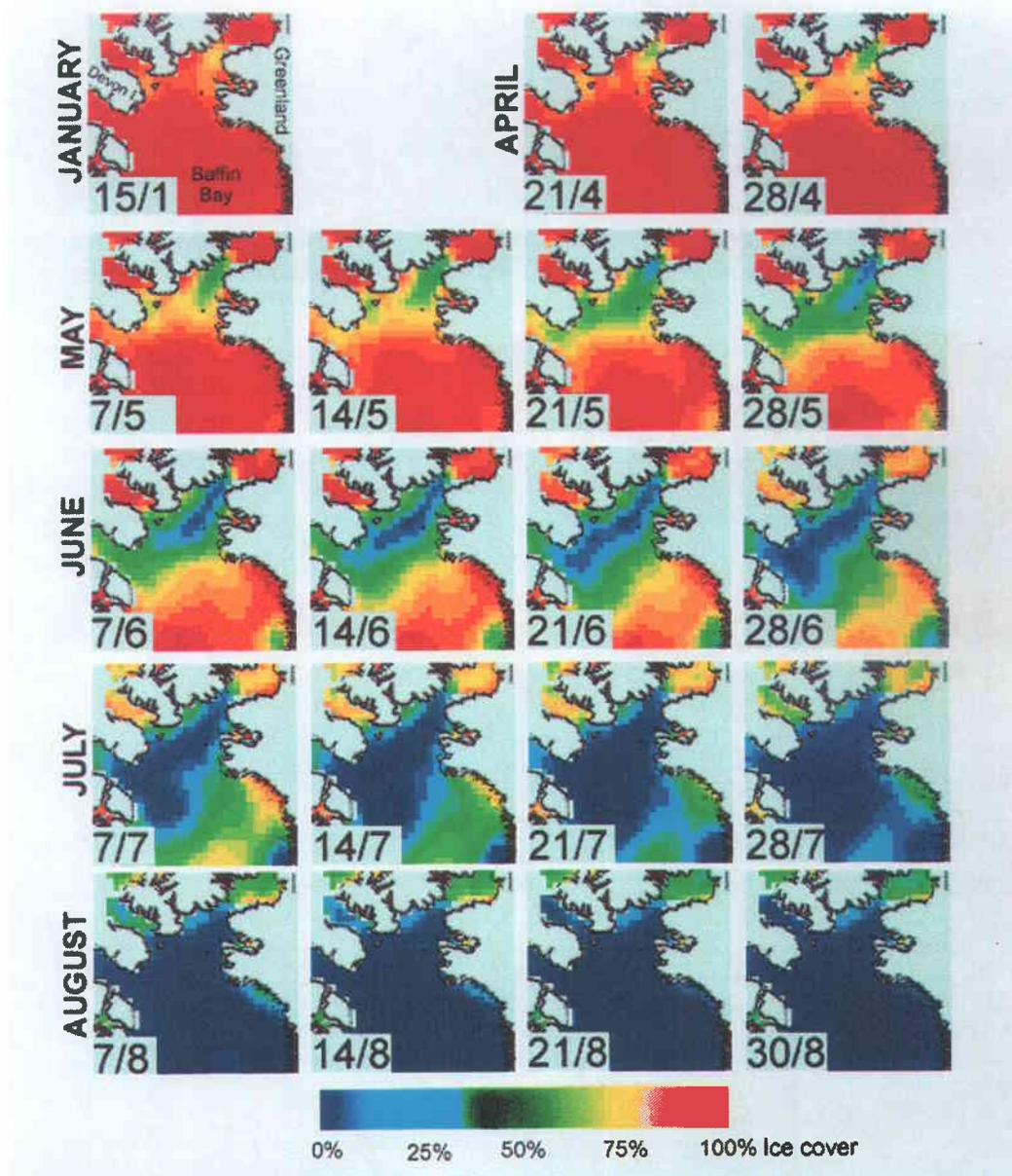


Figure 2.4 : Répartition du couvert de glace sur la polynie des Eaux du Nord entre le mois de janvier et le mois d'août de l'année 1998. Les images montrent que la région de la polynie des Eaux du Nord a un pourcentage de recouvrement par la glace inférieur à toutes ses régions avoisinantes. C'est également dans la polynie que s'amorce le retrait des glaces au printemps avant de se propager plus au sud. (tiré de Barber, Hanesiak et coll., 2001)

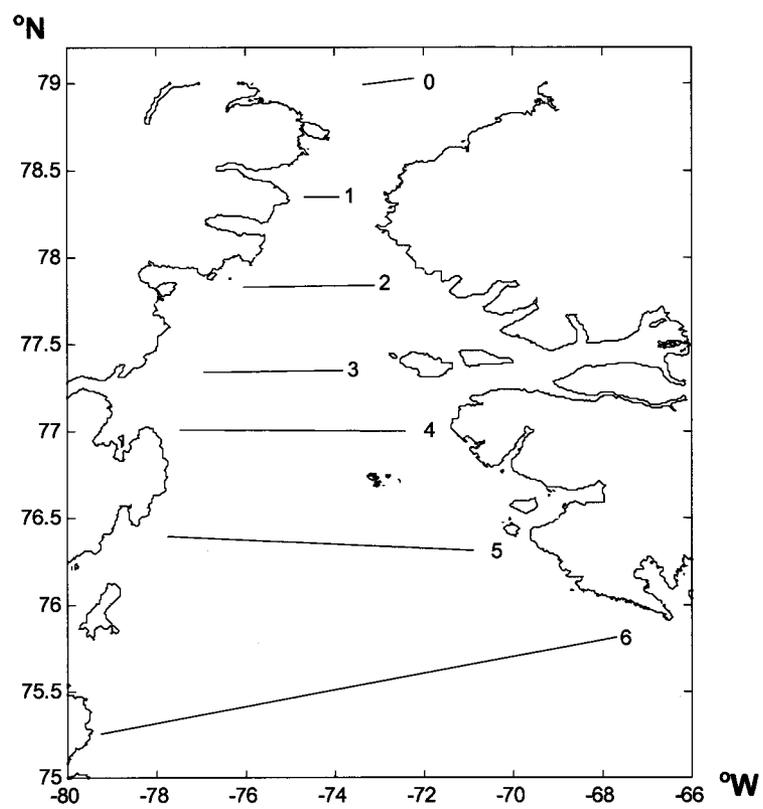


Figure 3.1: Position géographique des sept transects d'échantillonnage parcourus au cours des missions de NOW (North Water).

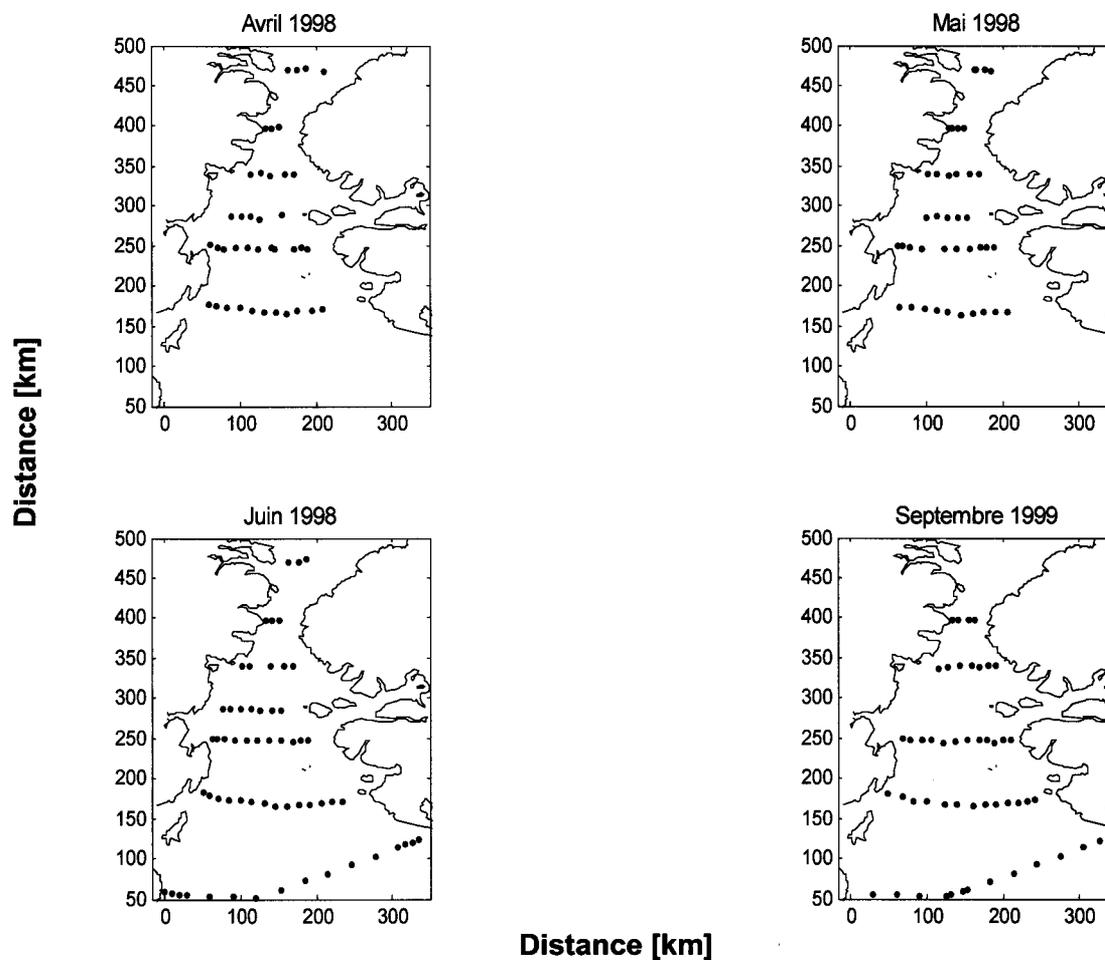


Figure 3.2 : Position des palanquées d'échantillonnage qui furent sélectionnées pour les mois d'avril, mai, juin et septembre. Les cartes sont projetées en coordonnées MTU (Mercator Transverse Universelle) ce qui préserve les distances autant en abscisse qu'en ordonnée.

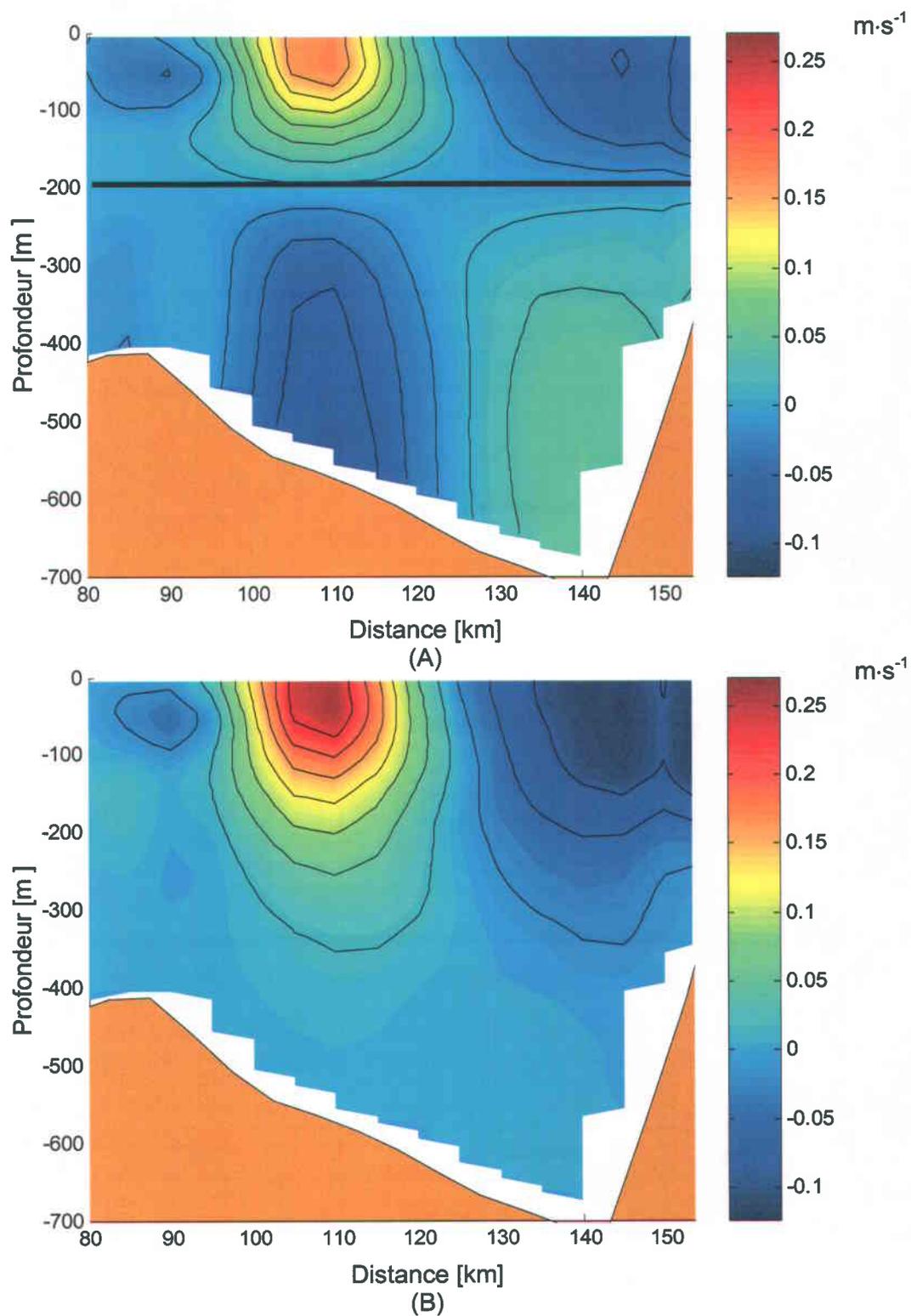


Figure 4.1 : Vitesses relatives calculées le long du transect 3. Le niveau de référence utilisé pour ces calculs est situé à 200 m de profondeur pour le graphique A) et au fond pour le graphique B). Les données sont celles recueillies au cours du mois de juin 1998.

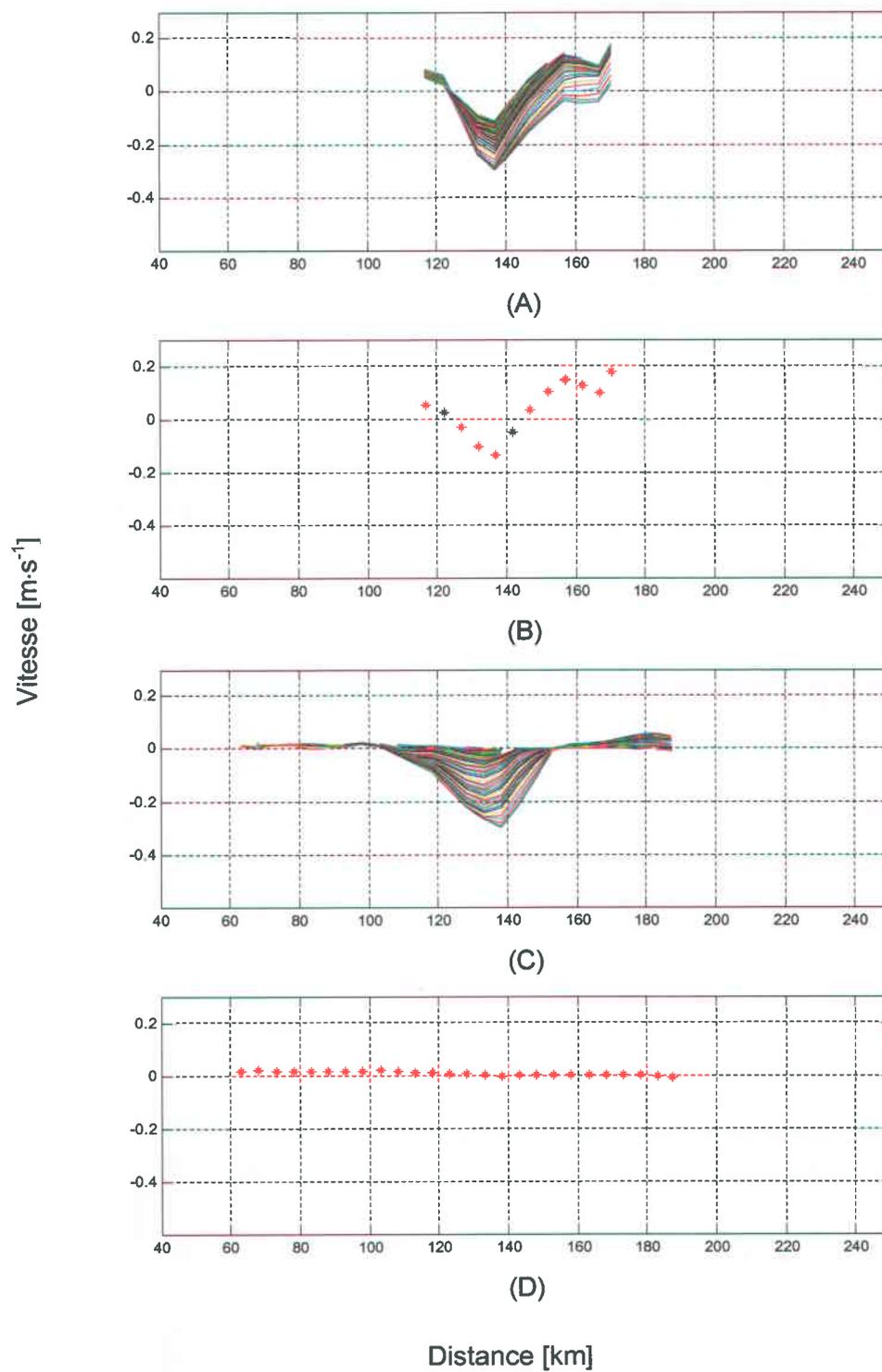


Figure 4.2 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence. (A) et (B) représentent le transect 2 échantillonné au mois d'avril 1998. (C) et (D) représentent le transect 4 échantillonné au mois d'avril 1998.

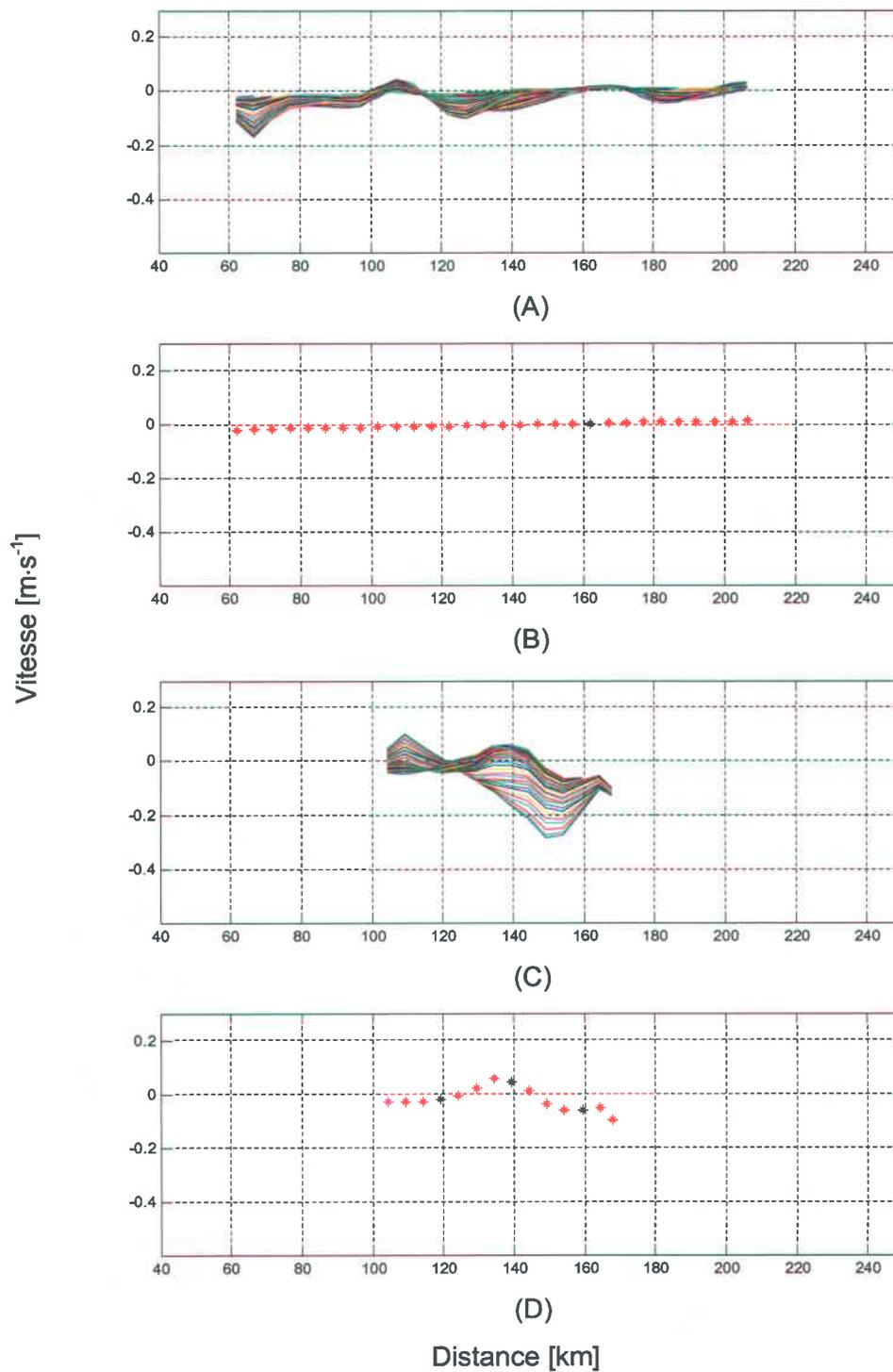


Figure 4.3 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence. (A) et (B) représentent le transect 5 échantillonné au mois d'avril 1998. (C) et (D) représentent le transect 2 échantillonné au mois de mai 1998.

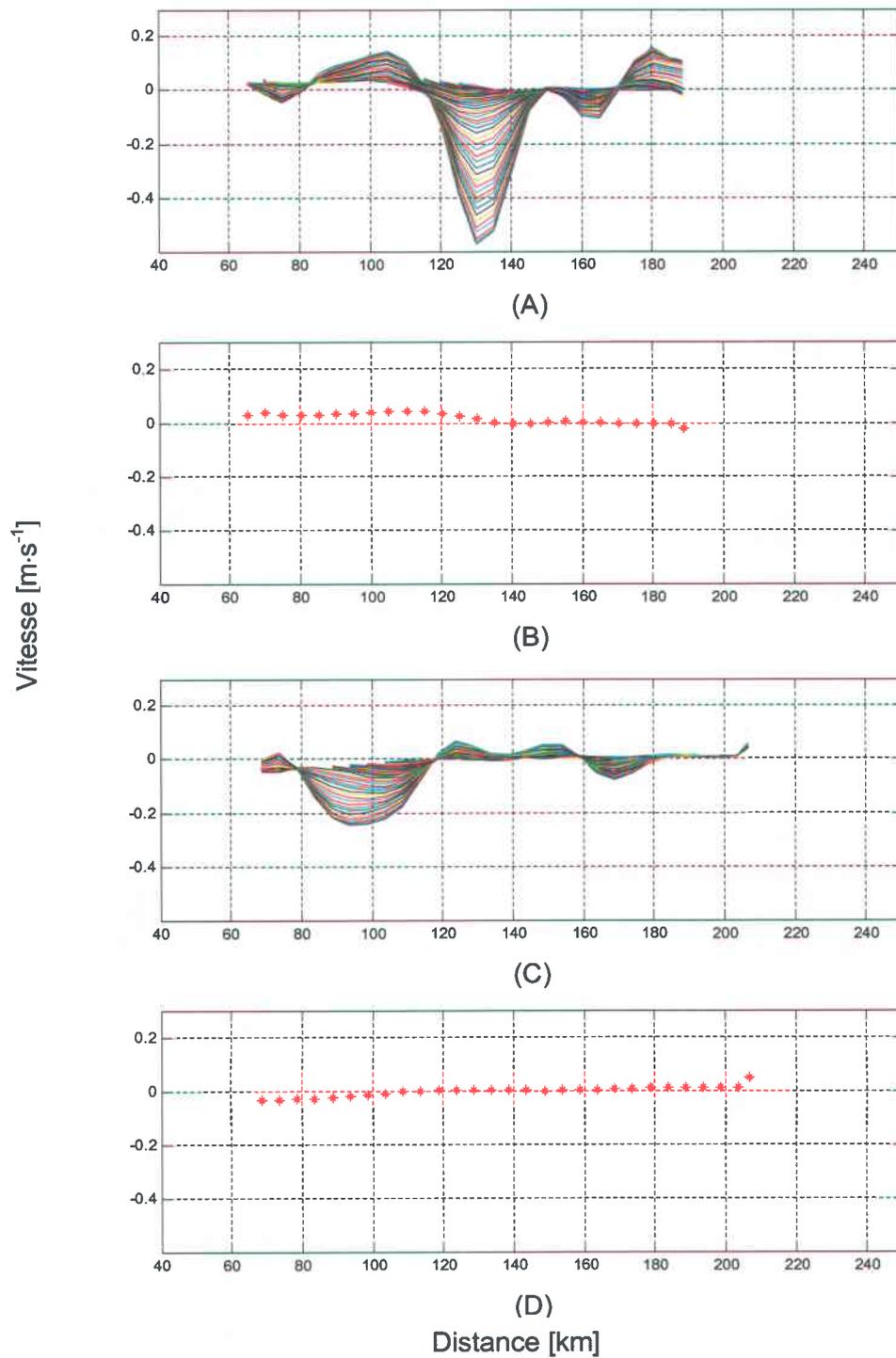


Figure 4.4 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence. (A) et (B) représentent le transect 4 échantillonné au mois de mai 1998. (C) et (D) représentent le transect 5 échantillonné au mois de mai 1998.

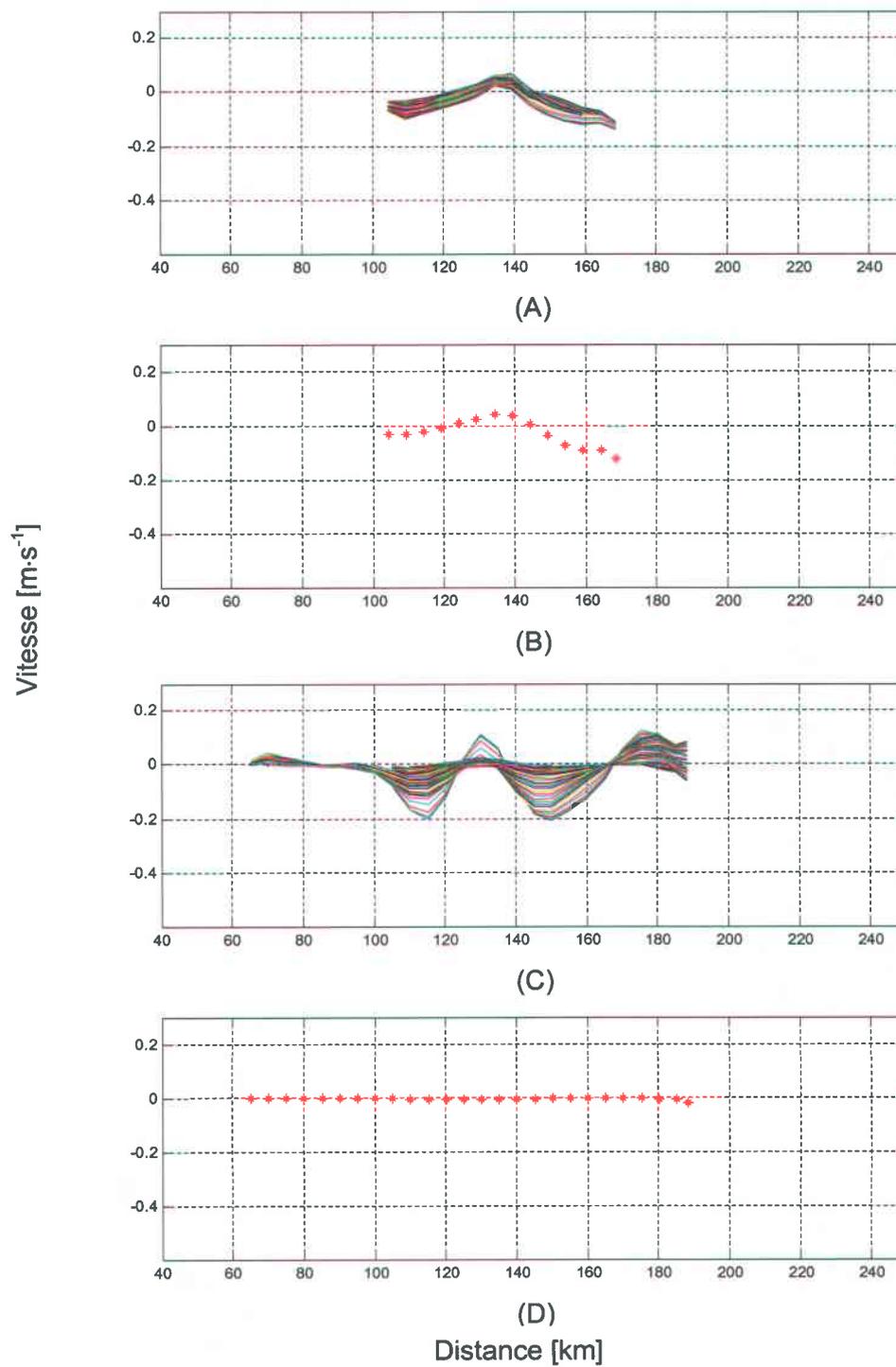


Figure 4.5 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence. (A) et (B) représentent le transect 2 échantillonné au mois de juin 1998. (C) et (D) représentent le transect 4 échantillonné au mois de juin 1998.

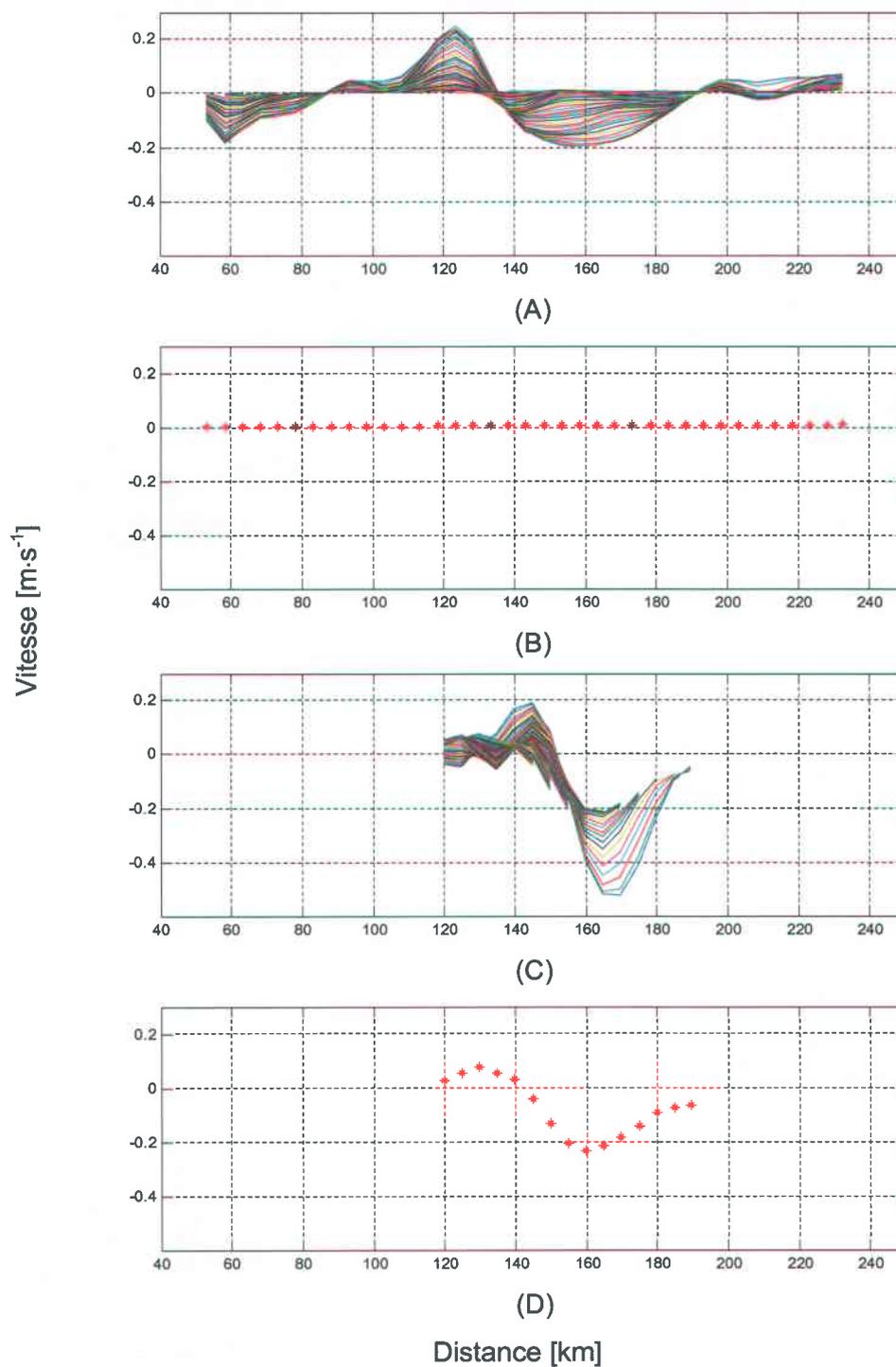


Figure 4.6 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence. (A) et (B) représentent le transect 5 échantillonné au mois de juin 1998. (C) et (D) représentent le transect 2 échantillonné au mois de septembre 1999.

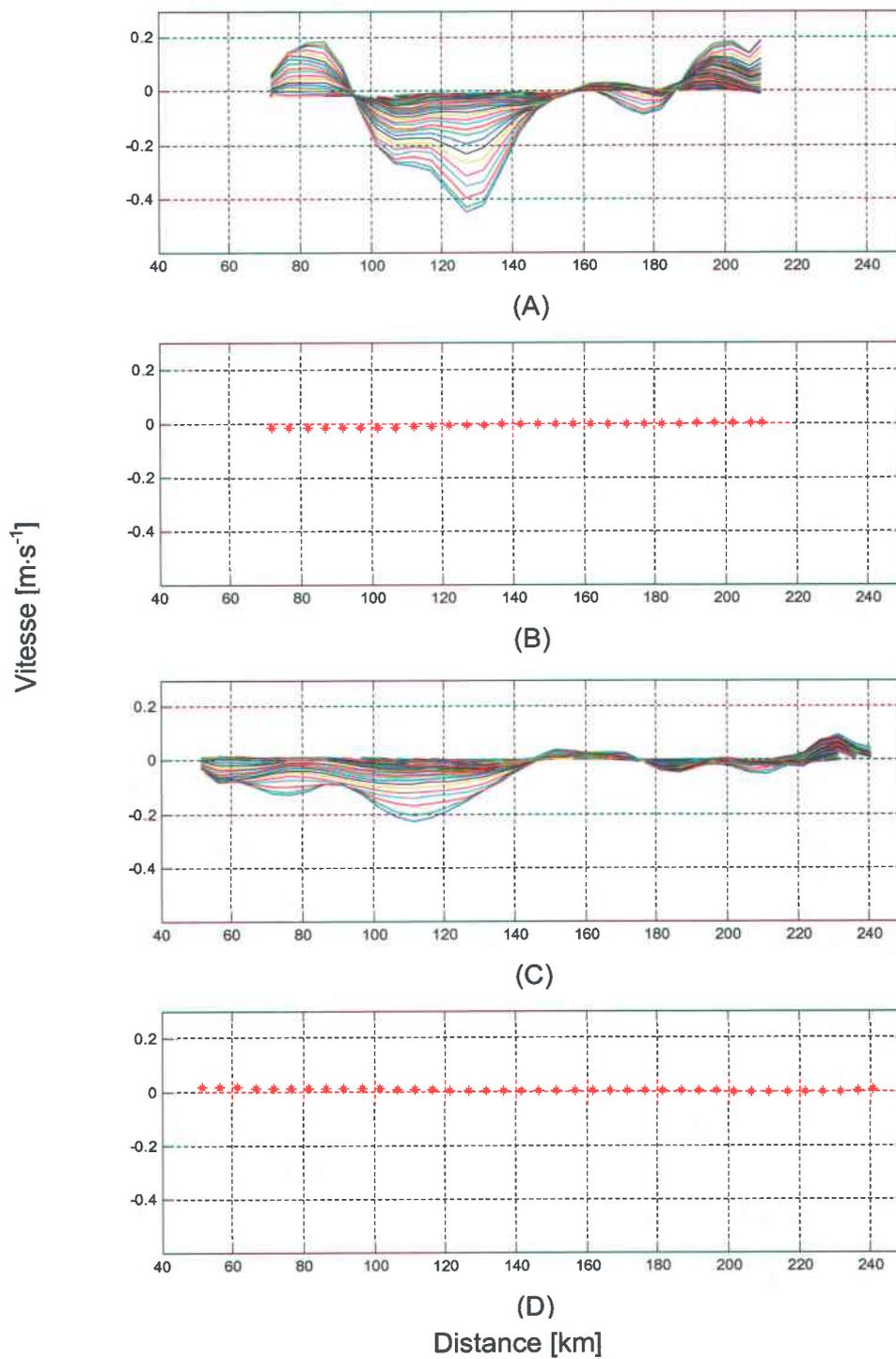


Figure 4.7 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence. (A) et (B) représentent le transect 4 échantillonné au mois de septembre 1999. (C) et (D) représentent le transect 5 échantillonné au mois de septembre 1999.

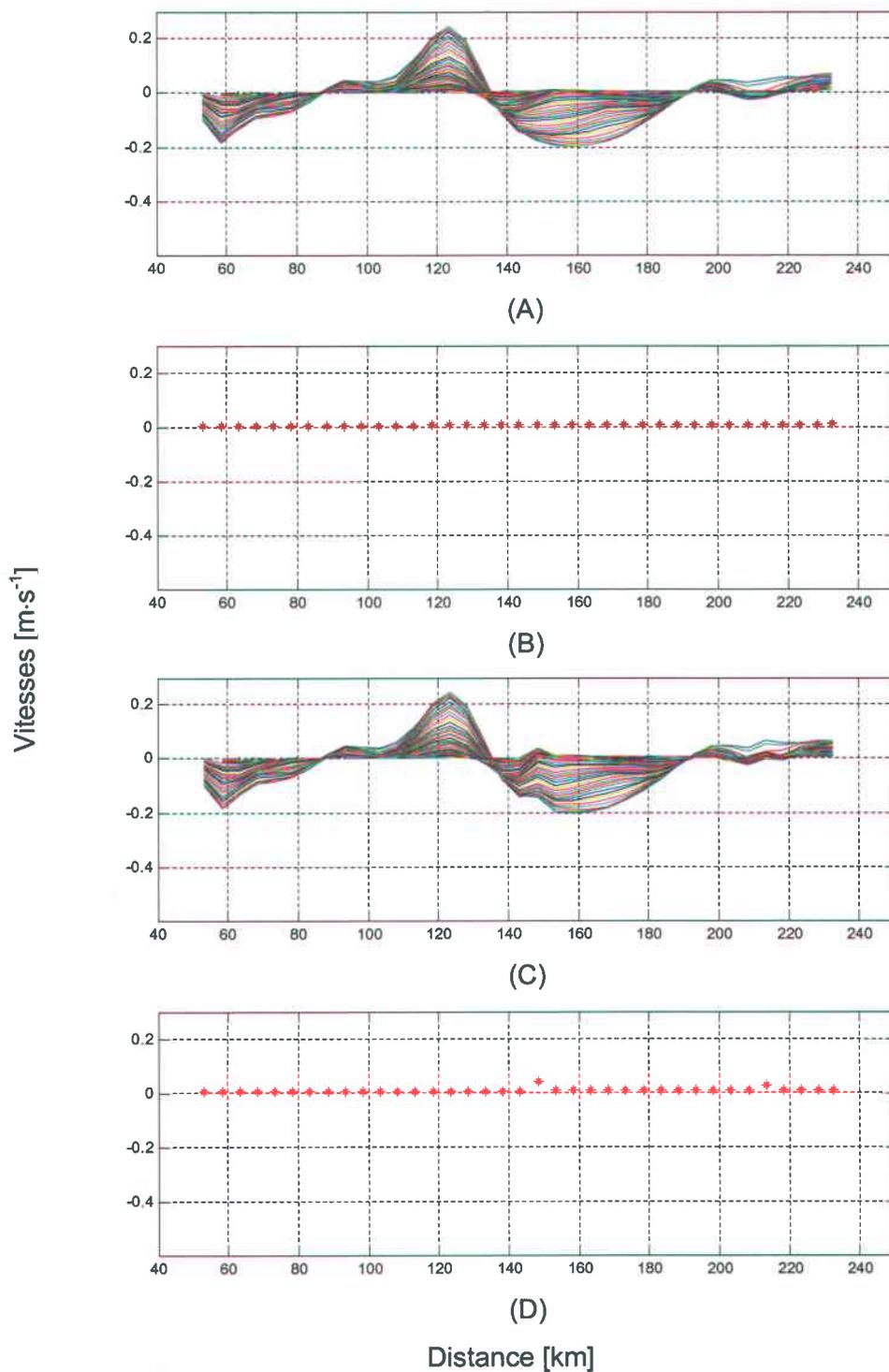


Figure 4.8 : Vitesses totales et vitesses du niveau de référence calculées au transect 5 pour le mois de juin. (A) et (B) aucune donnée de mouillage n'est incluse. (C) et (D) les données des mouillages S2 et S4 sont incluses.

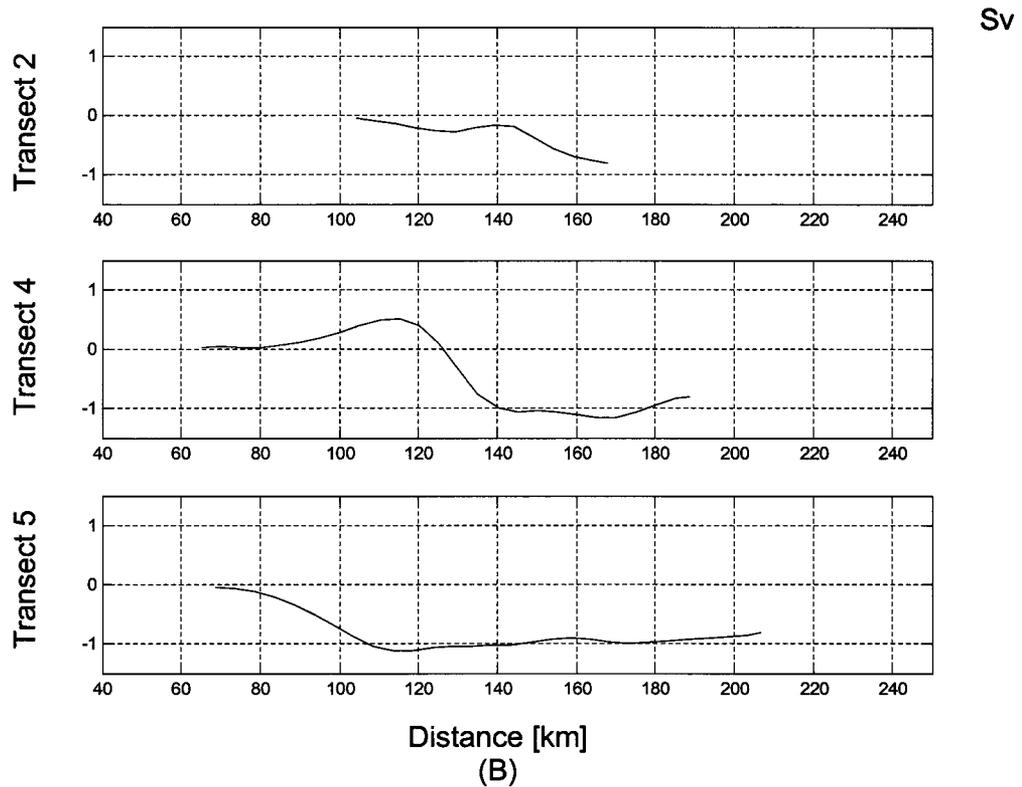
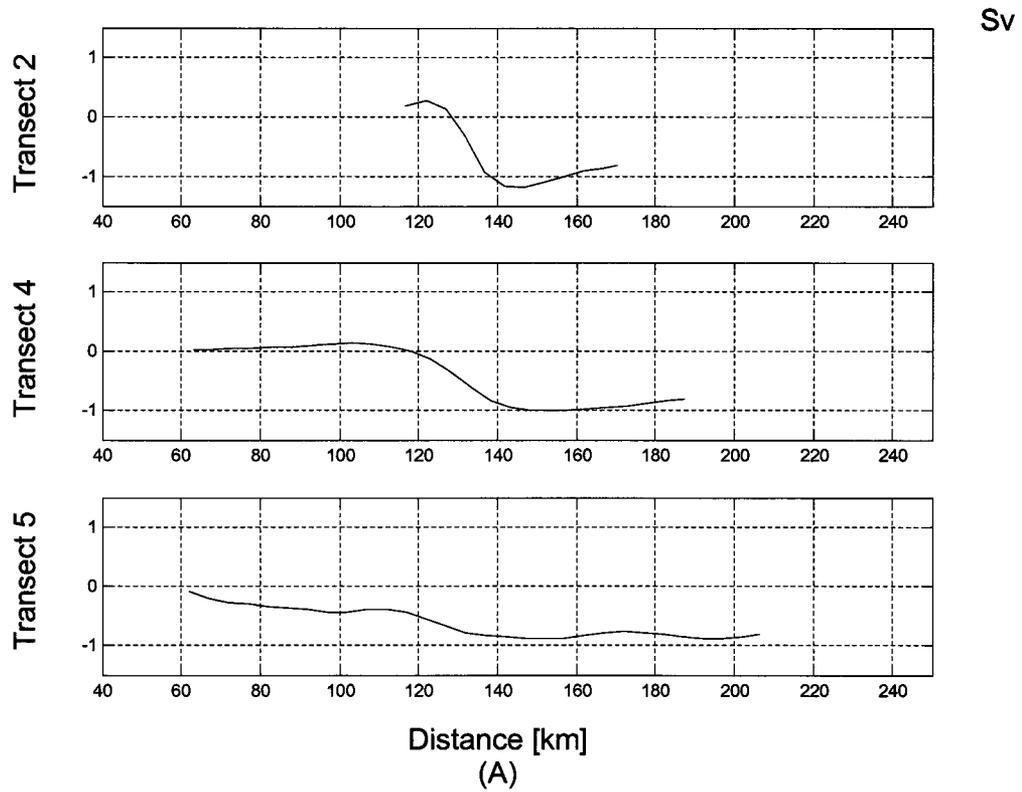


Figure 4.9 : Transport volumique cumulé sur les transects 2, 4 et 5. (A) présente les données sur le mois d'avril 1998. Le transport total sur les transects est de 0.82 Sv. (B) présente les données sur le mois de mai 1998. Le transport total sur les transects est de 0.82 Sv.

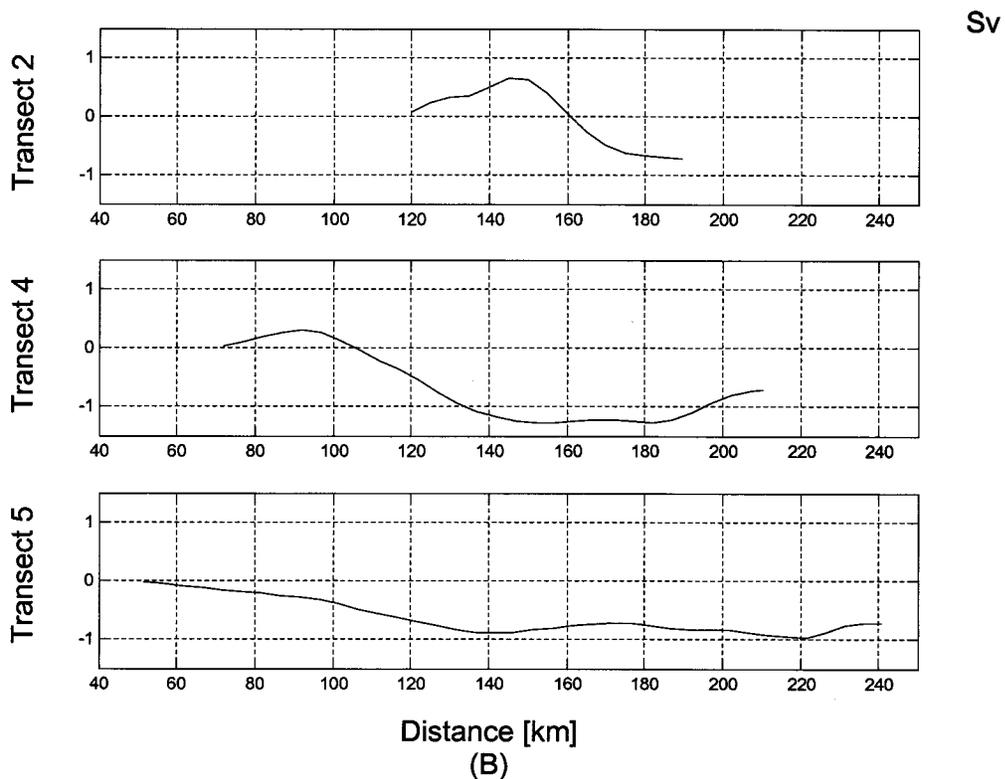
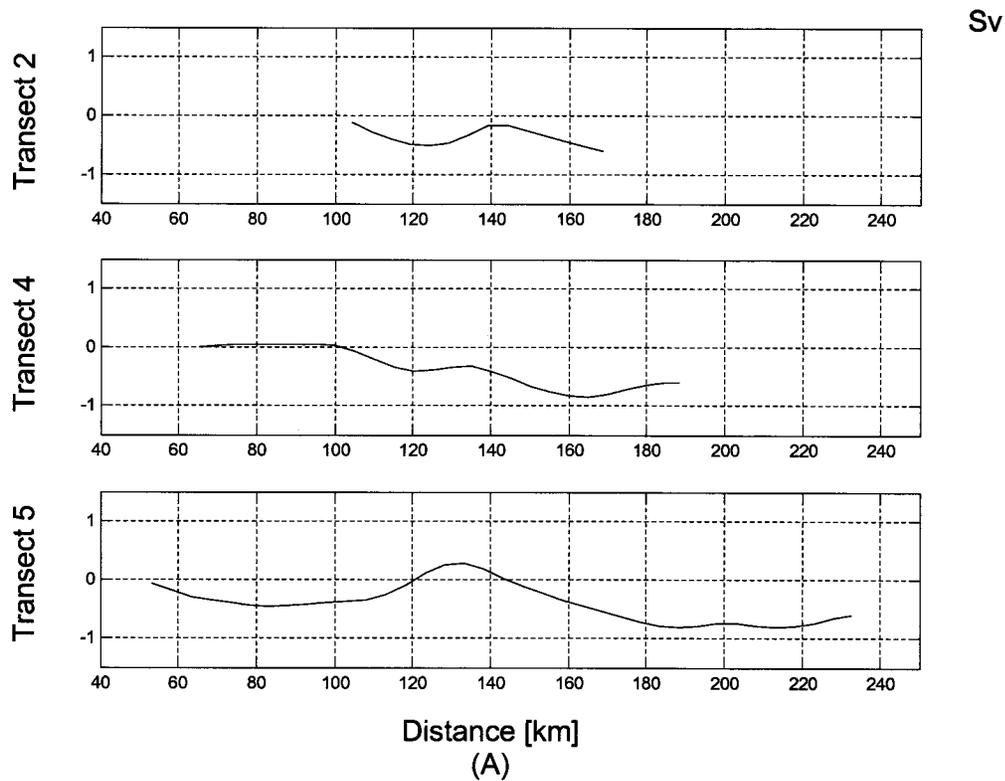


Figure 4.10 : Transport volumique cumulé sur les transects 2, 4 et 5. (A) présente les données sur le mois de juin 1998. Le transport total sur les transects est de 0.60 Sv. (B) présente les données sur le mois de septembre 1999. Le transport total sur les transects est de 0.71 Sv.

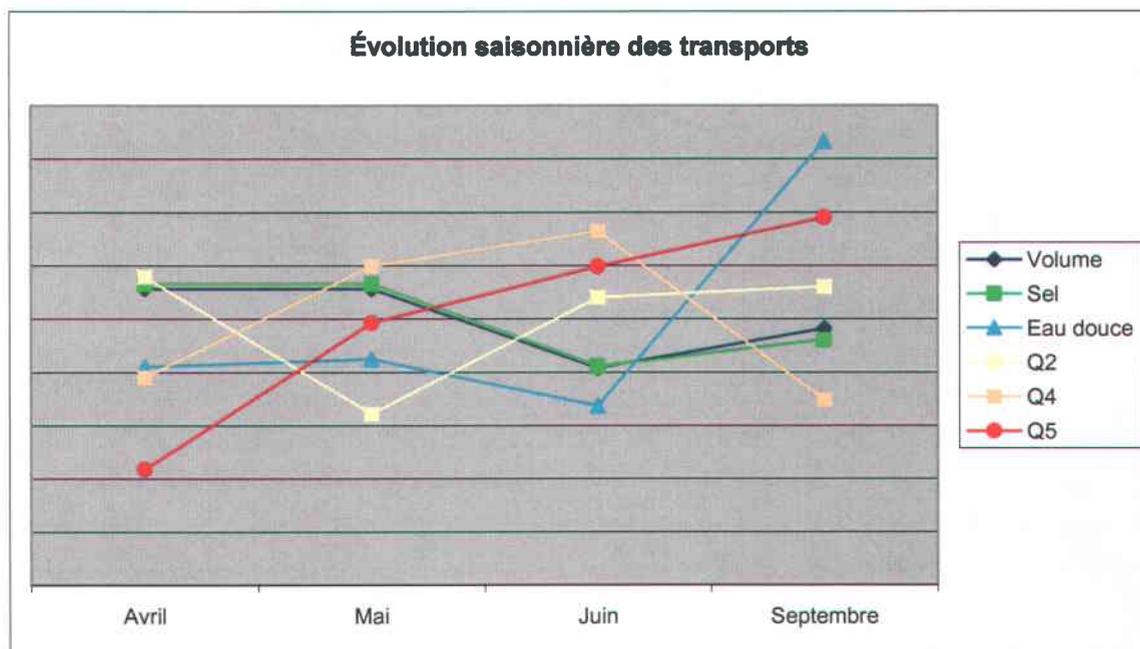


Figure 4.11 : Évolution saisonnière adimensionnelle des transports. Pour chaque paramètre, la valeur de chacun des mois a été divisée par la moyenne des quatre mois pour obtenir une variation d'O(1). Les transports de chaleur (Q) ont été répartis selon le transect sur lequel ils ont été calculés : 2, 4 ou 5.

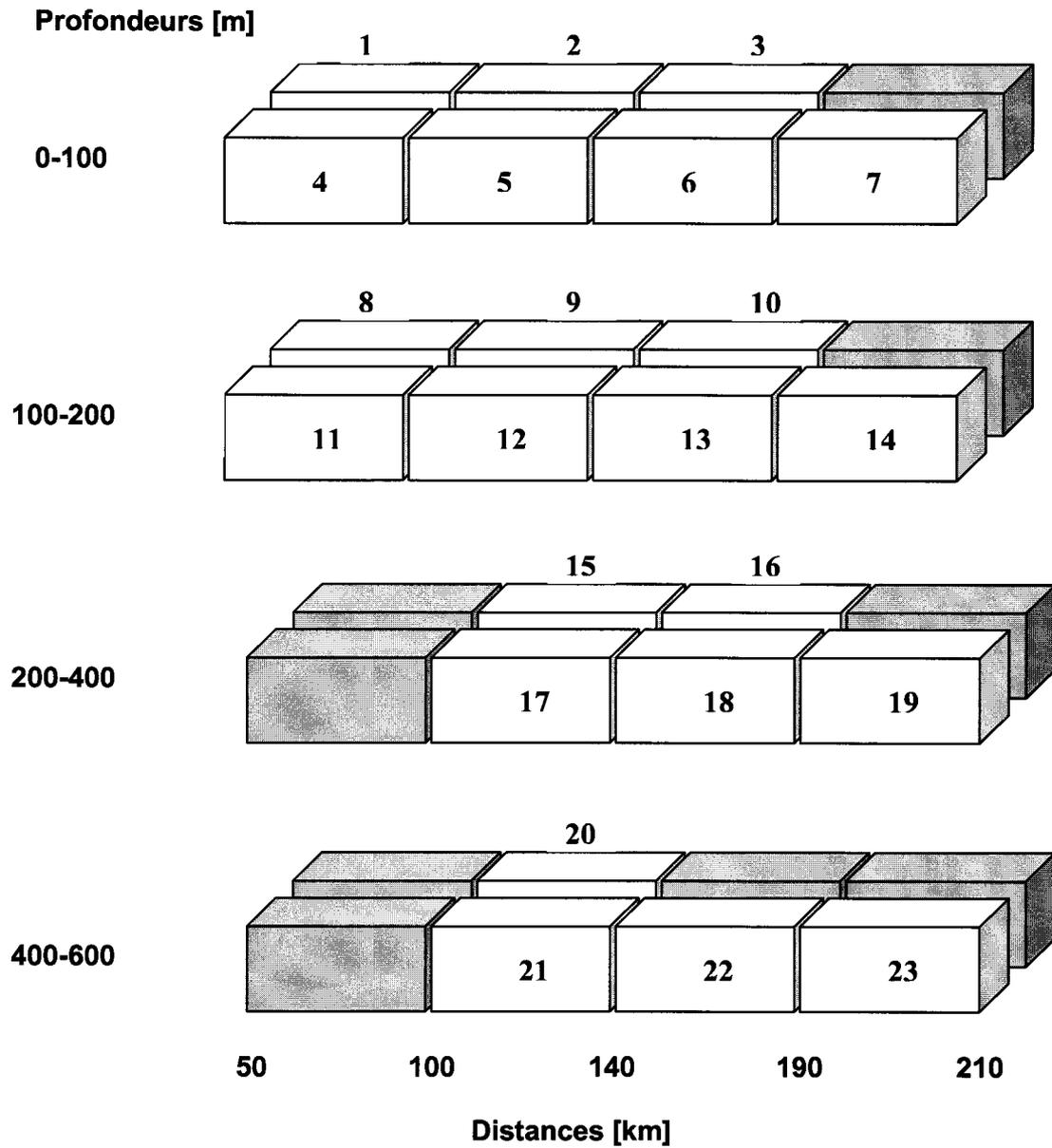


Figure 5.1 : Numérotation des 23 boîtes du modèle à partir de l'extrémité nord-ouest de la couche de surface jusqu'à l'extrémité sud-est de la couche du fond.

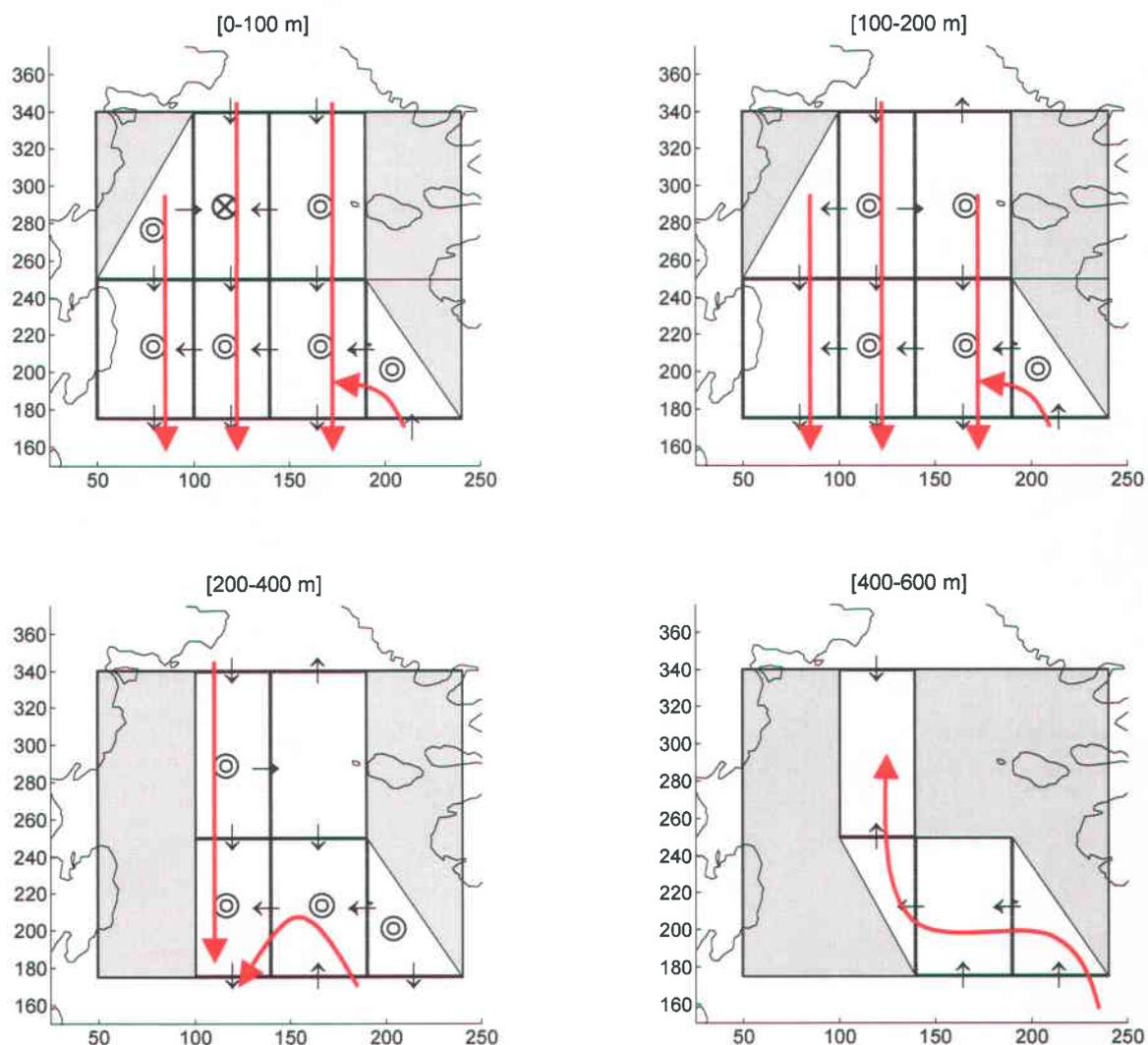


Figure 5.2 : Patron de circulation générale dans la polynie des Eaux du Nord au mois d'avril 1998. Les graphiques représentent quatre profondeurs différentes. La direction des courants est déterminée par un modèle à boîtes qui impose la conservation du volume, du sel et de la chaleur dans chacune des boîtes (un terme prévoit l'échange de chaleur entre la couche de surface et l'atmosphère).

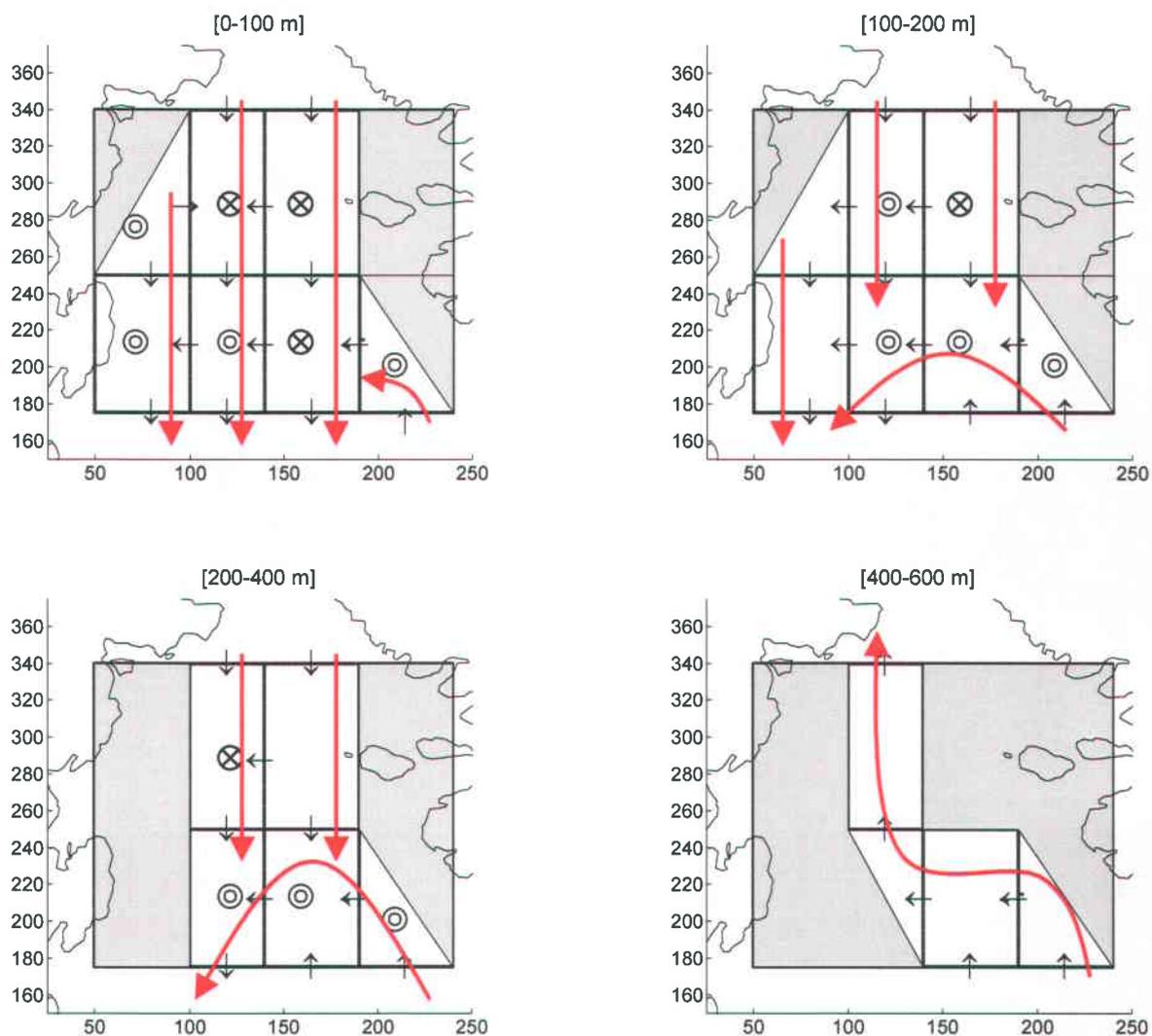


Figure 5.3 : Patron de circulation générale dans la polynie des Eaux du Nord au mois de mai 1998. Les graphiques représentent quatre profondeurs différentes. La direction des courants est déterminée par un modèle à boîtes qui impose la conservation du volume, du sel et de la chaleur dans chacune des boîtes (un terme prévoit l'échange de chaleur entre la couche de surface et l'atmosphère).

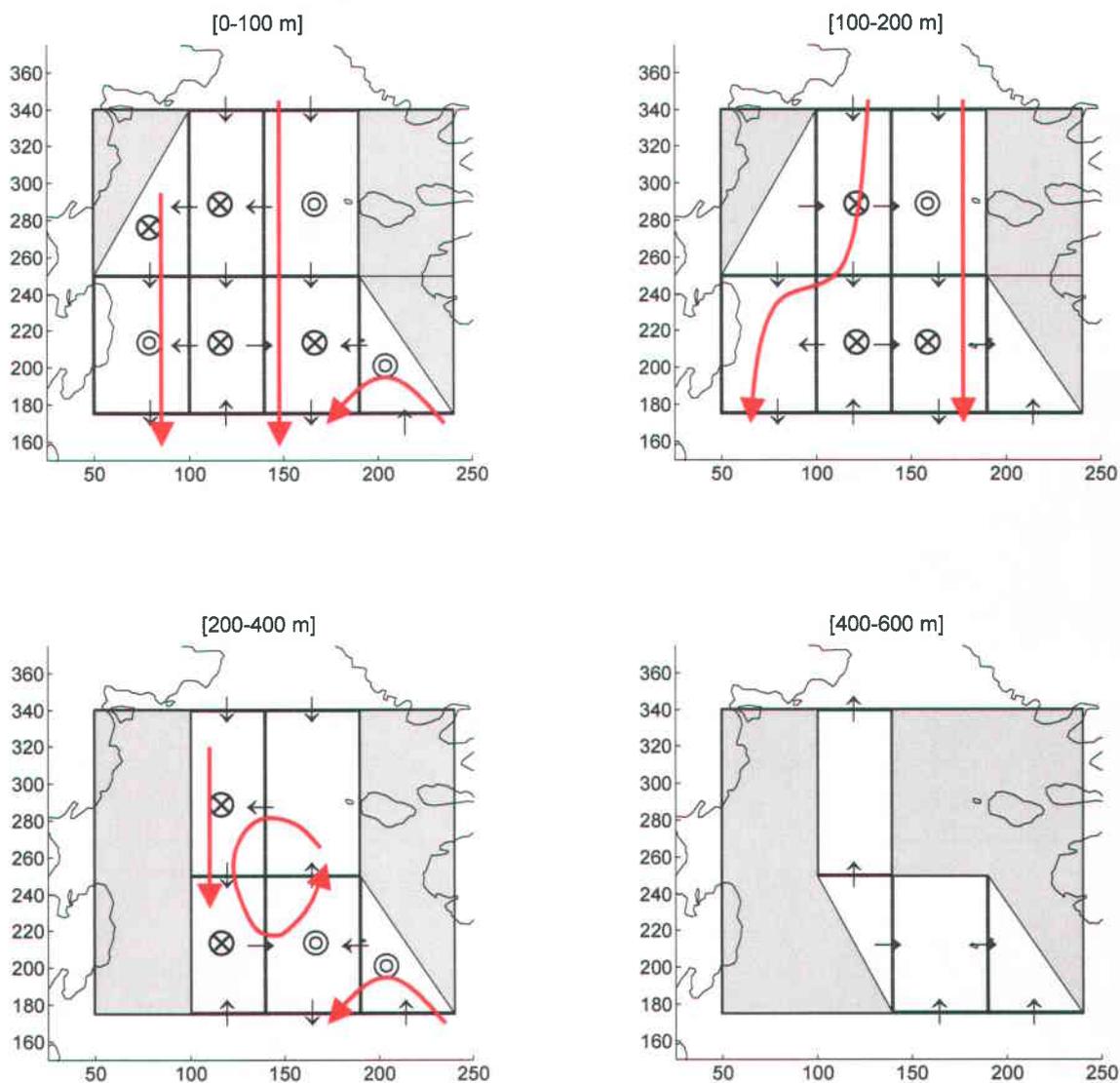


Figure 5.4 : Patron de circulation générale dans la polynie des Eaux du Nord au mois de juin 1998. Les graphiques représentent quatre profondeurs différentes. La direction des courants est déterminée par un modèle à boîtes qui impose la conservation du volume, du sel et de la chaleur dans chacune des boîtes (un terme prévoit l'échange de chaleur entre la couche de surface et l'atmosphère).

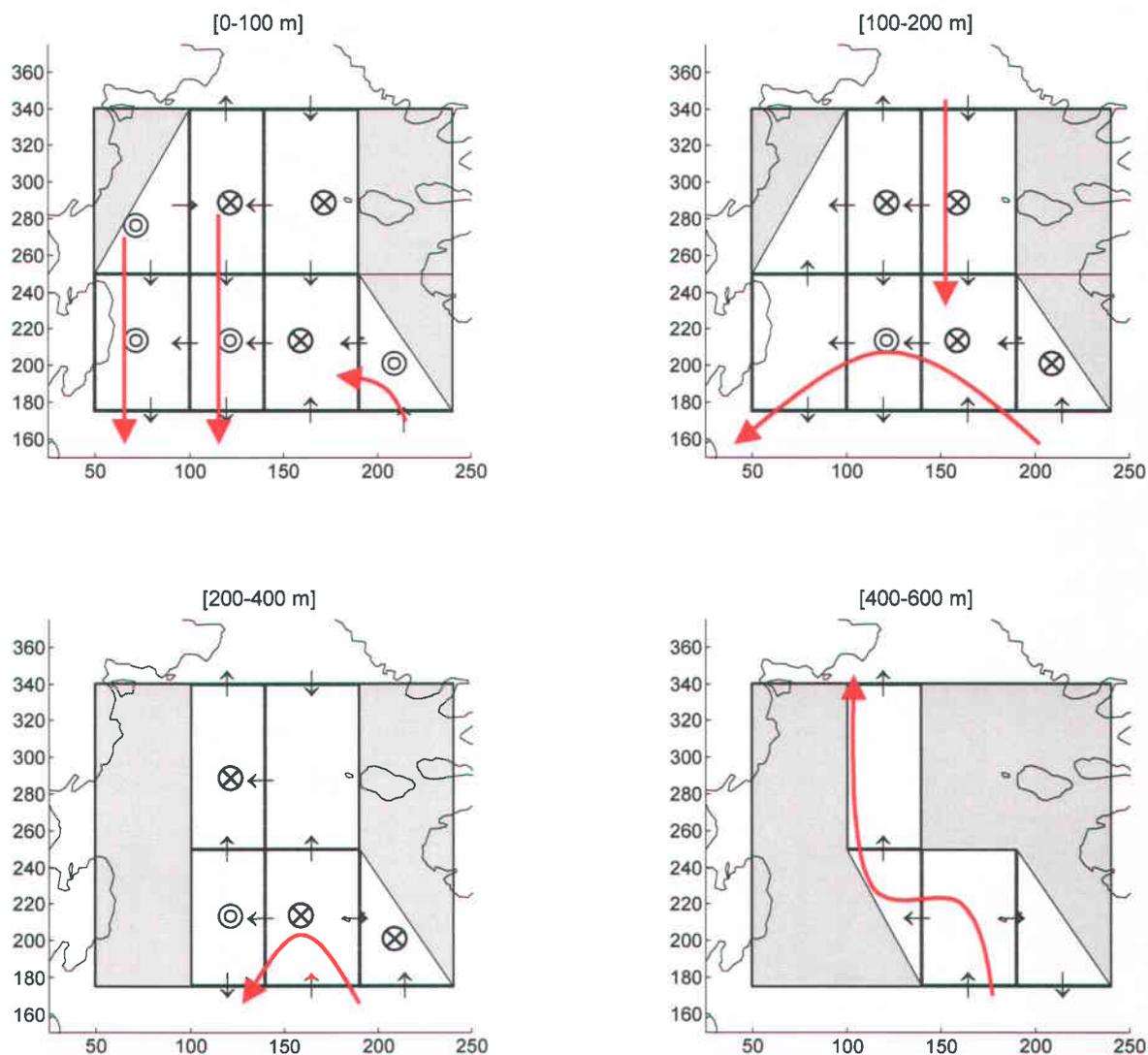
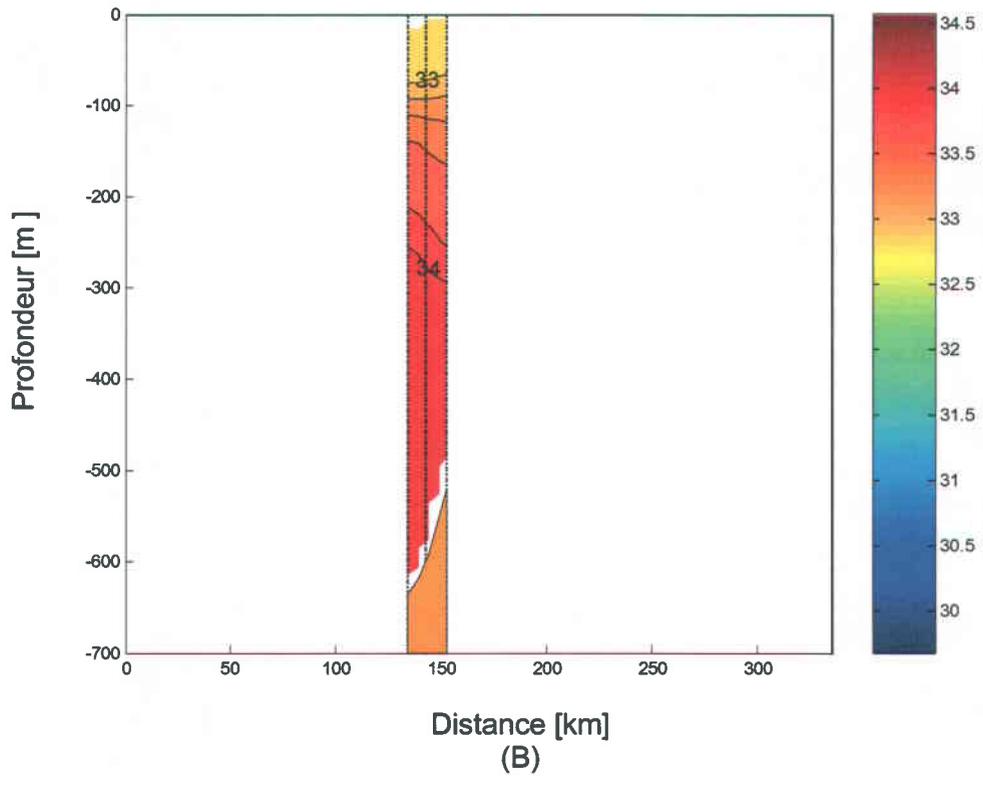
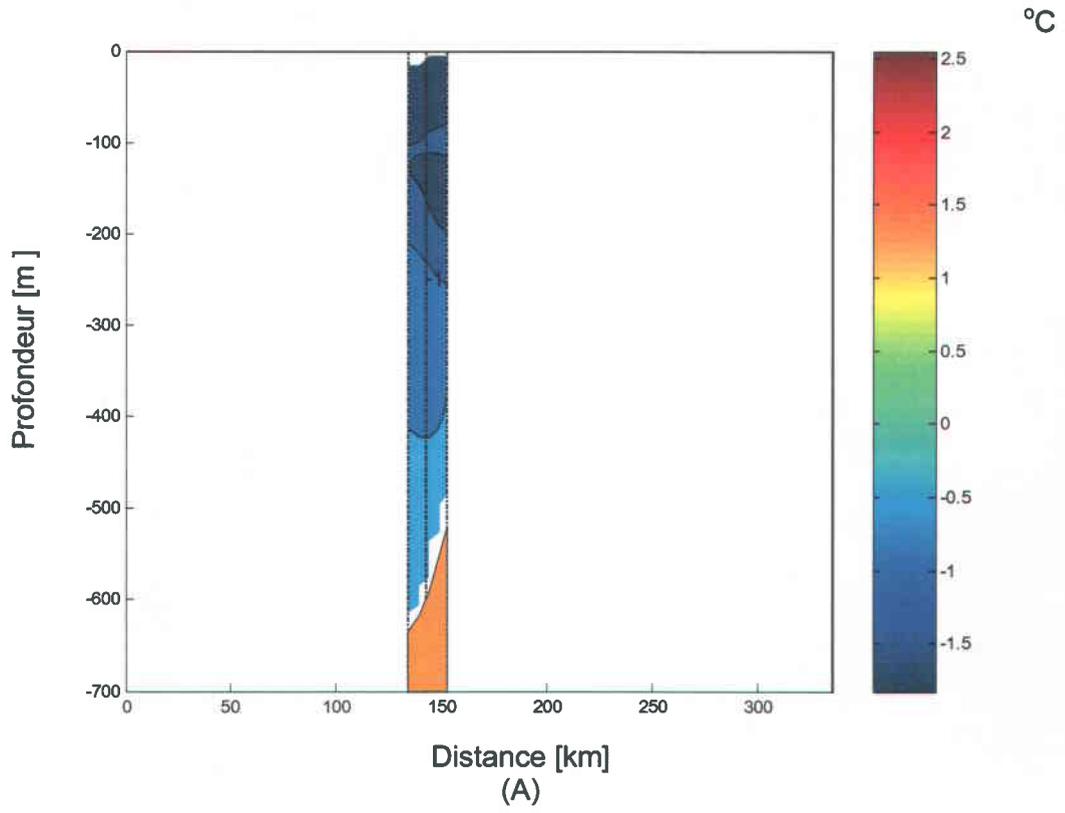


Figure 5.5 : Patron de circulation générale dans la polynie des Eaux du Nord au mois de septembre 1999. Les graphiques représentent quatre profondeurs différentes. La direction des courants est déterminée par un modèle à boîtes qui impose la conservation du volume, du sel et de la chaleur dans chacune des boîtes (un terme prévoit l'échange de chaleur entre la couche de surface et l'atmosphère).

Les ANNEXES

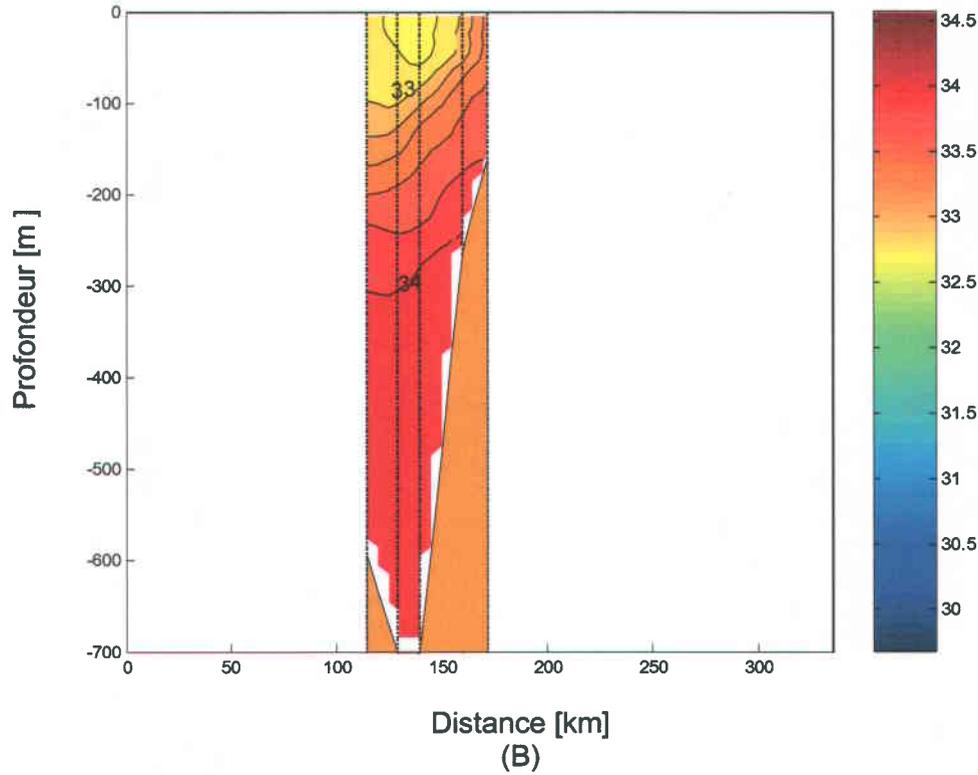
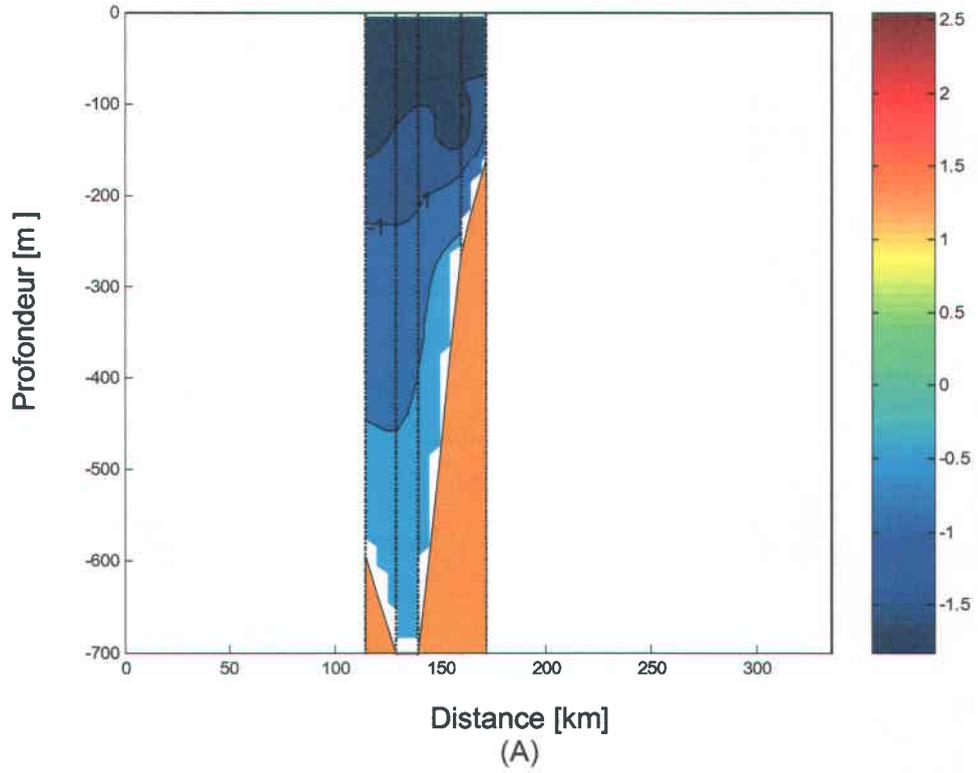
1

Distribution de la température et de la salinité

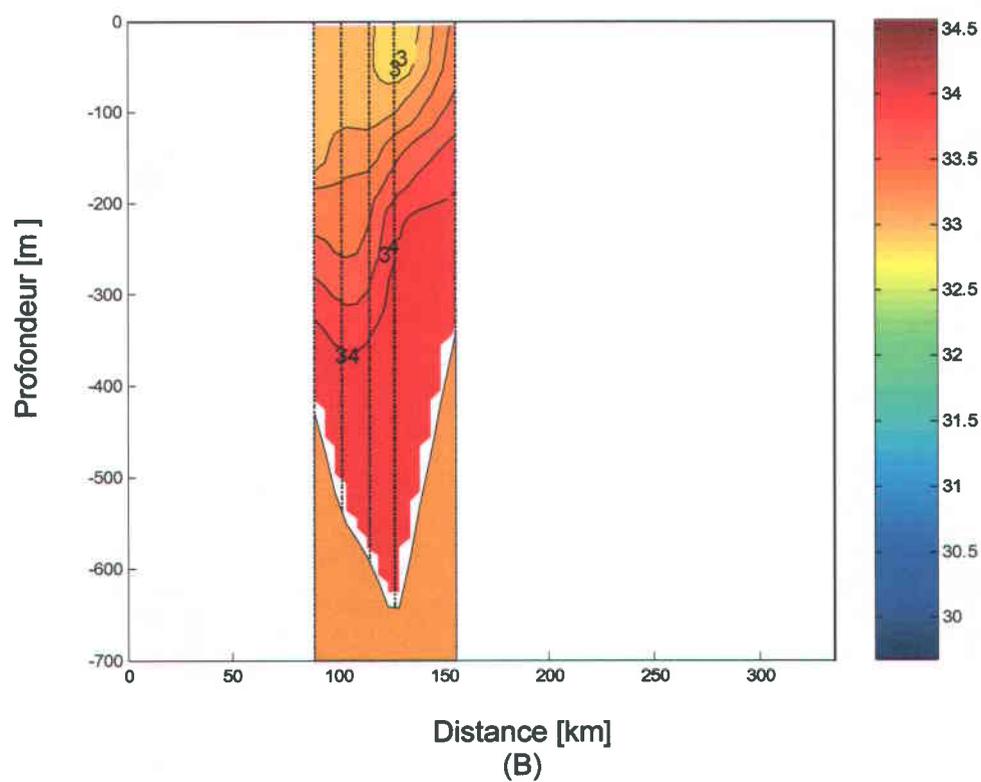
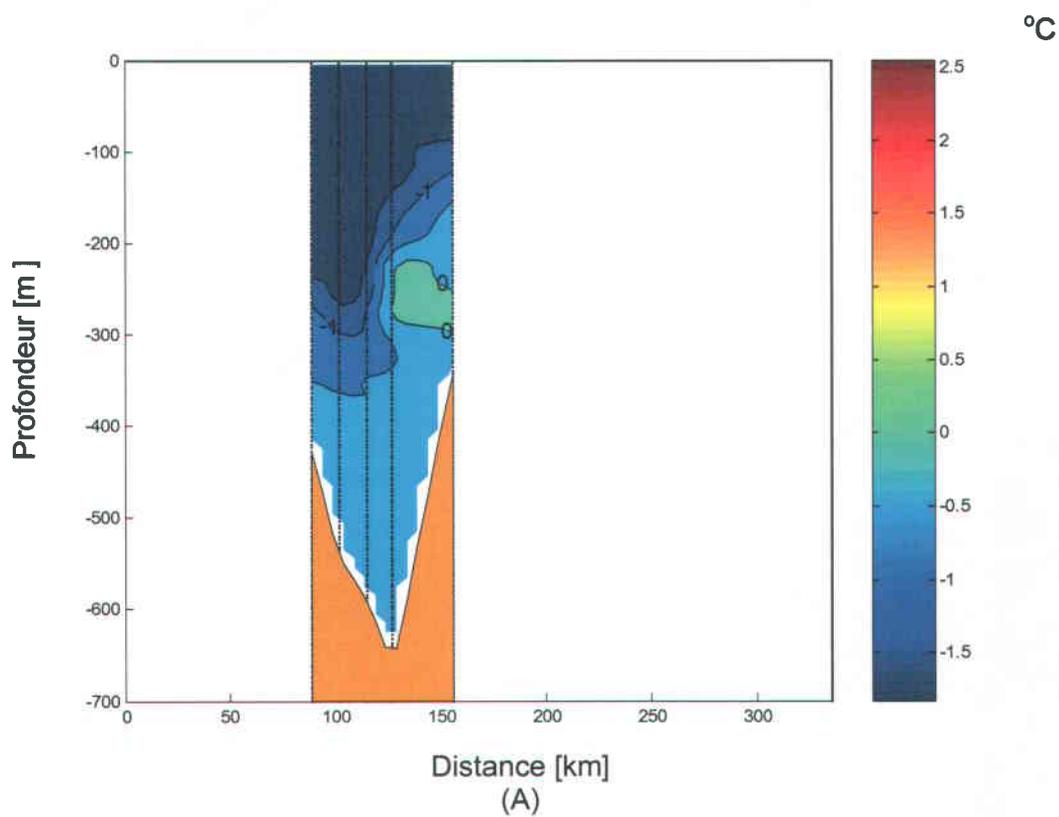


Annexe 1.1 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 1 au cours du mois d'avril 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

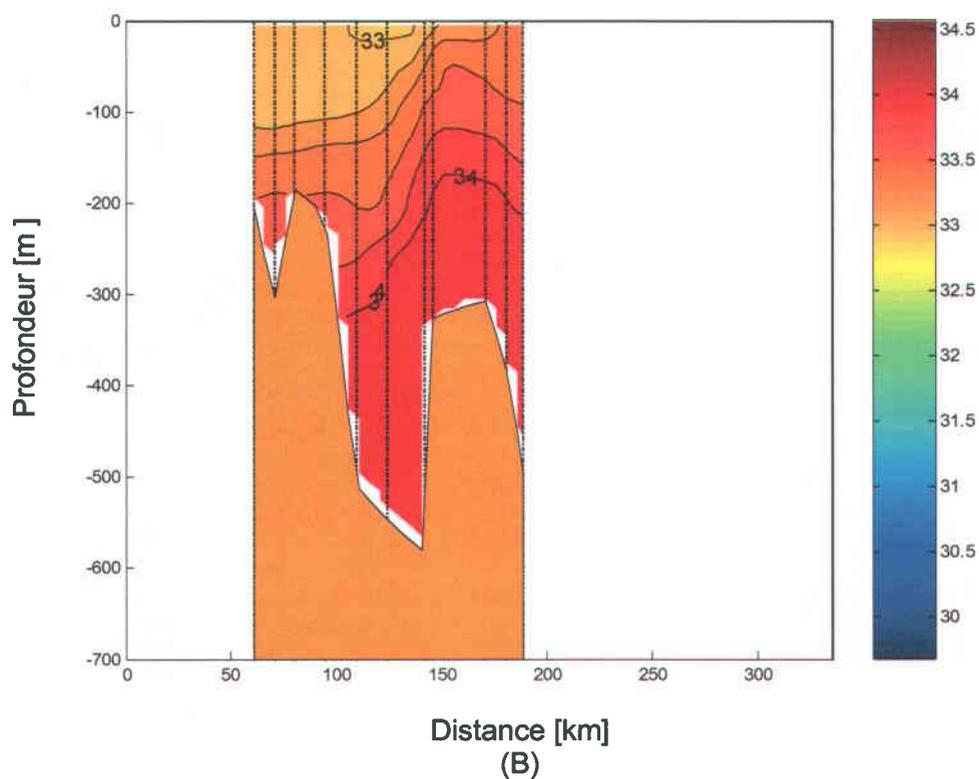
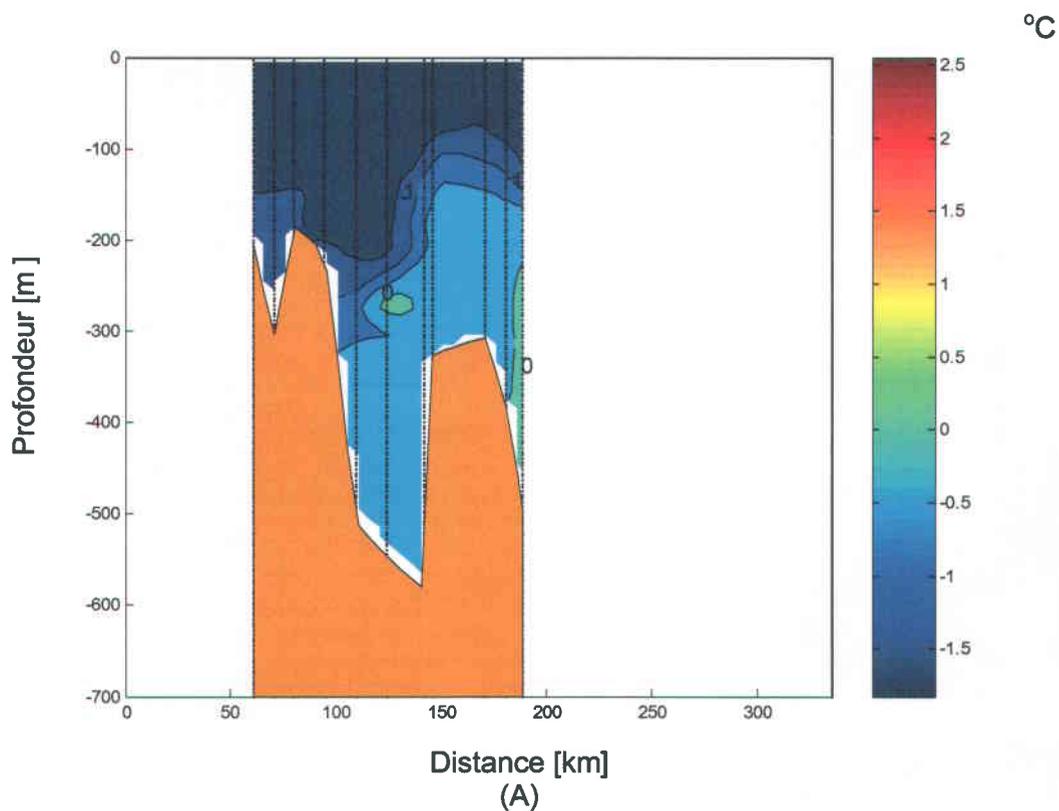
°C



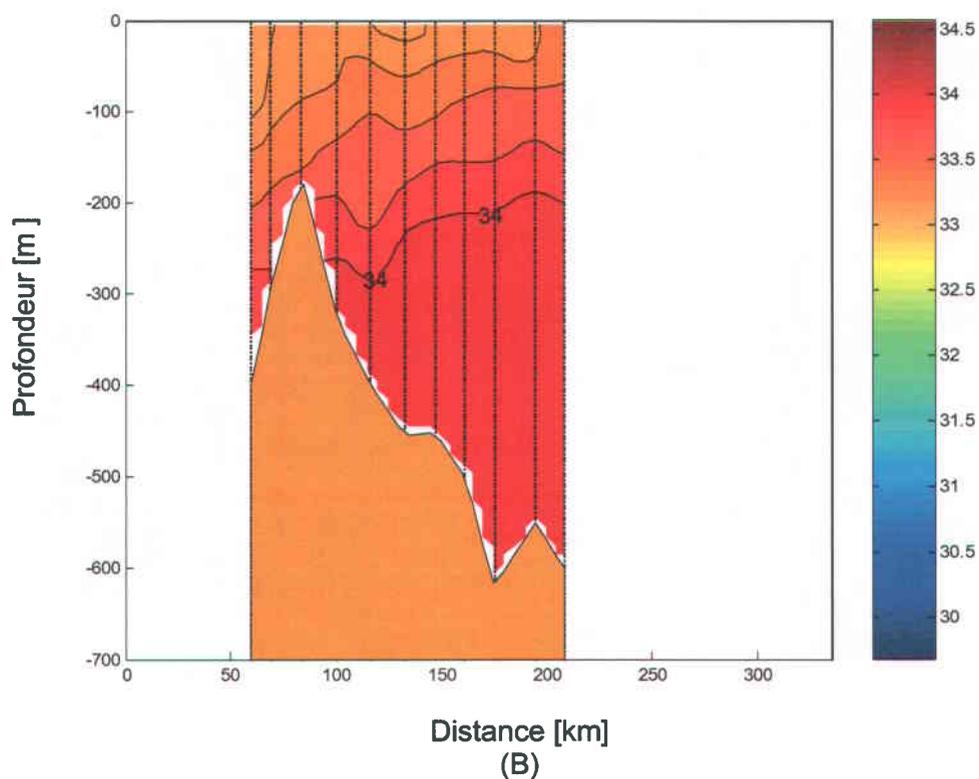
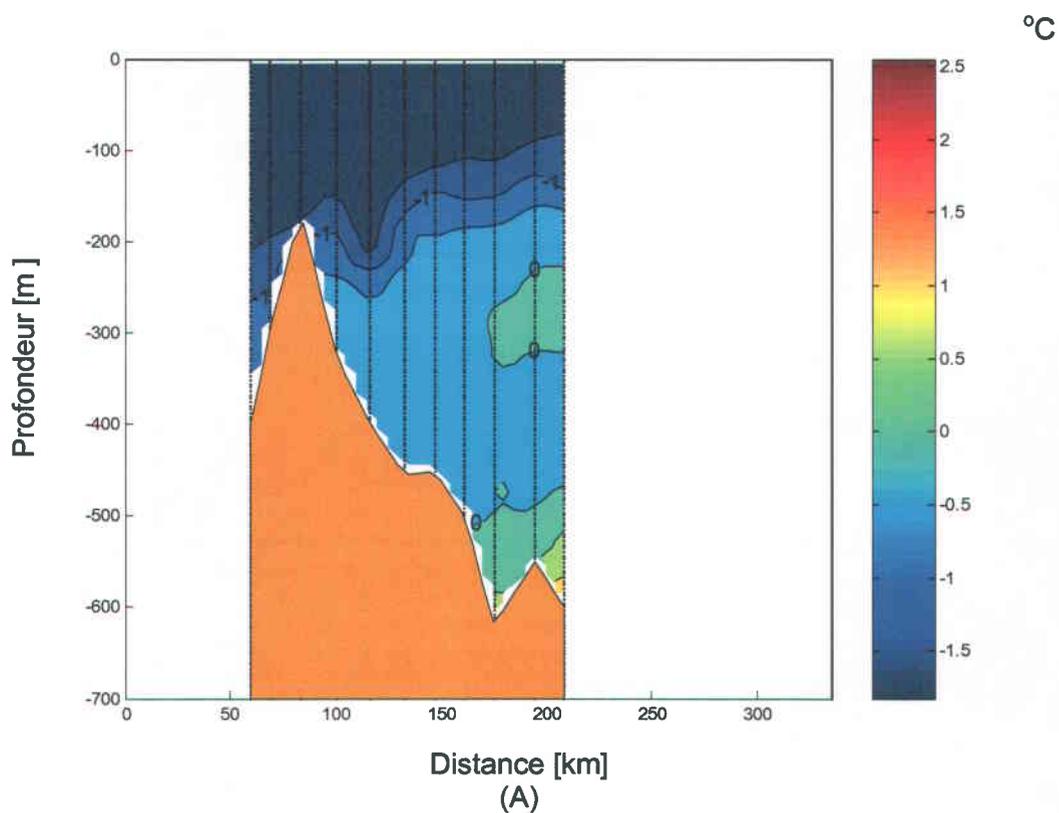
Annexe 1.2 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 2 au cours du mois d'avril 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.



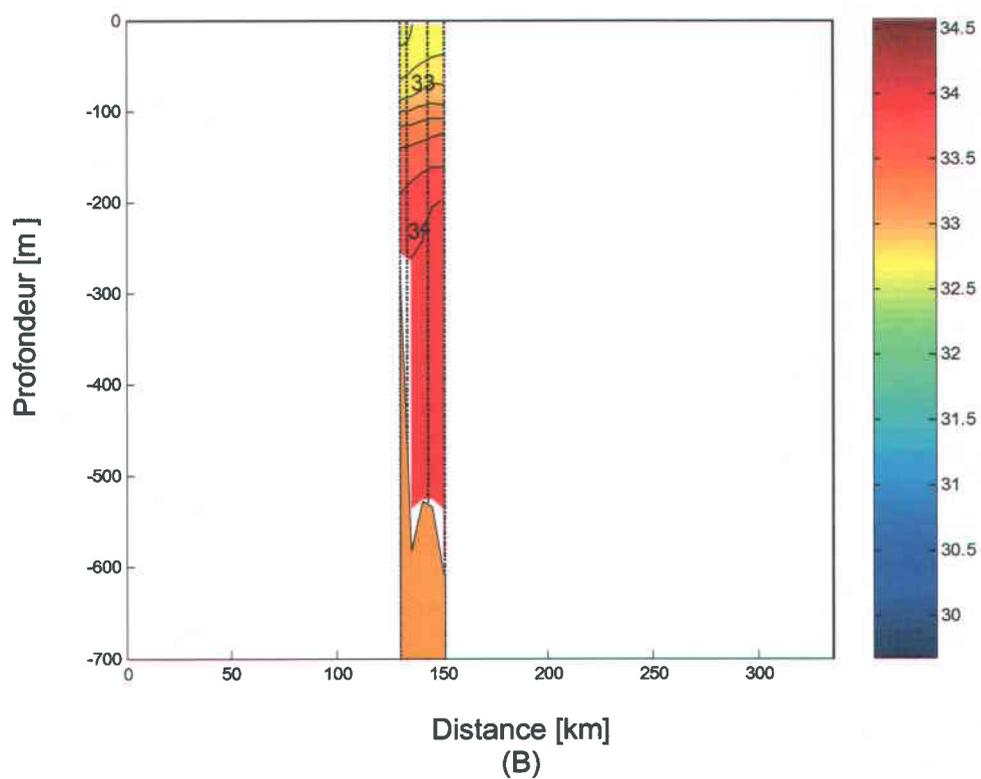
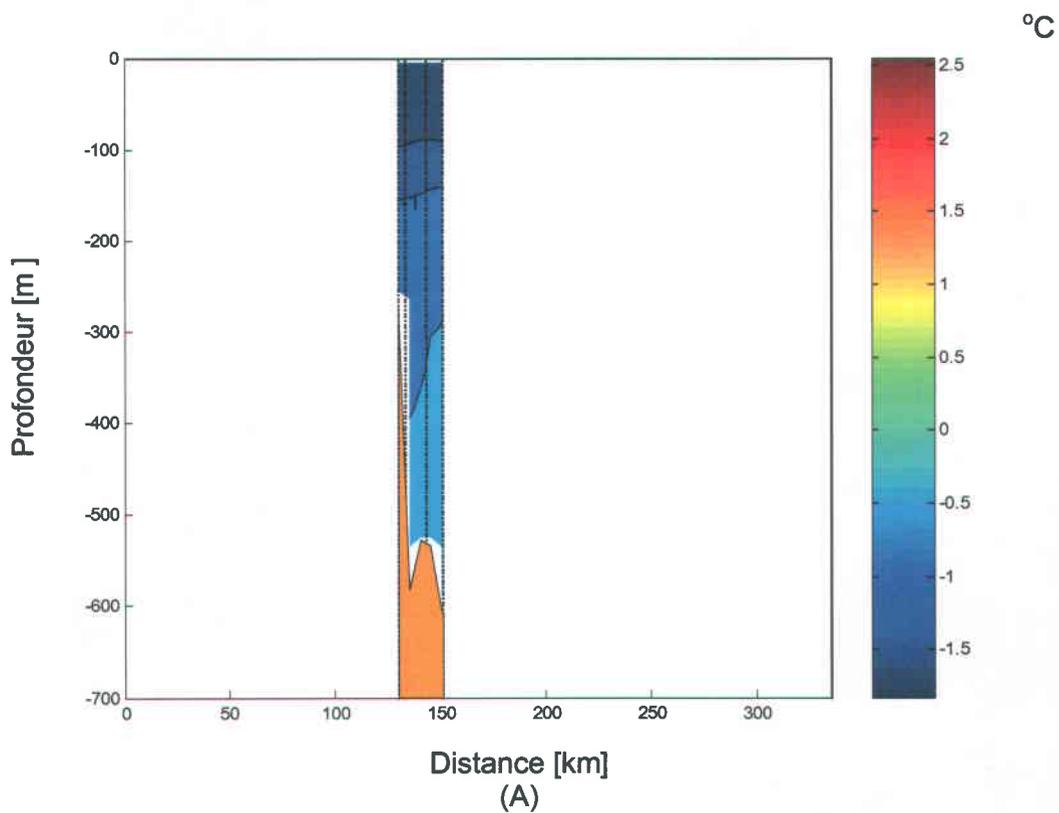
Annexe 1.3 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 3 au cours du mois d'avril 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.



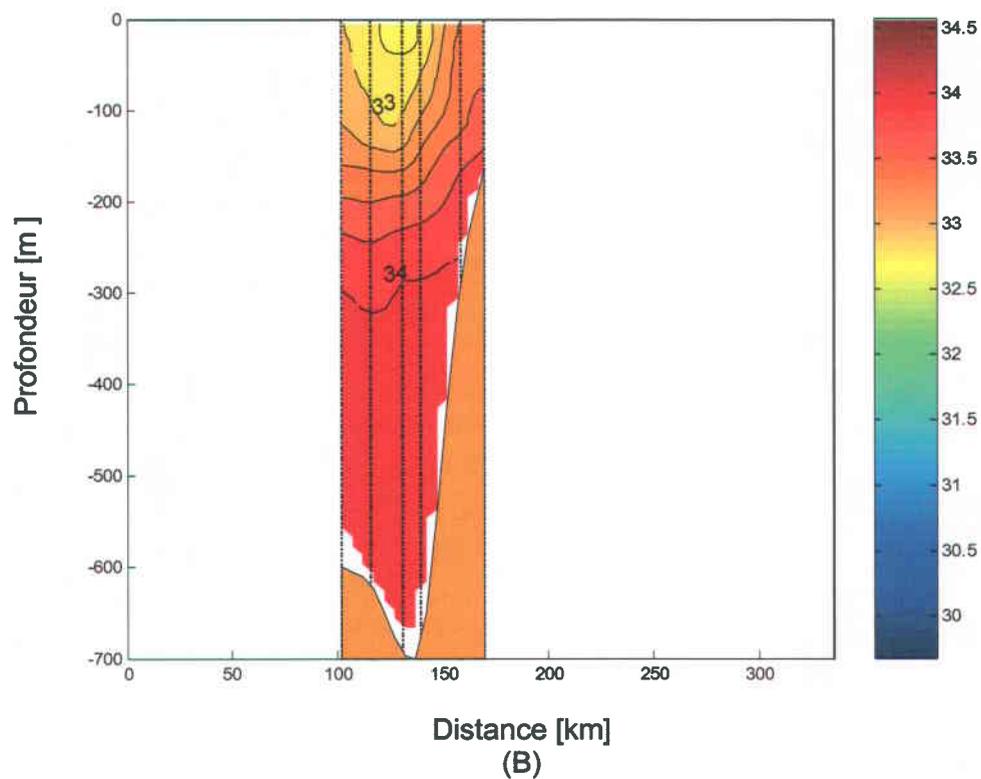
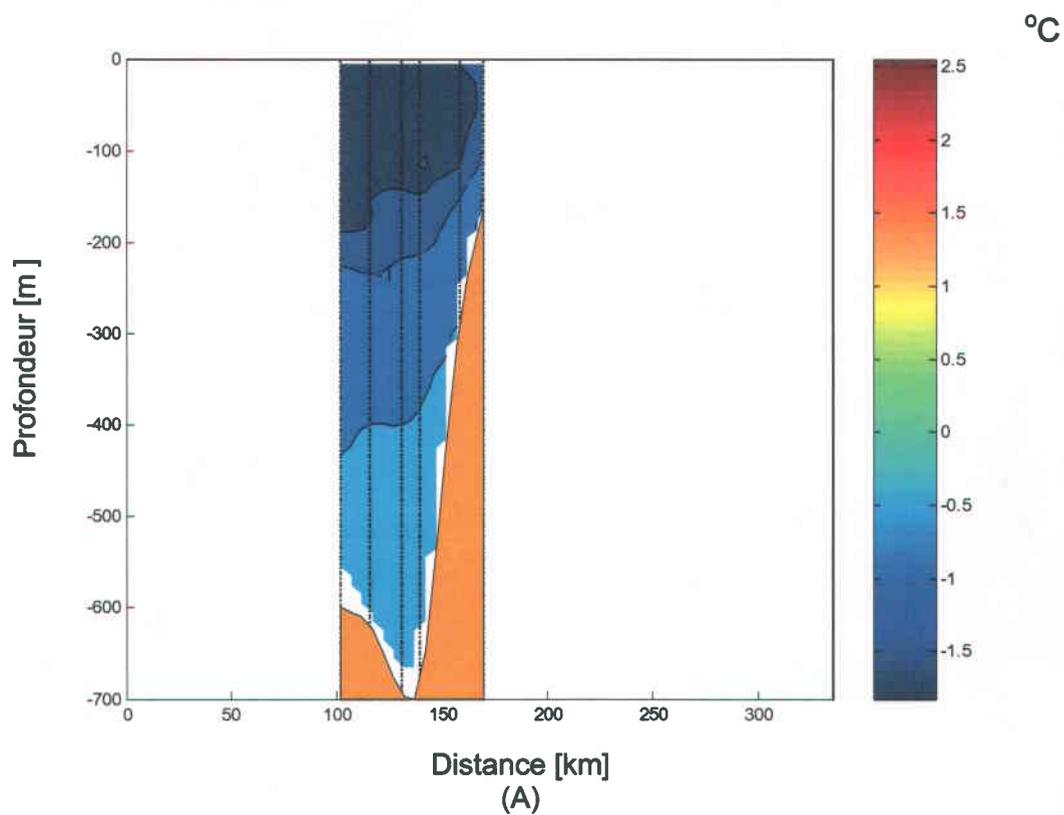
Annexe 1.4 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 4 au cours du mois d'avril 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.



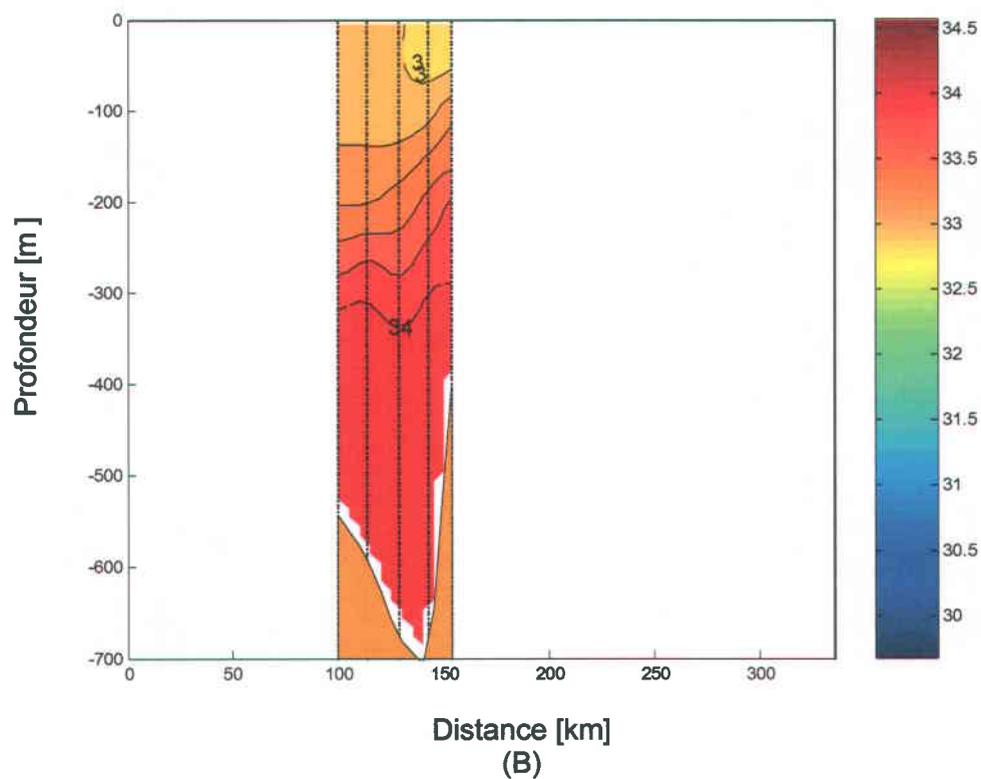
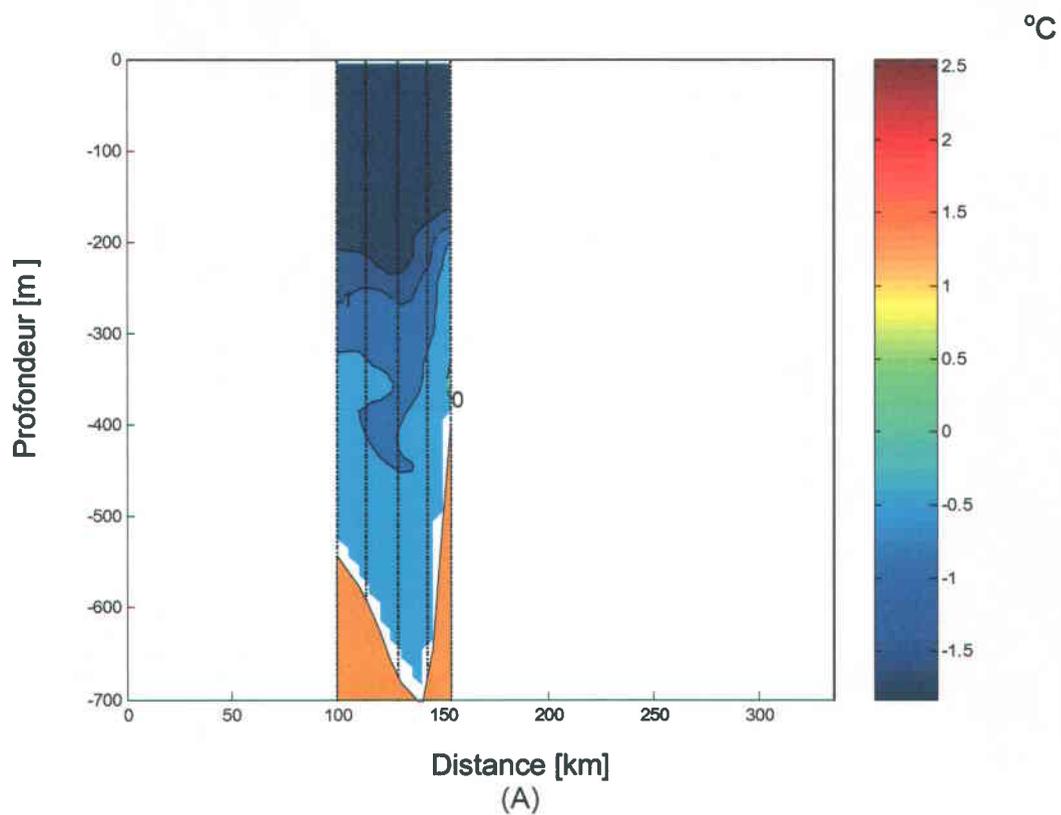
Annexe 1.5 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 5 au cours du mois d'avril 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.



Annexe 1.6 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 1 au cours du mois de mai 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

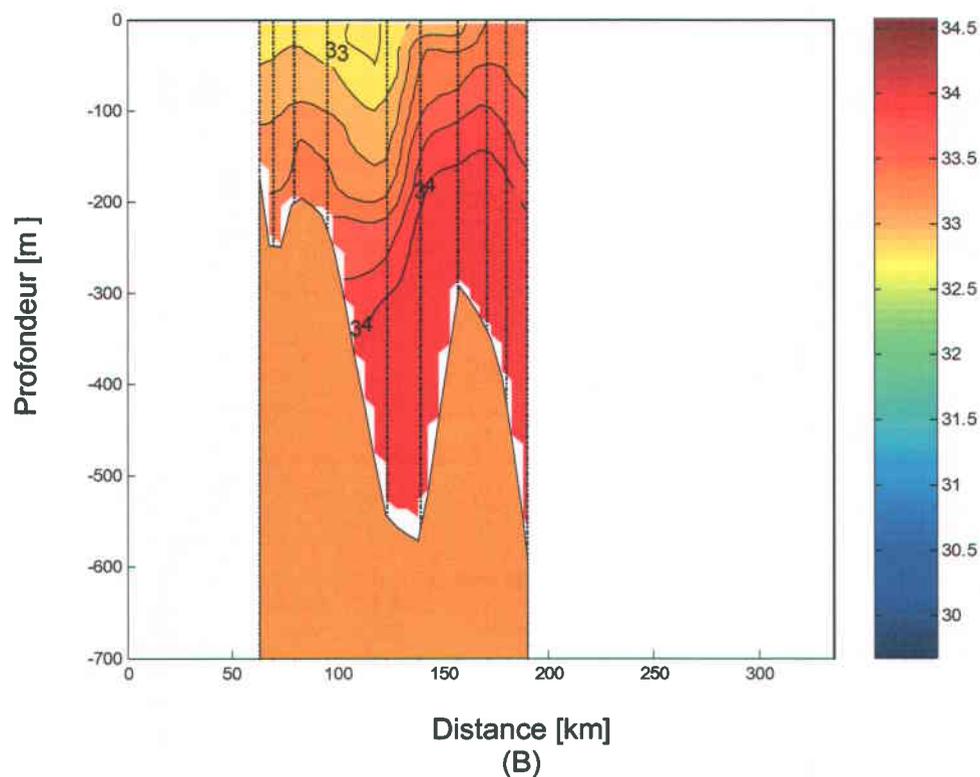
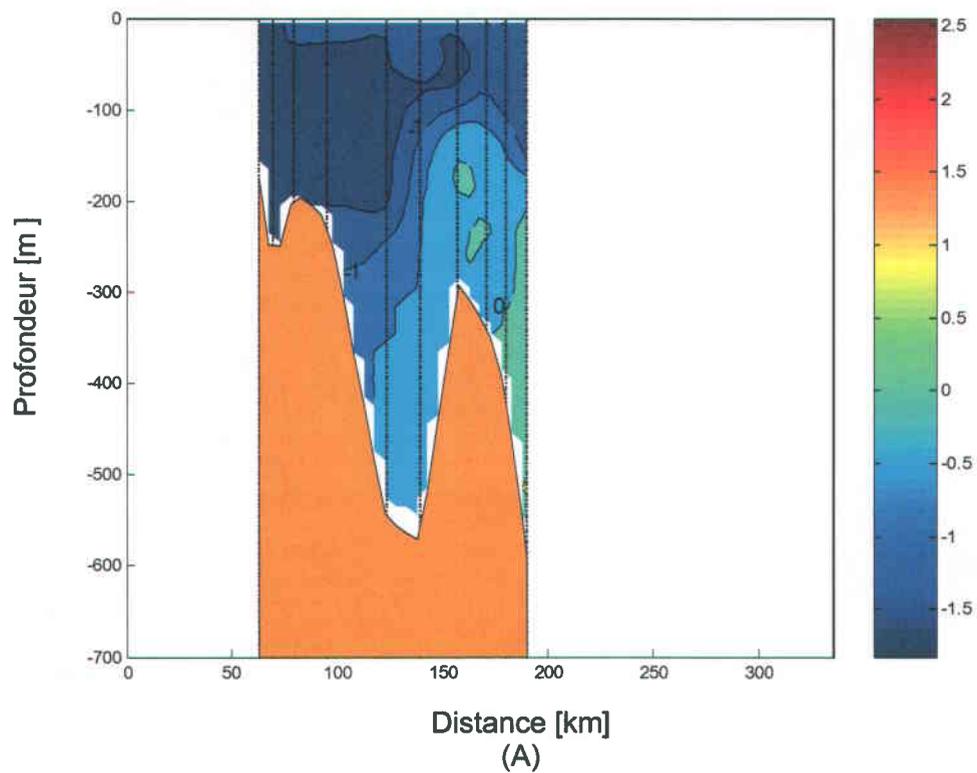


Annexe 1.7 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 2 au cours du mois de mai 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

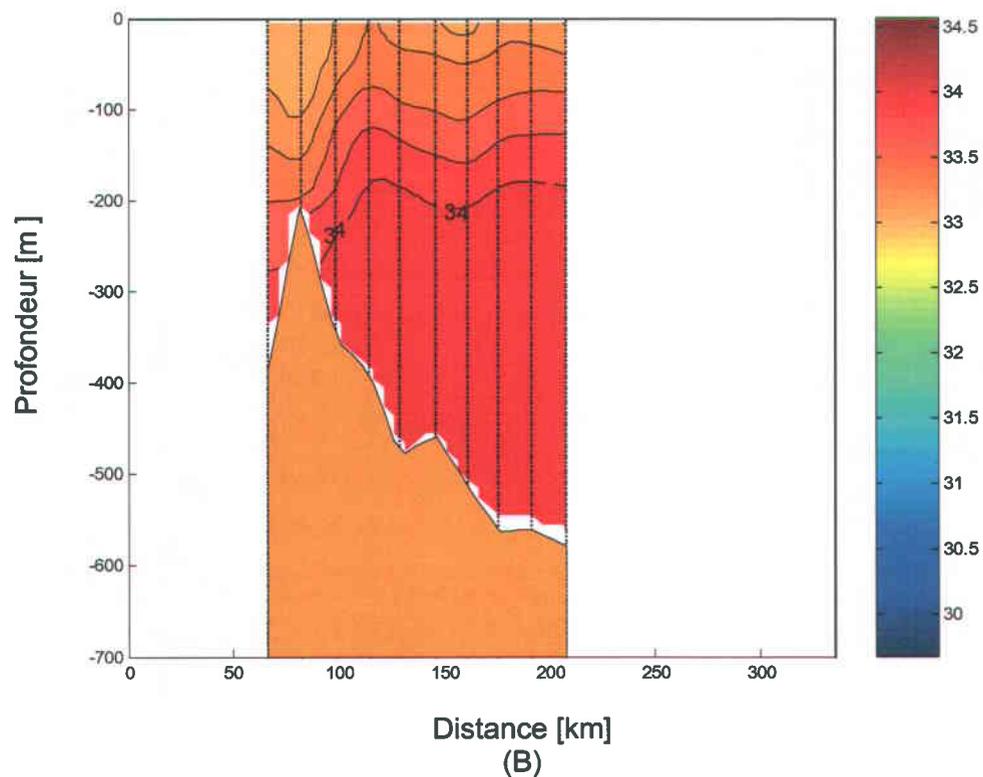
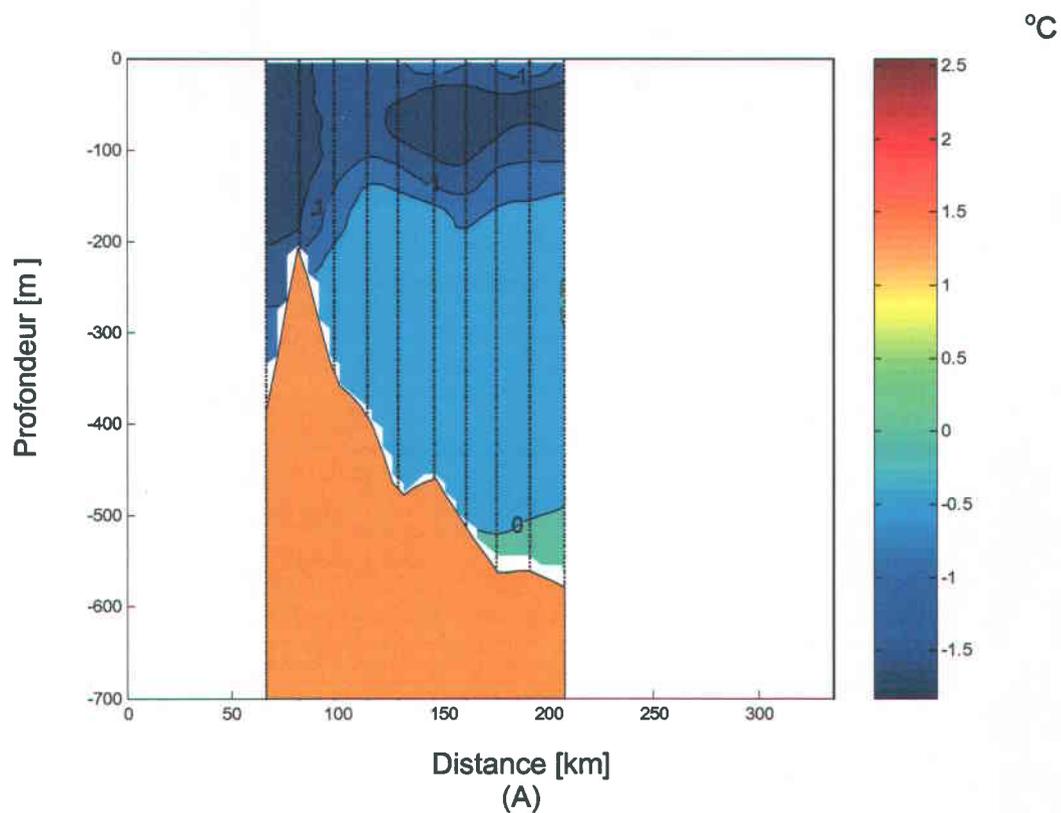


Annexe 1.8 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 3 au cours du mois de mai 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

°C

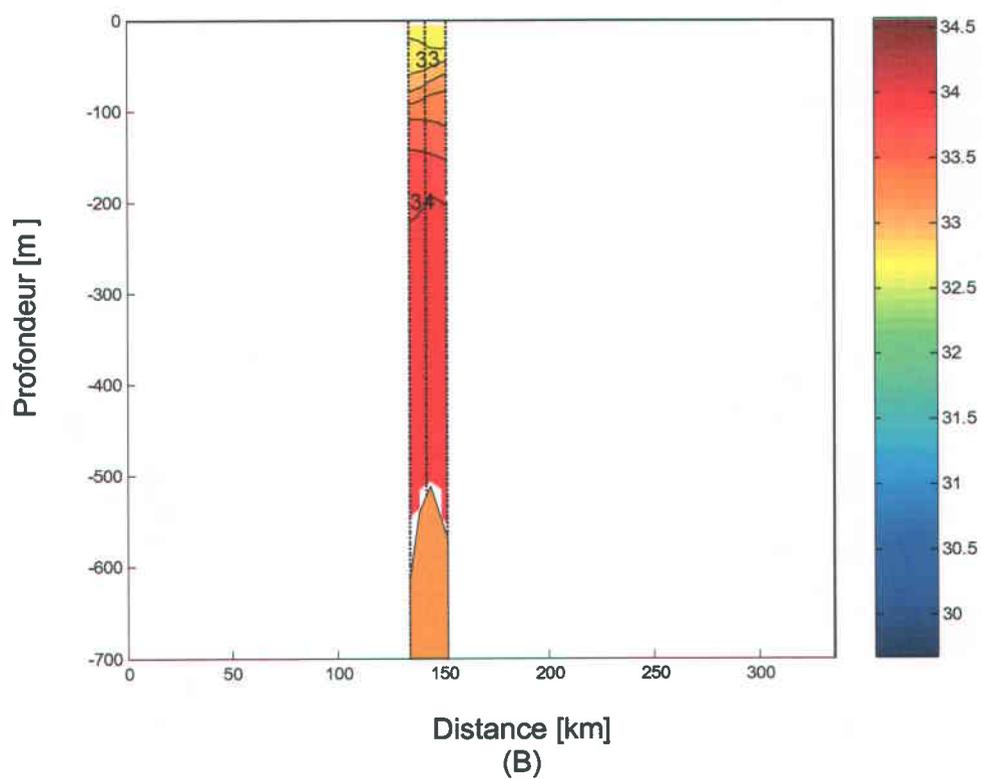
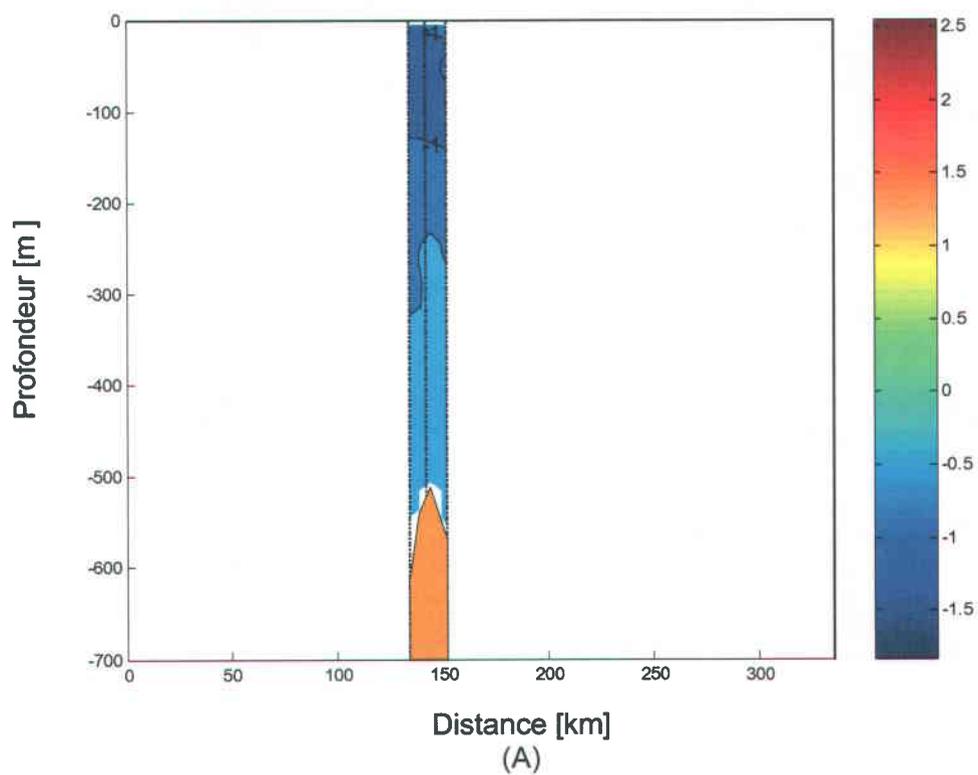


Annexe 1.9 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 4 au cours du mois de mai 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

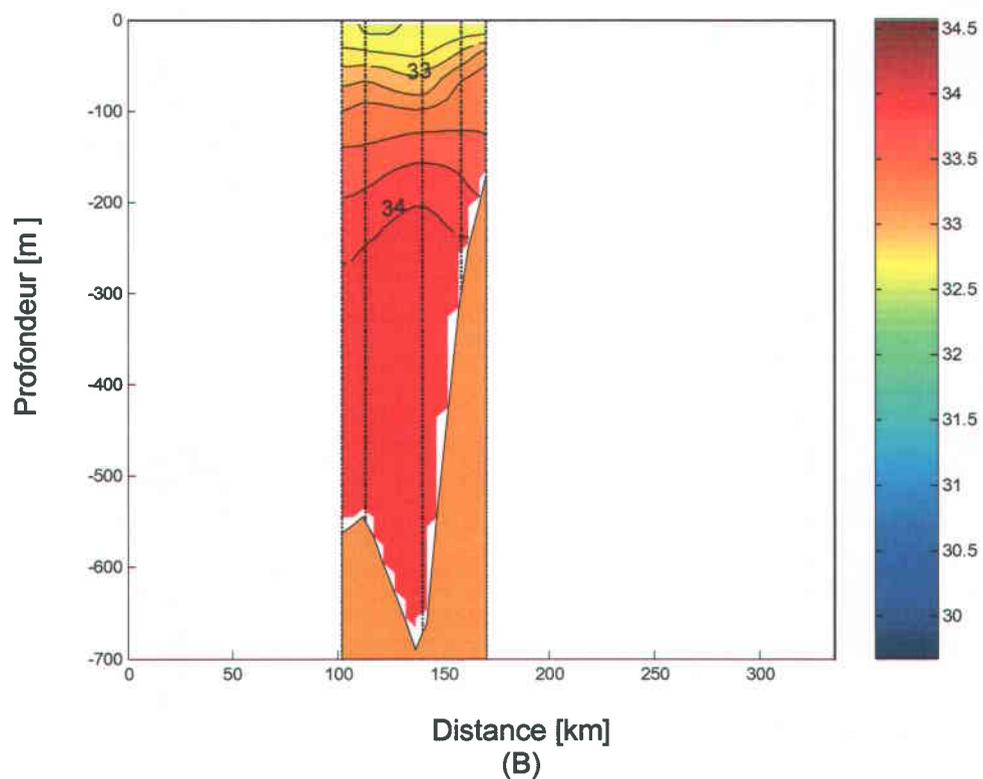
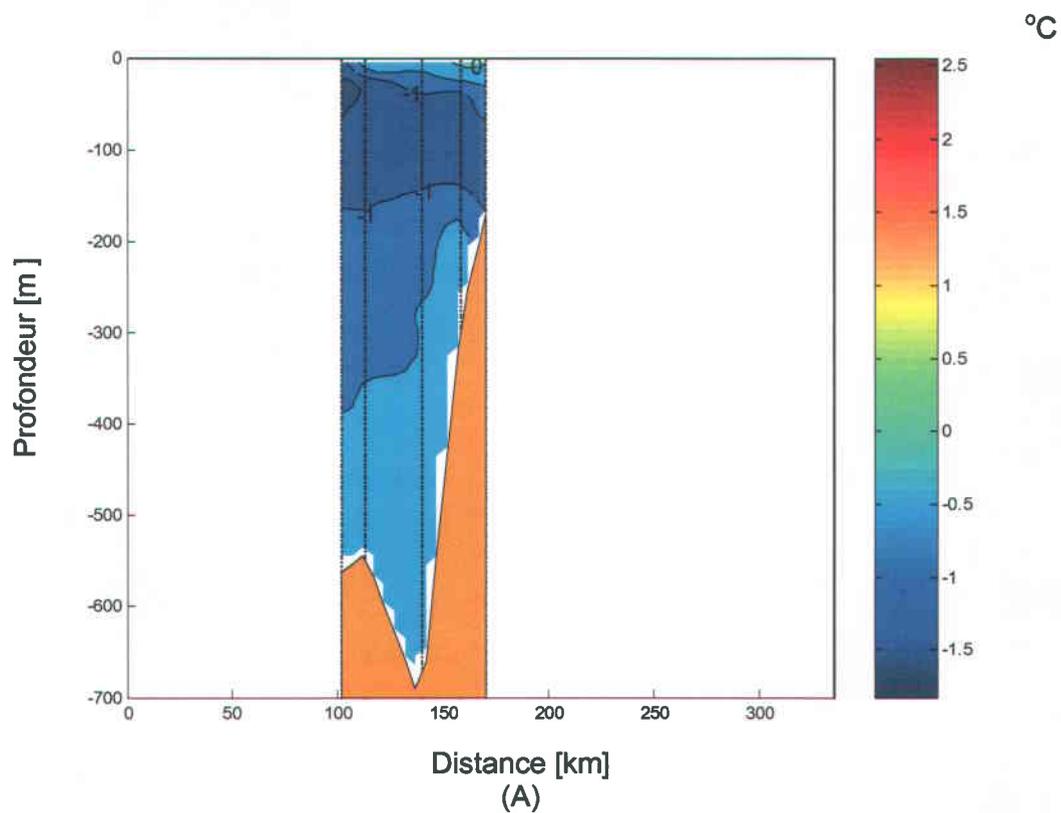


Annexe 1.10 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 5 au cours du mois de mai 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

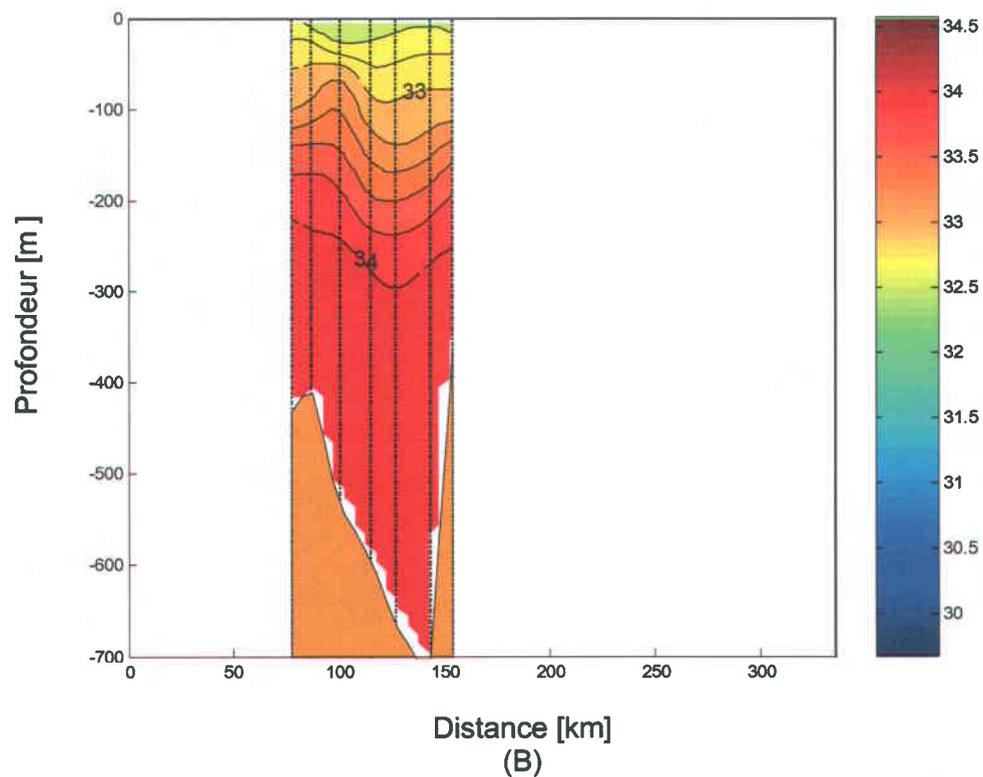
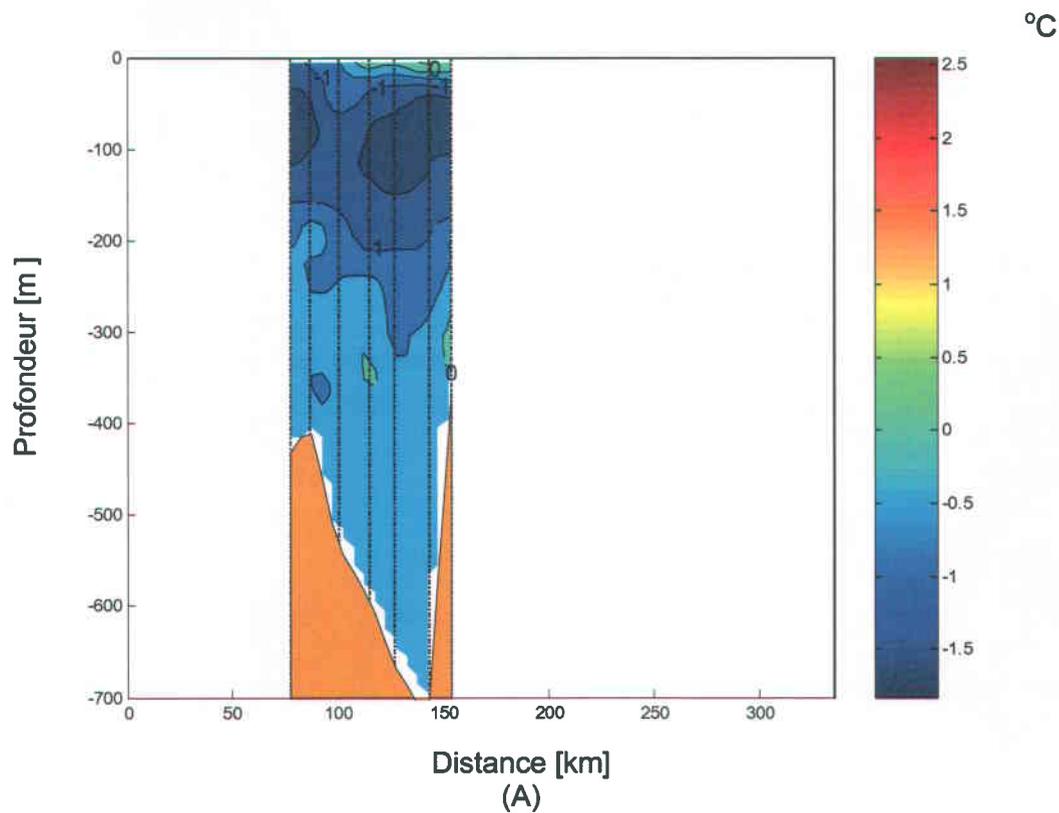
°C



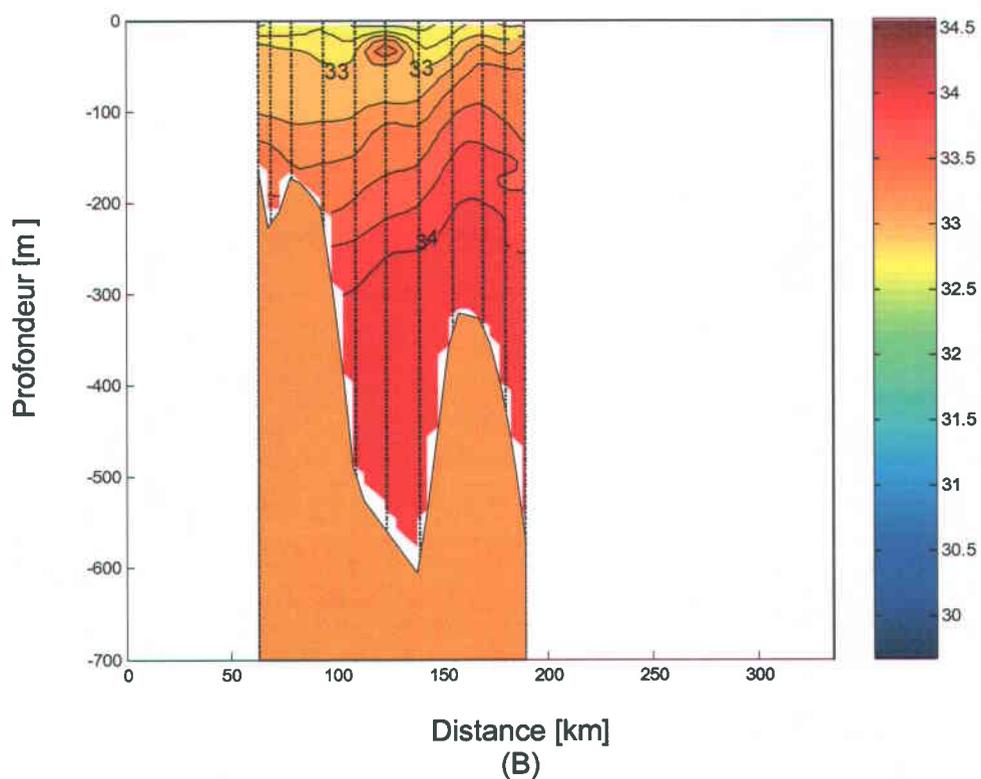
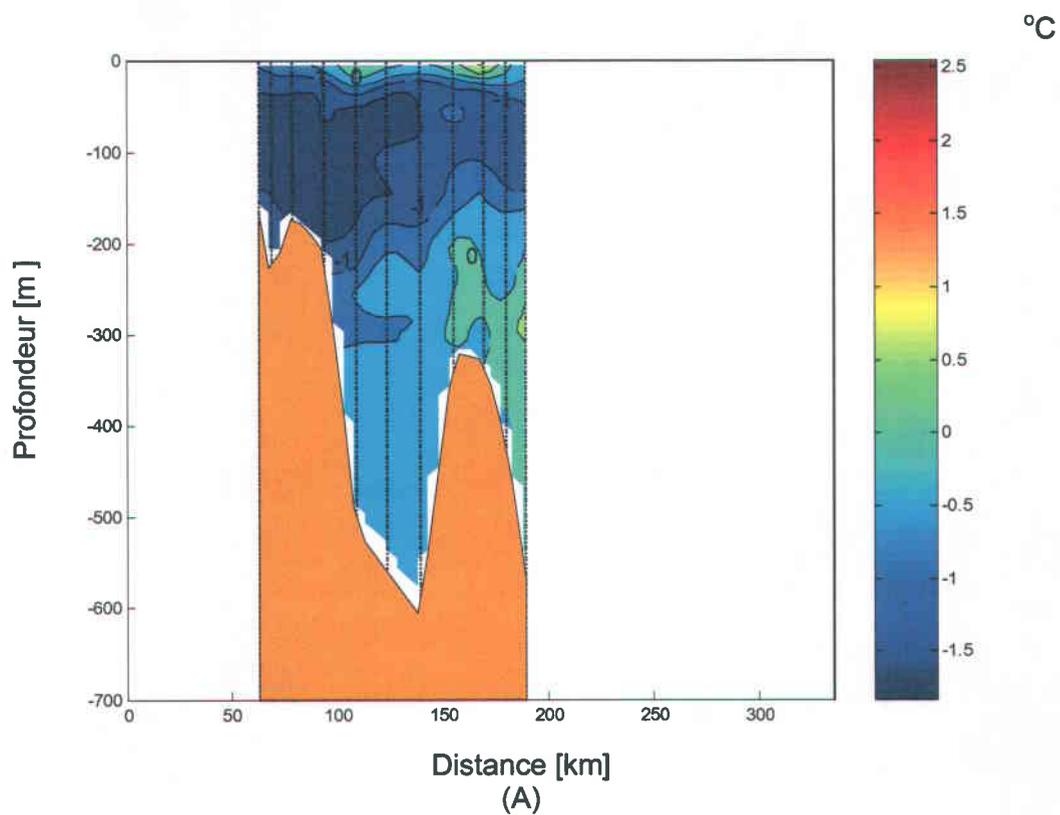
Annexe 1.11 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 1 au cours du mois de juin 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.



Annexe 1.12 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 2 au cours du mois de juin 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

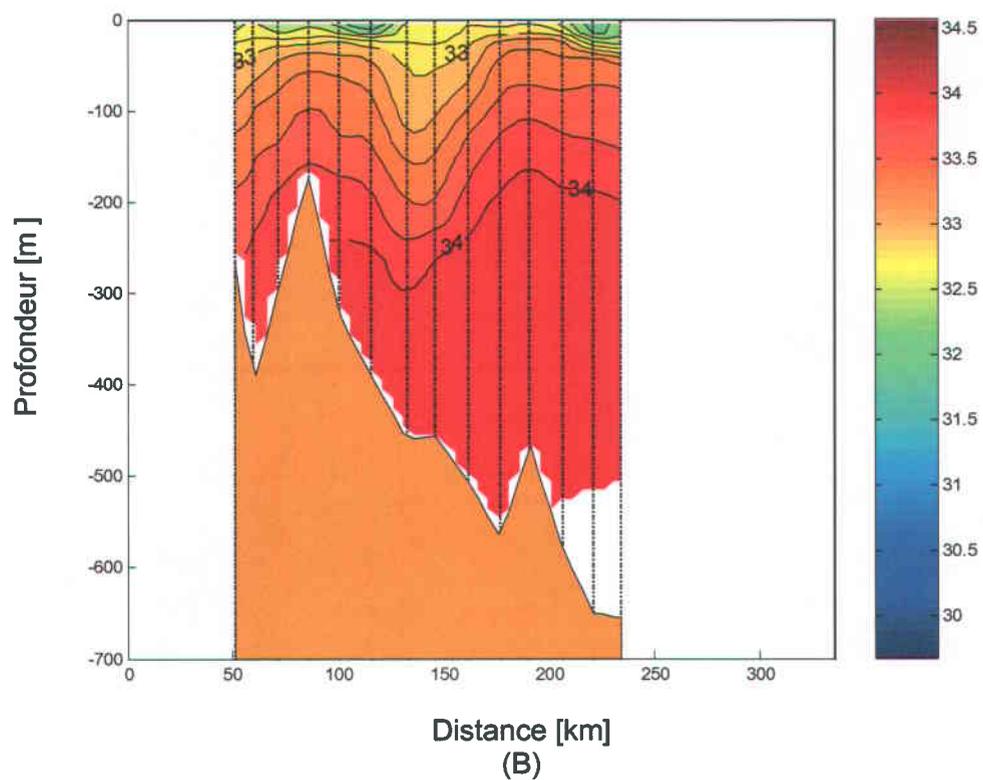
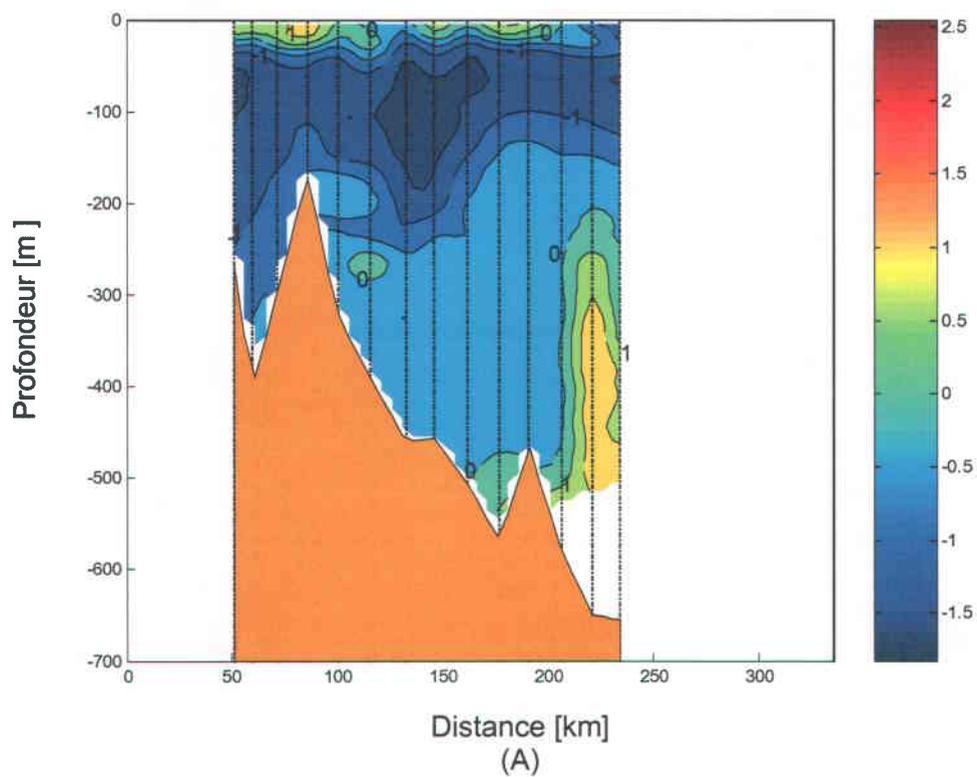


Annexe 1.13 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 3 au cours du mois de juin 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.



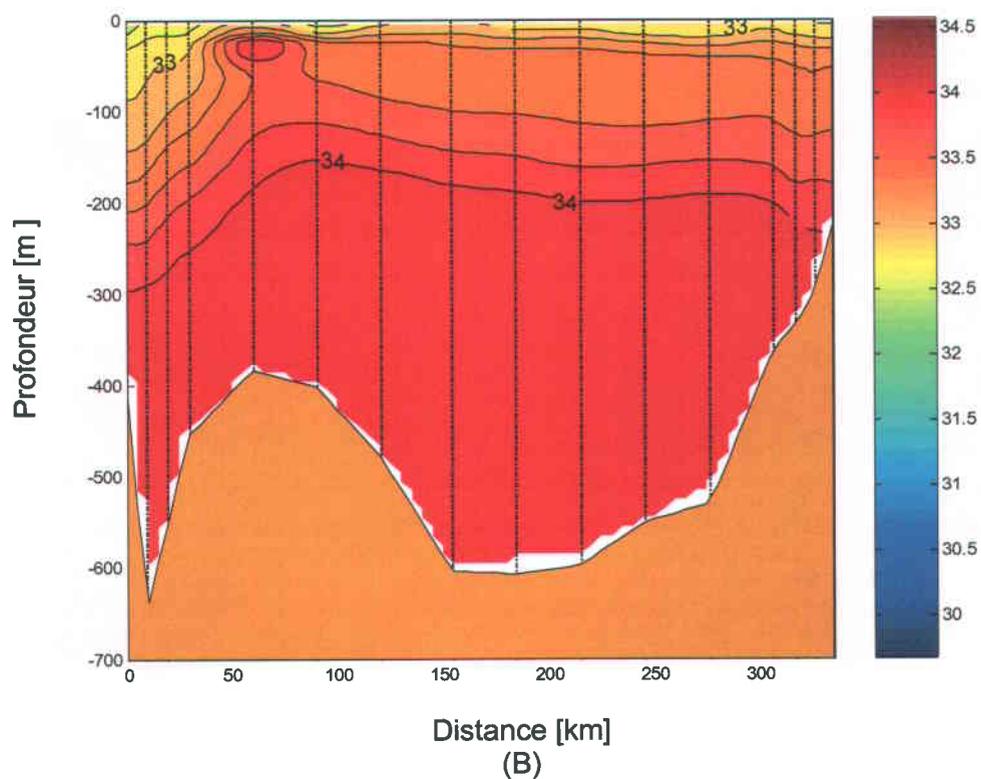
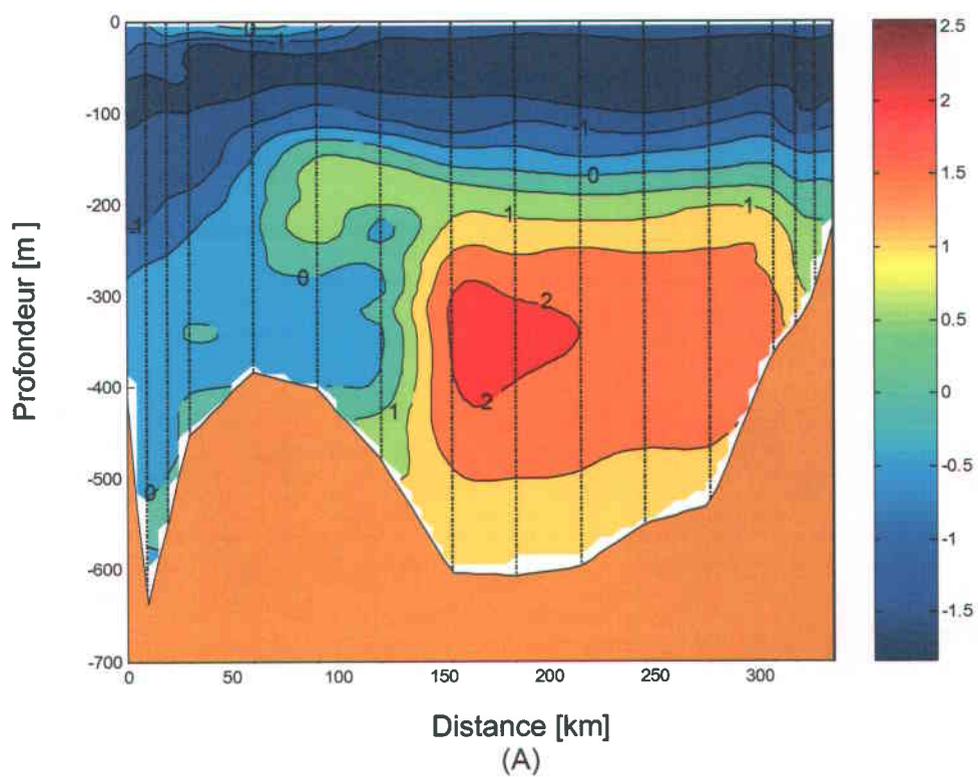
Annexe 1.14 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 4 au cours du mois de juin 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

°C

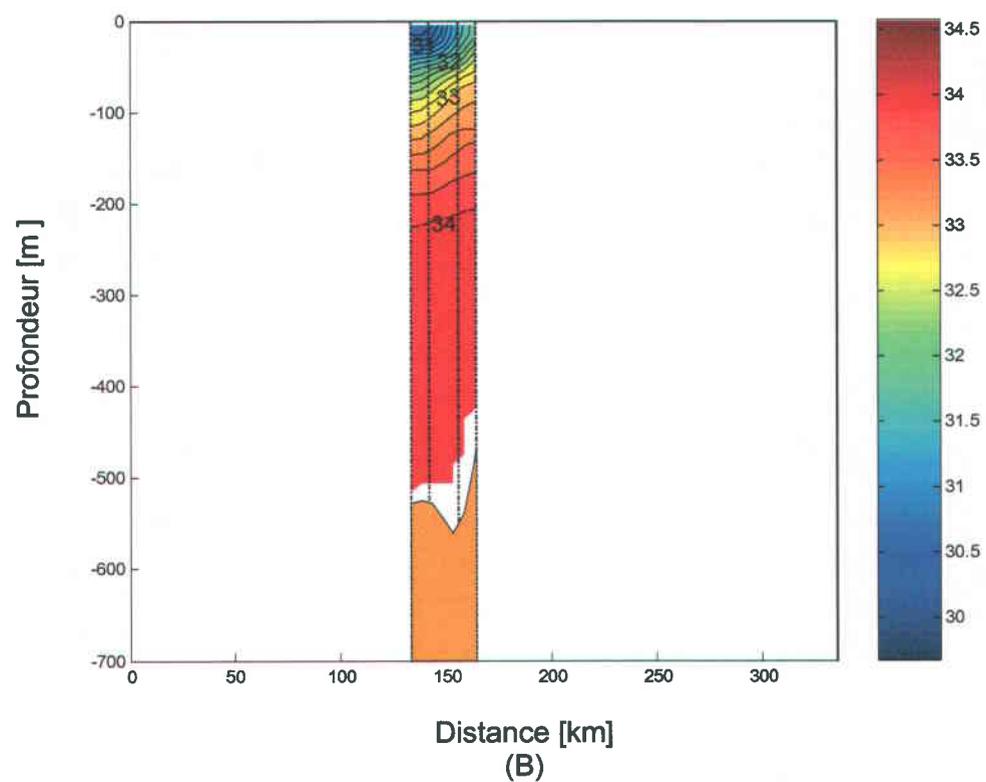
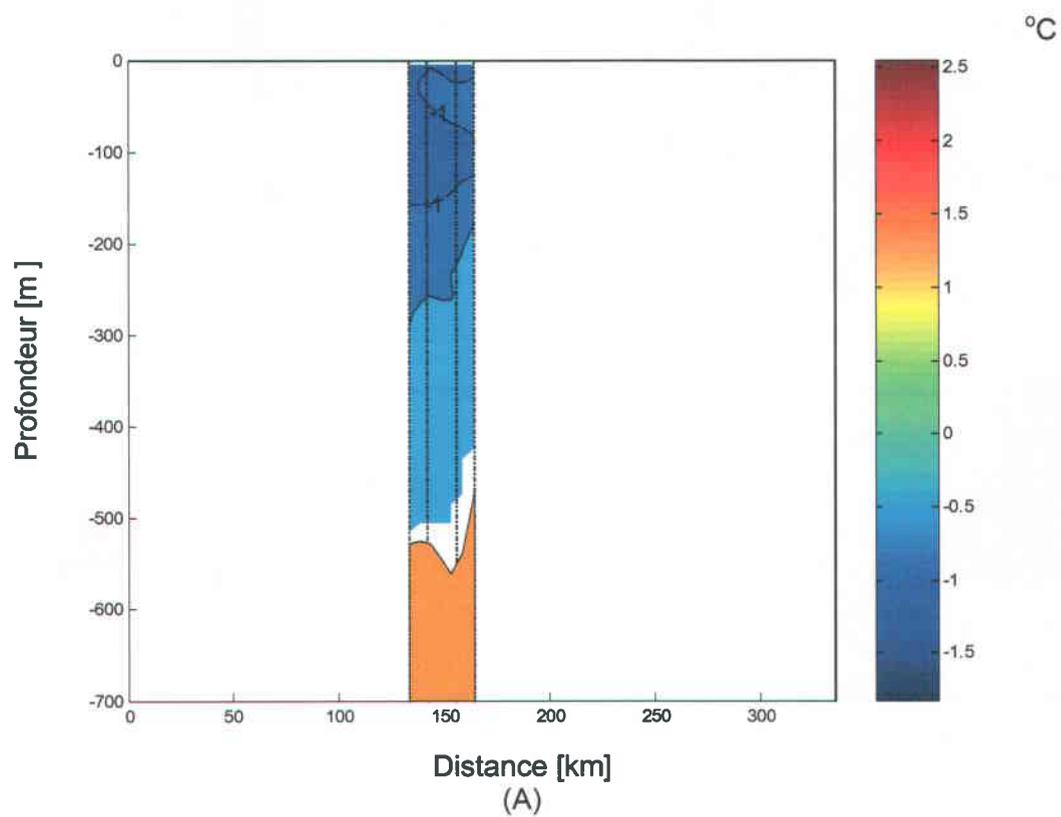


Annexe 1.15 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 5 au cours du mois de juin 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

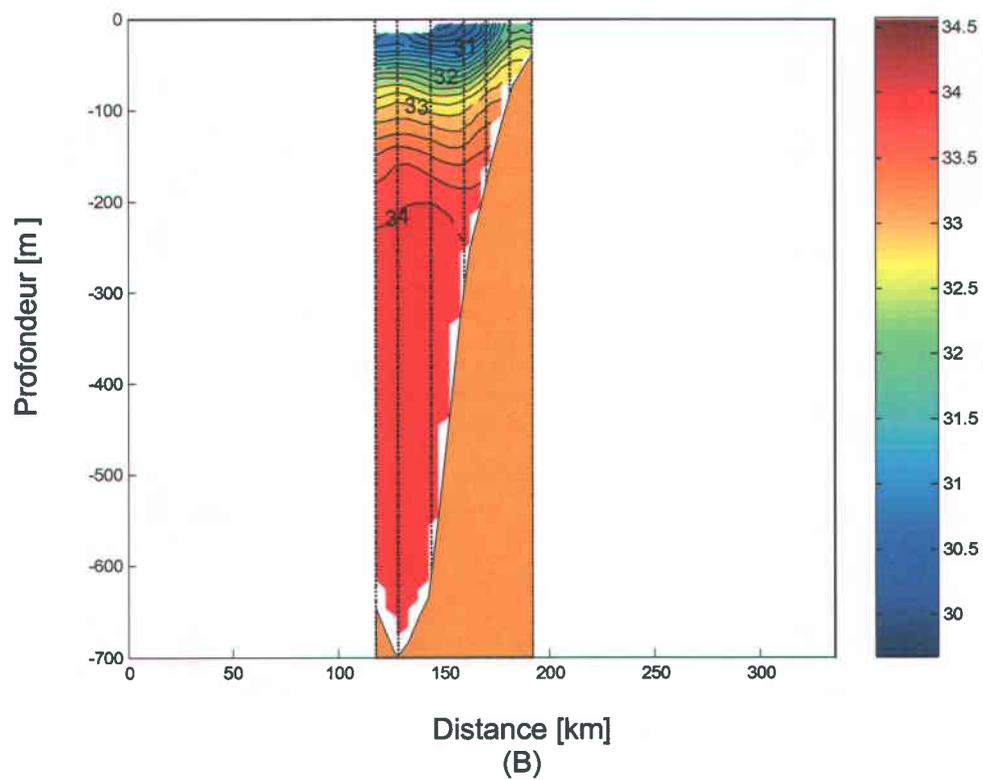
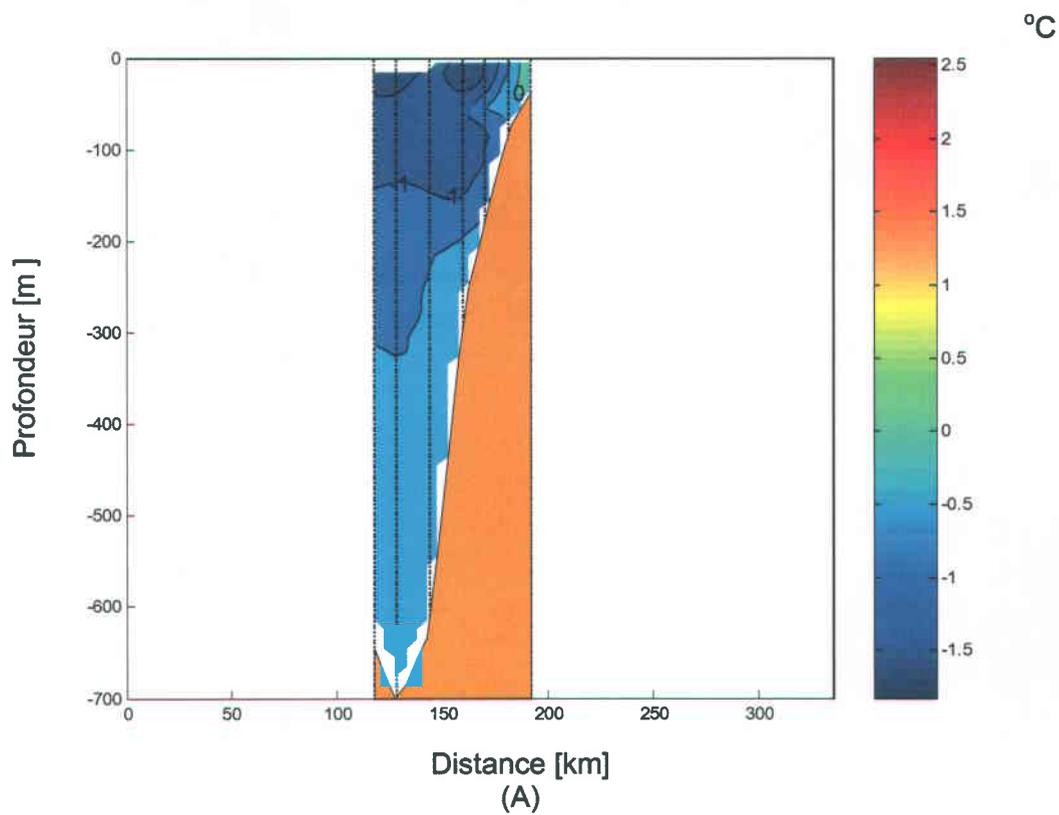
°C



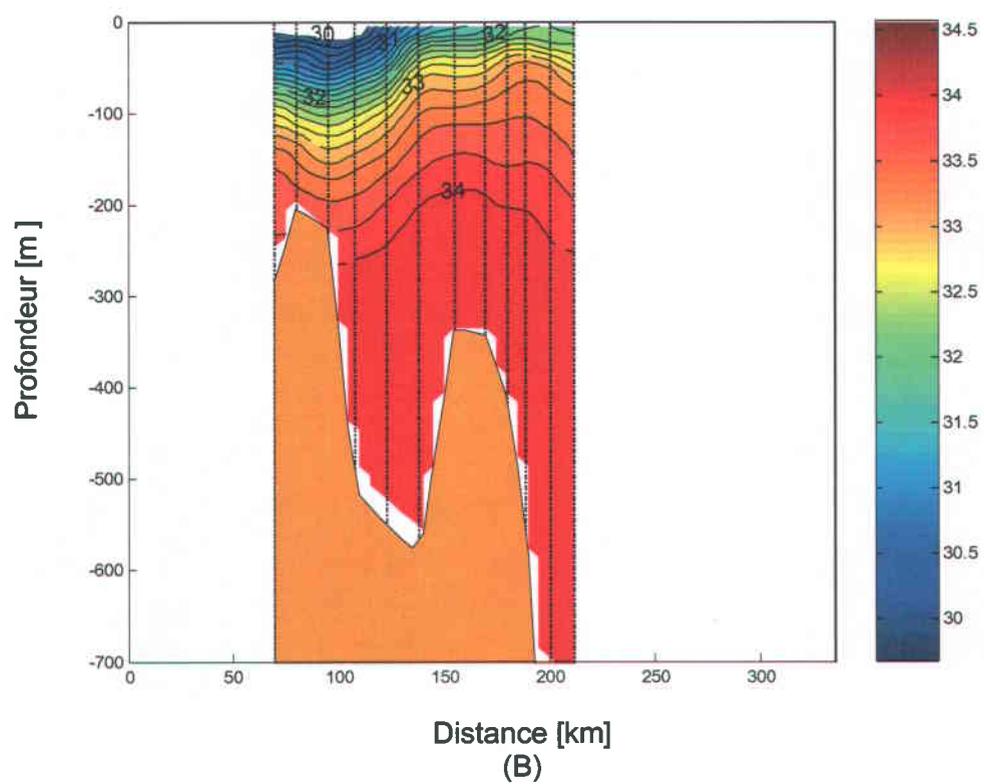
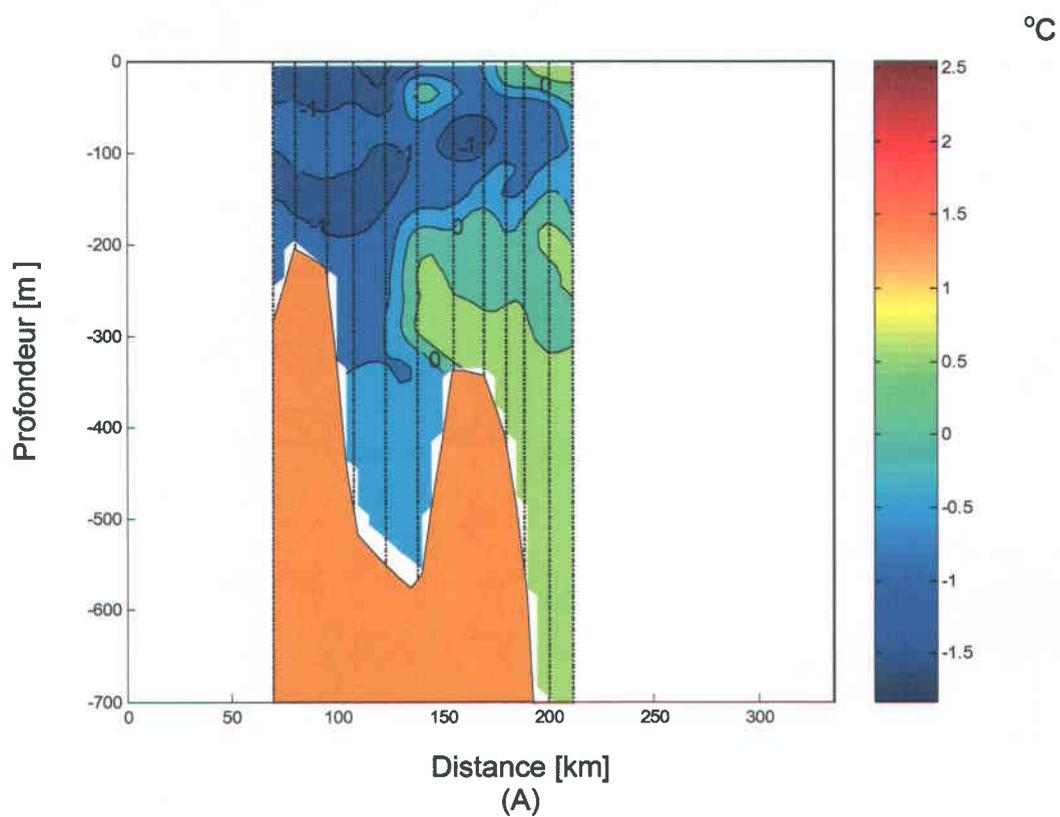
Annexe 1.16 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 6 au cours du mois de juin 1998. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.



Annexe 1.17 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 1 au cours du mois de septembre 1999. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

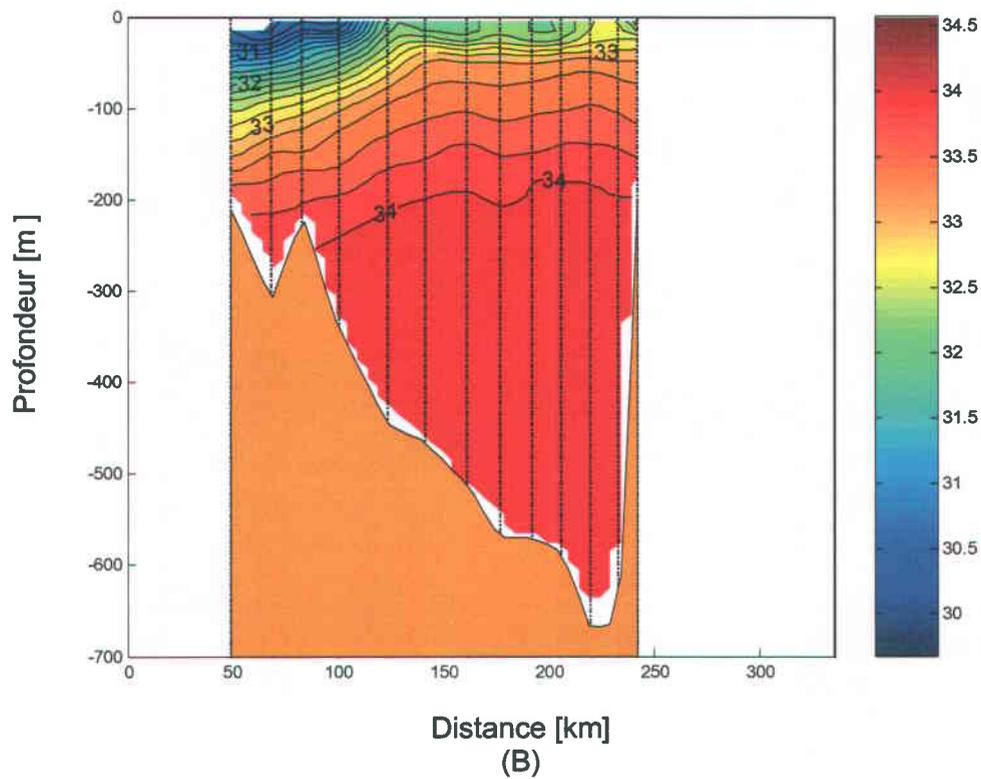
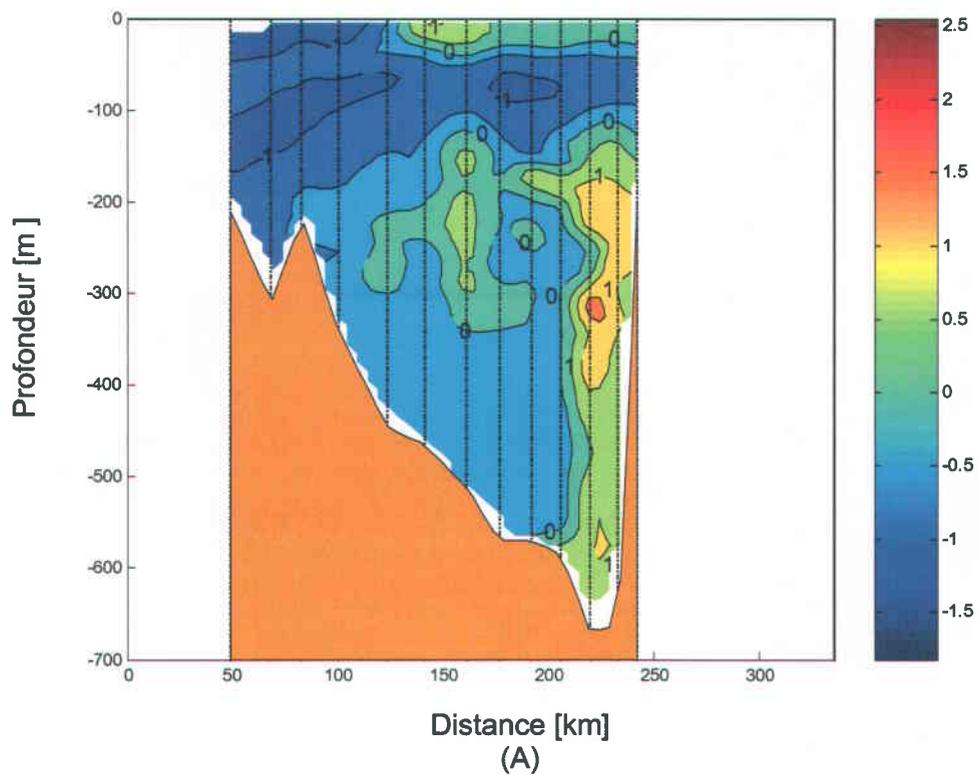


Annexe 1.18 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 2 au cours du mois de septembre 1999. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.



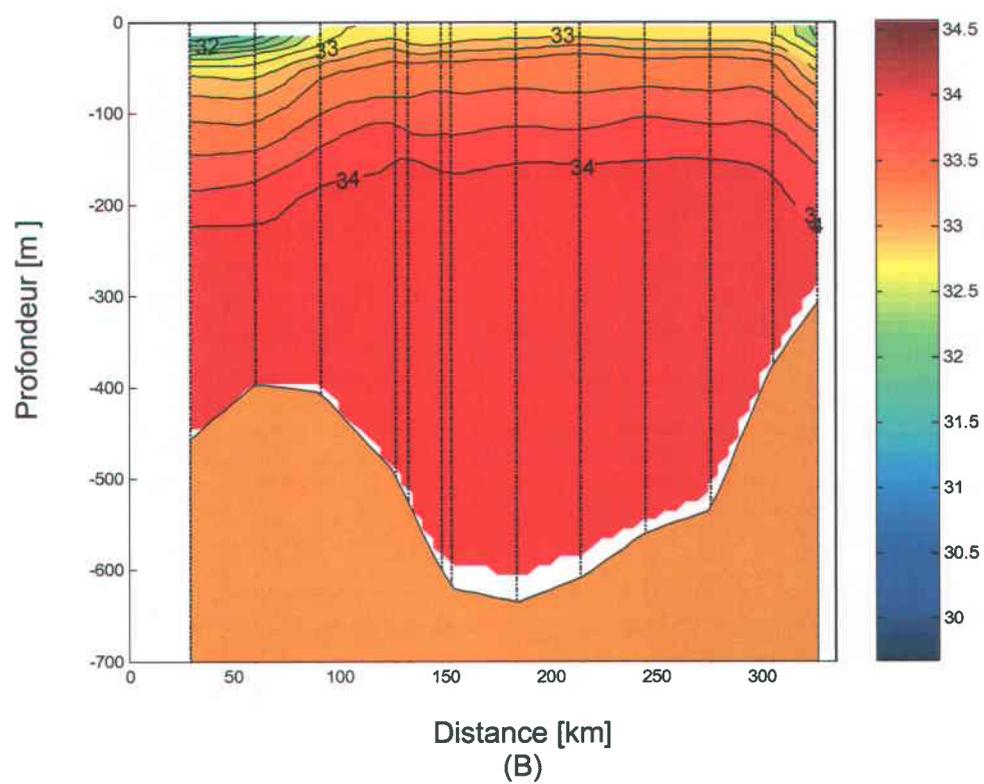
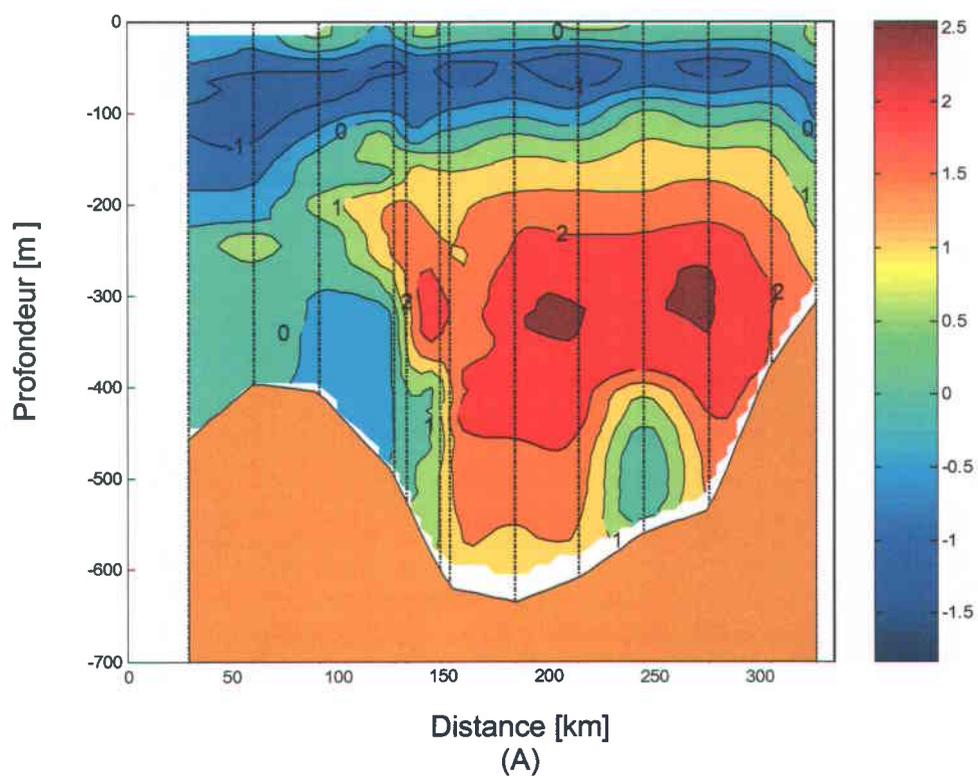
Annexe 1.19 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 4 au cours du mois de septembre 1999. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

°C



Annexe 1.20 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 5 au cours du mois de septembre 1999. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

°C

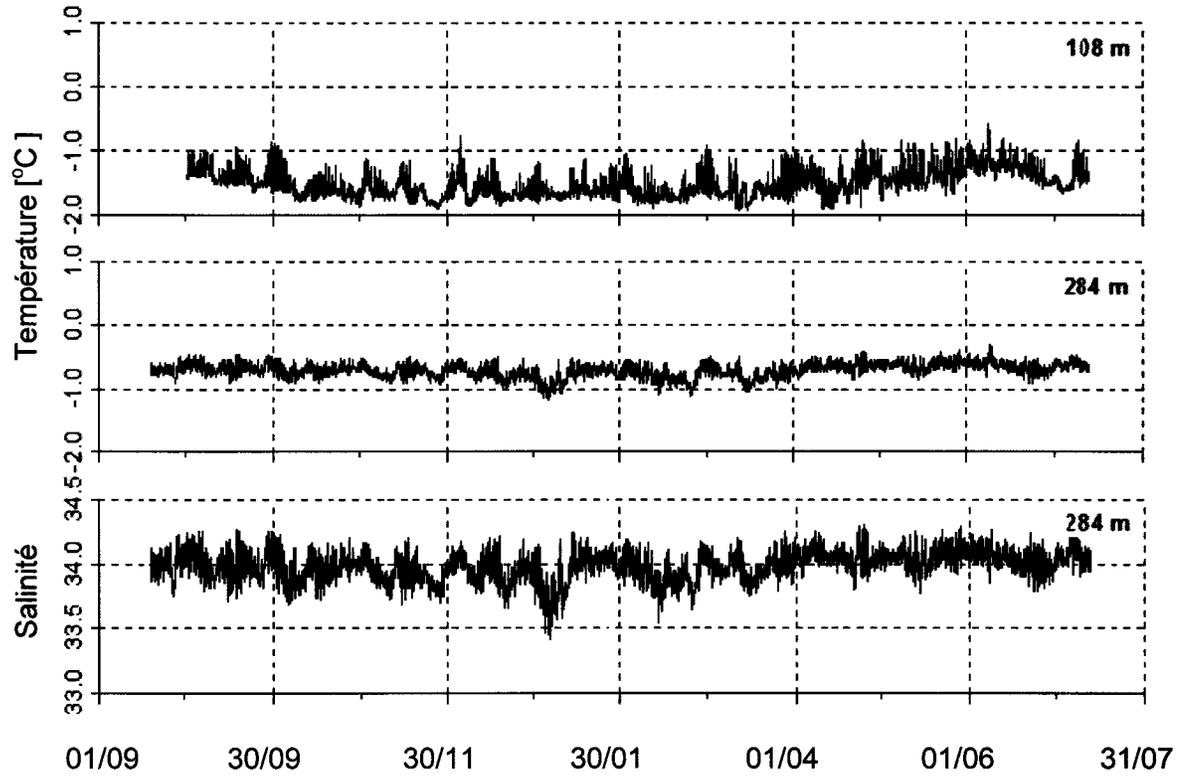


Annexe 1.21 : Distribution de la température (A) et de la salinité (B) le long du transect no. 6 au cours du mois de septembre 1999. Le transect est tracé de l'ouest vers l'est.

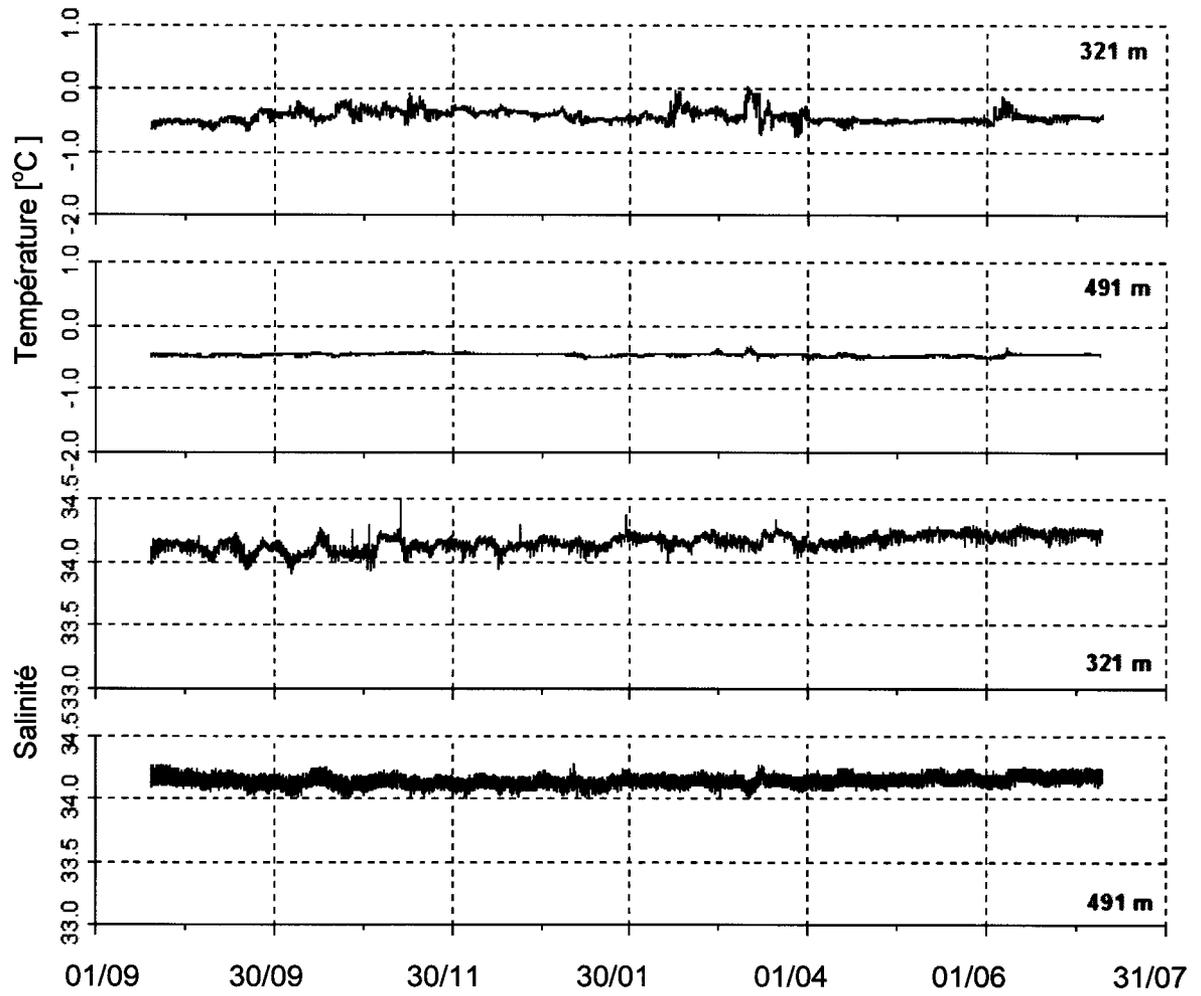
LES ANNEXES

2

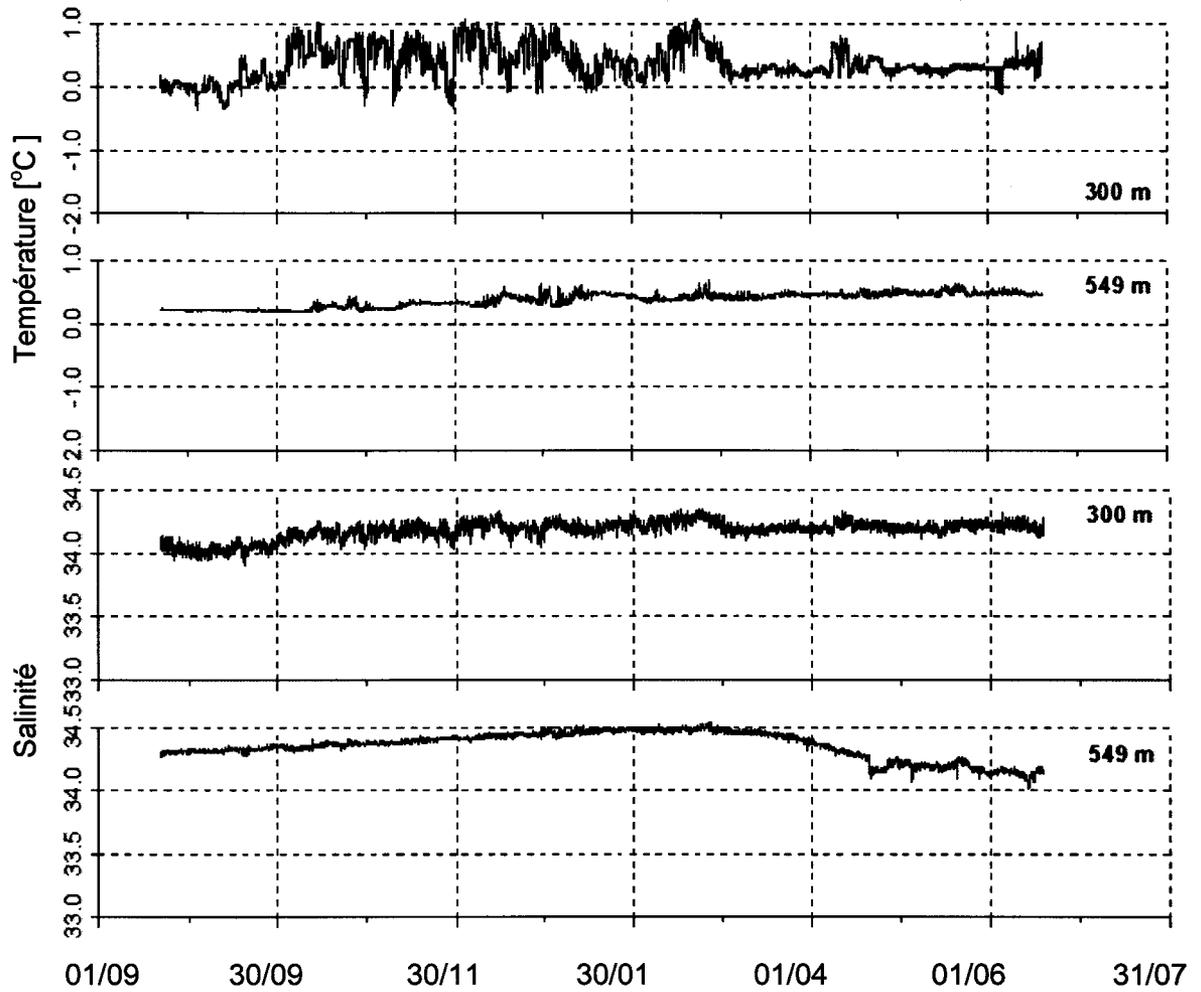
Températures et salinités enregistrées par les mouillages



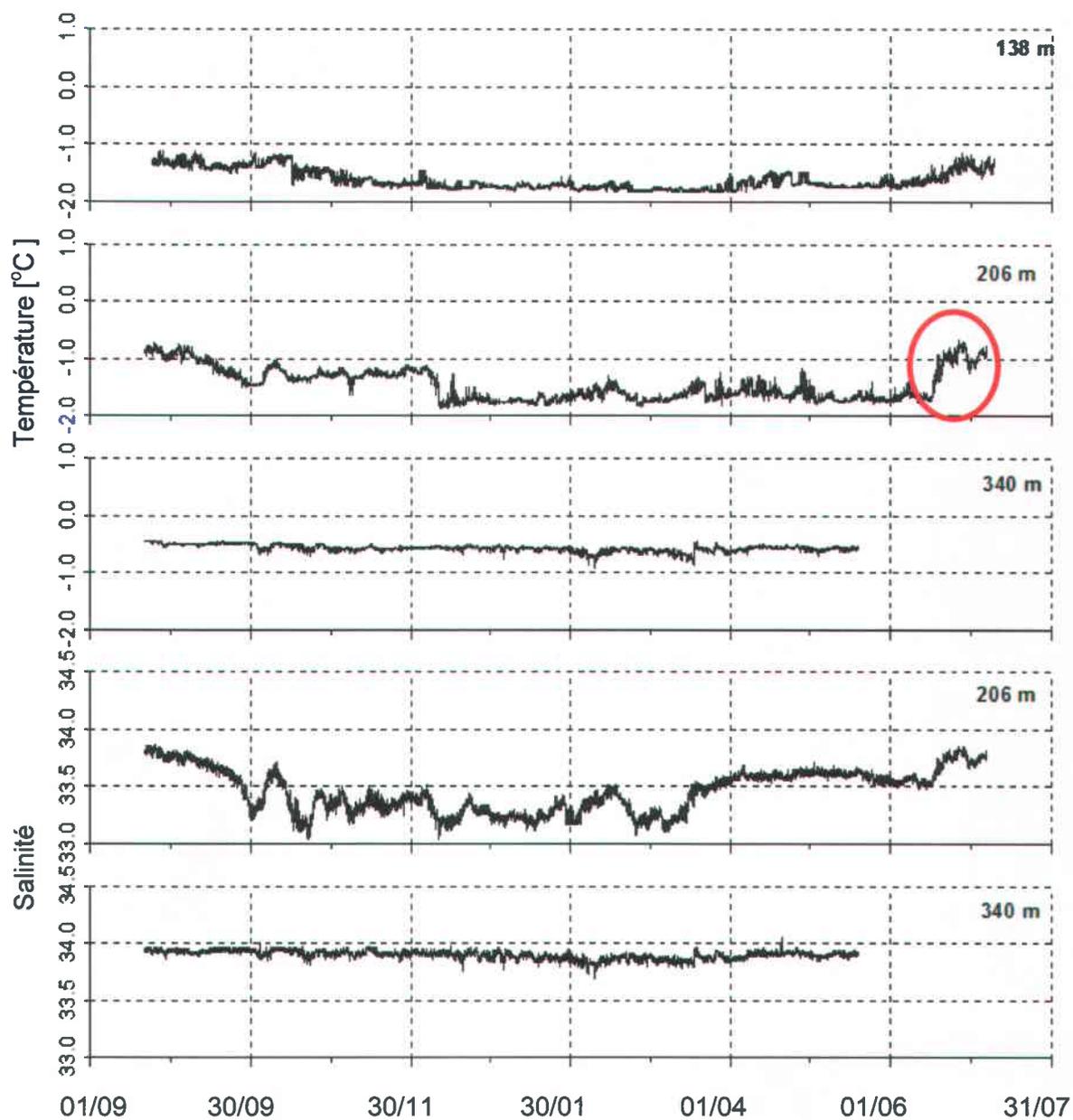
Annexe 2.1 : Températures et salinités enregistrées au mouillage N2 entre septembre 1997 et juillet 1998 (tiré de Melling, 1999).



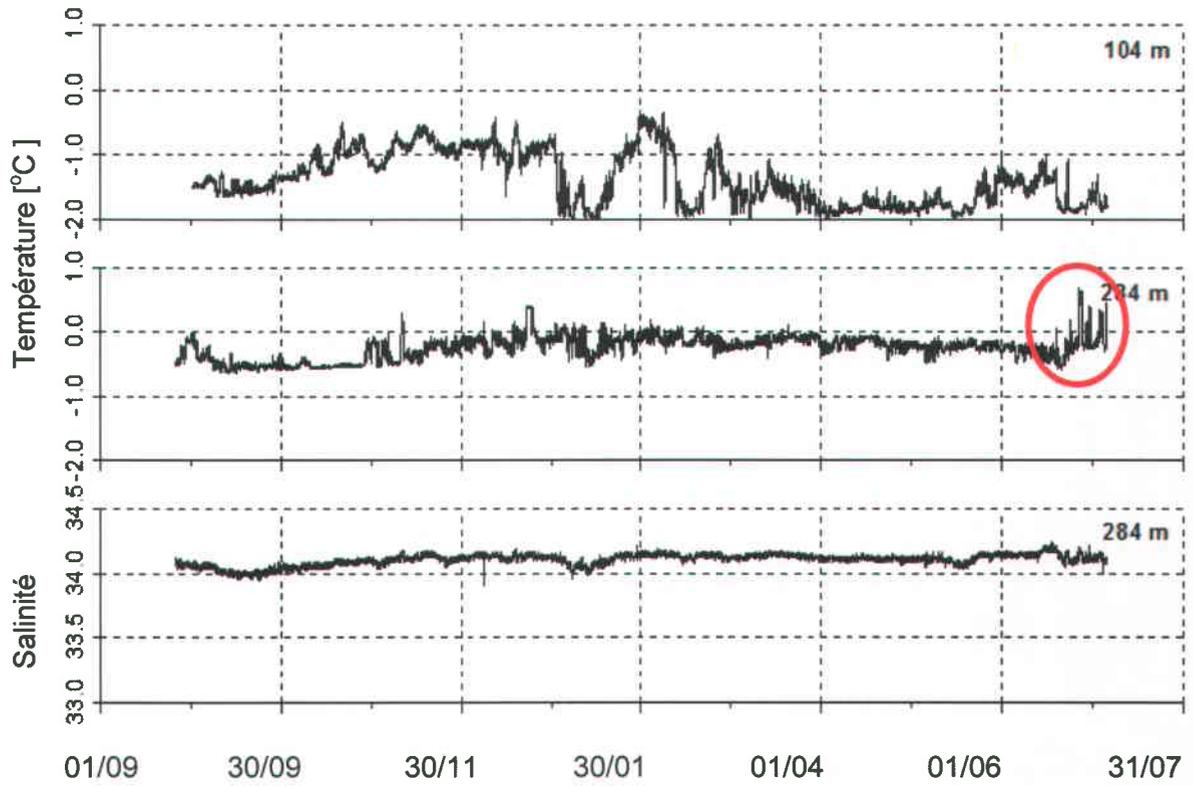
Annexe 2.2 : Températures et salinités enregistrées au mouillage N1 entre septembre 1997 et juillet 1998 (tiré de Melling, 1999).



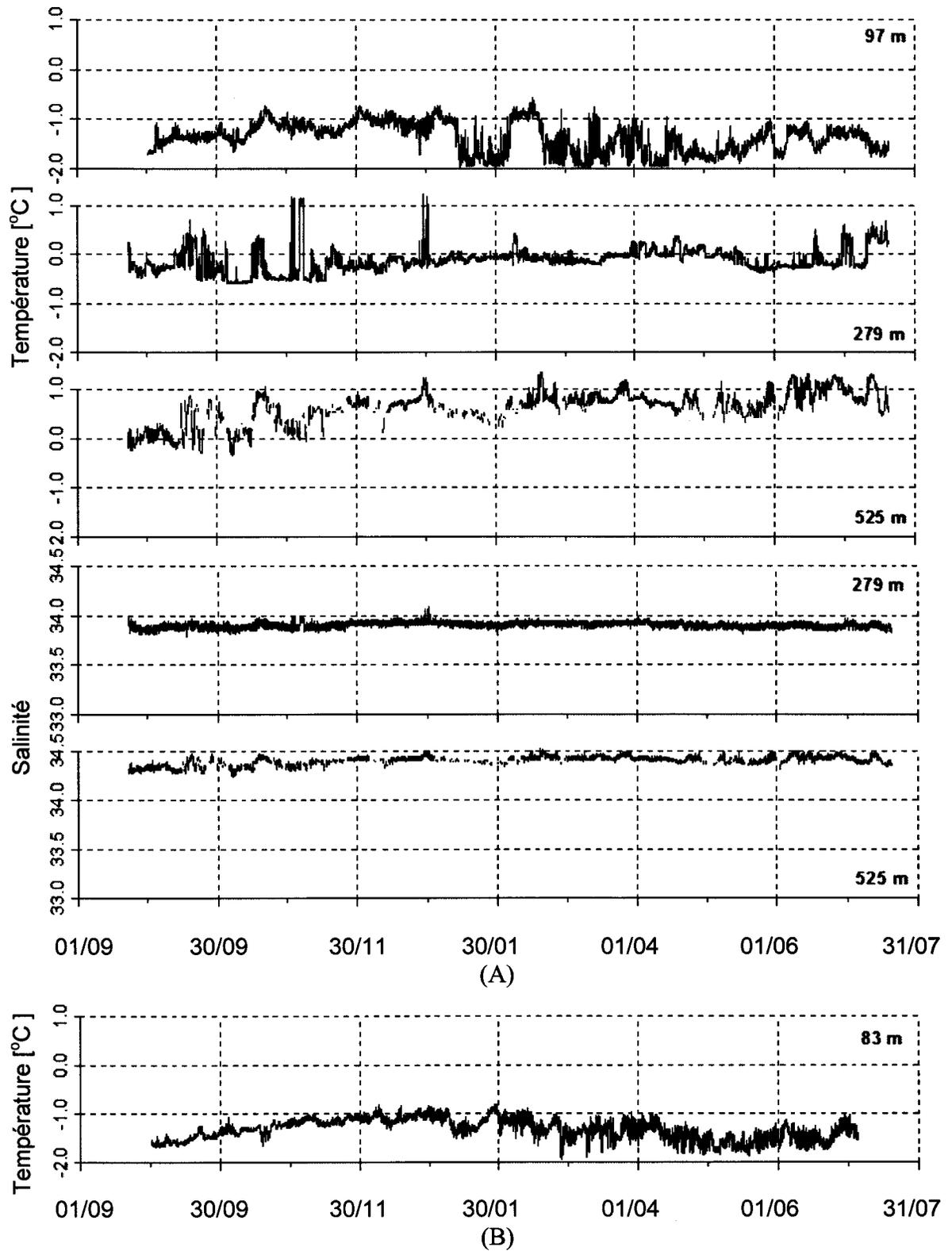
Annexe 2.3 : Températures et salinités enregistrées au mouillage E1 entre septembre 1997 et juillet 1998. Les températures au-dessus de zéro degré à 300 m de profondeur sont un signe de l'influence du WGC (tiré de Melling, 1999).



Annexe 2.4 : Températures et salinités enregistrées au mouillage S5 entre septembre 1997 et juillet 1998. Le symbole ○ met l'accent sur l'augmentation de la température en juin (modifié de Melling, 1999).



Annexe 2.5: Températures et salinités enregistrées au mouillage S4 entre septembre 1997 et juillet 1998. Le symbole **○ met l'accent sur l'augmentation de la température en juin (modifié de Melling, 1999).**



Annexe 2.6 : Températures et salinités enregistrées aux mouillages S2 (A) et S1 (B) entre septembre 1997 et juillet 1998. Les températures au-dessus de zéro degré à 525 m de profondeur sont un signe de l'influence du WGC (tiré de Melling, 1999).

L' ANNEXE

3

Décomposition en valeurs singulières et résolution par cette approche d'un système sous-déterminé

Soit une matrice A de dimensions $[M,N]$ (disons $M < N$). Il est possible de diviser A en $U\Lambda V^T$ tel que $AA^T u_i = \lambda_i^2 u_i$ et $A^T A v_i = \lambda_i^2 v_i$ où U et V sont deux matrices orthogonales carrées et Λ une matrice diagonale non carrée. Les éléments u_i et v_i sont les composantes des matrices U et V , ils sont appelés les vecteurs singuliers. Les λ_i sont les éléments de la diagonale de Λ et constituent les valeurs singulières de A .

$$A = U \Lambda V^T \quad \text{où} \quad \Lambda = \begin{bmatrix} \lambda_1 & \dots & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & \lambda_M & 0 \end{bmatrix}$$

$$[M,N] = [M,M] [M,N] [N,N];$$

Le problème sous-déterminé se pose comme suit:

$$A \times b = G$$

où x est inconnue. En utilisant la décomposition en valeurs singulières, cette équation devient :

$$U\Lambda V^T \times b = G$$

Pour résoudre ce système, il faut parvenir à isoler la variable « b ». On remarque que les dernières lignes de Λ sont composées uniquement de zéros et que, par conséquent, toute ligne ou colonne multipliée par une de ces valeurs est annulée et n'influence pas le résultat, il est donc plus simple d'ignorer ces lignes en ne conservant que les R premières valeurs singulières (où R est le rang de A). Les matrices ont alors les dimensions suivantes :

$$U \quad \Lambda \quad V^T \times b = G$$

$$[M,R] [R,R] [R,N] \times [N,1] = [M,1]$$

U et V sont alors semi-orthogonales. Il devient donc possible d'écrire :

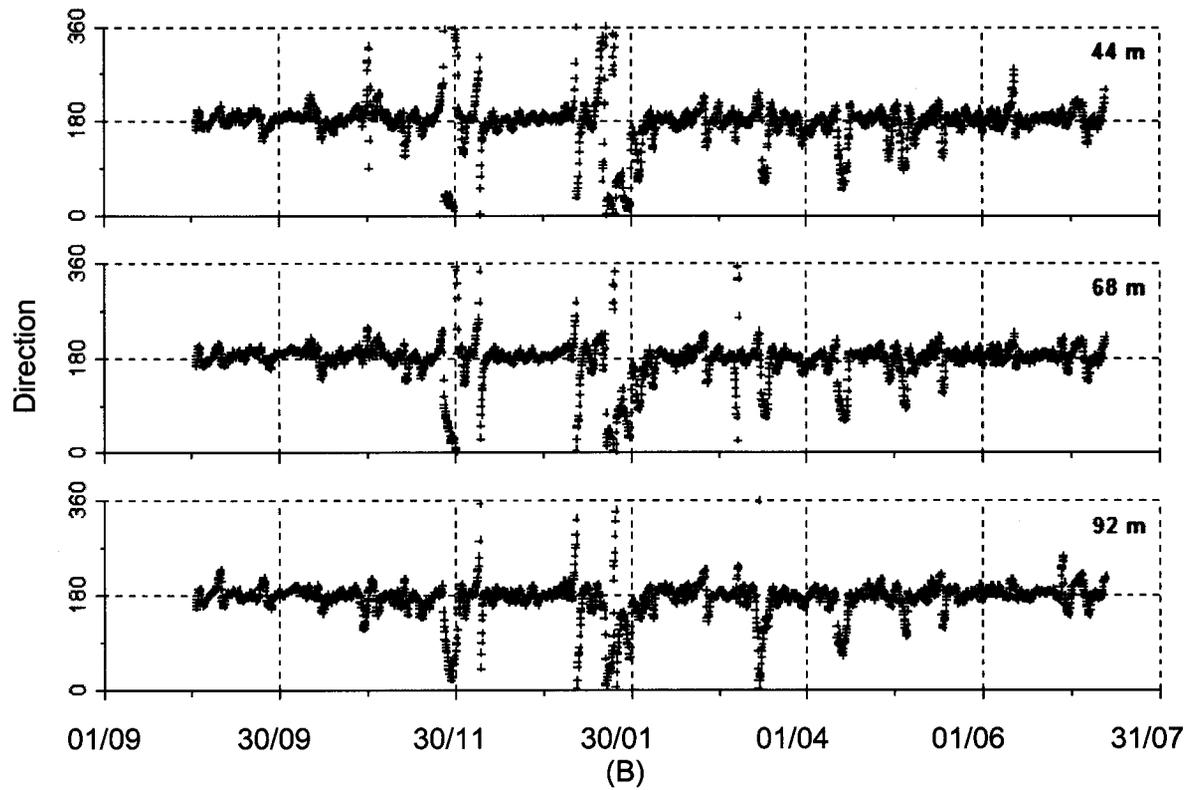
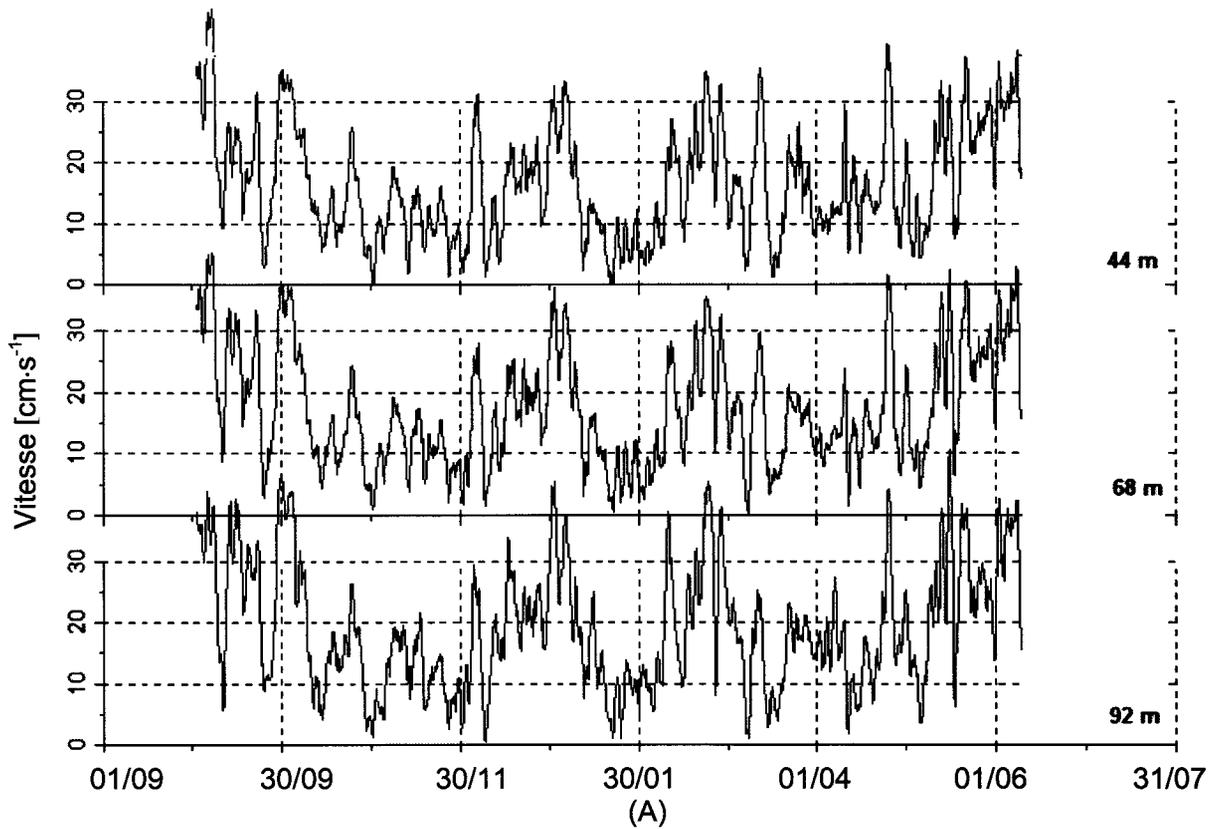
$$b = V \times (\text{inv}(\Lambda) \times (U^T \times G))$$

$$[N,1] = [N,R] \times ([R,R] \times ([R,M] \times [M,1]))$$

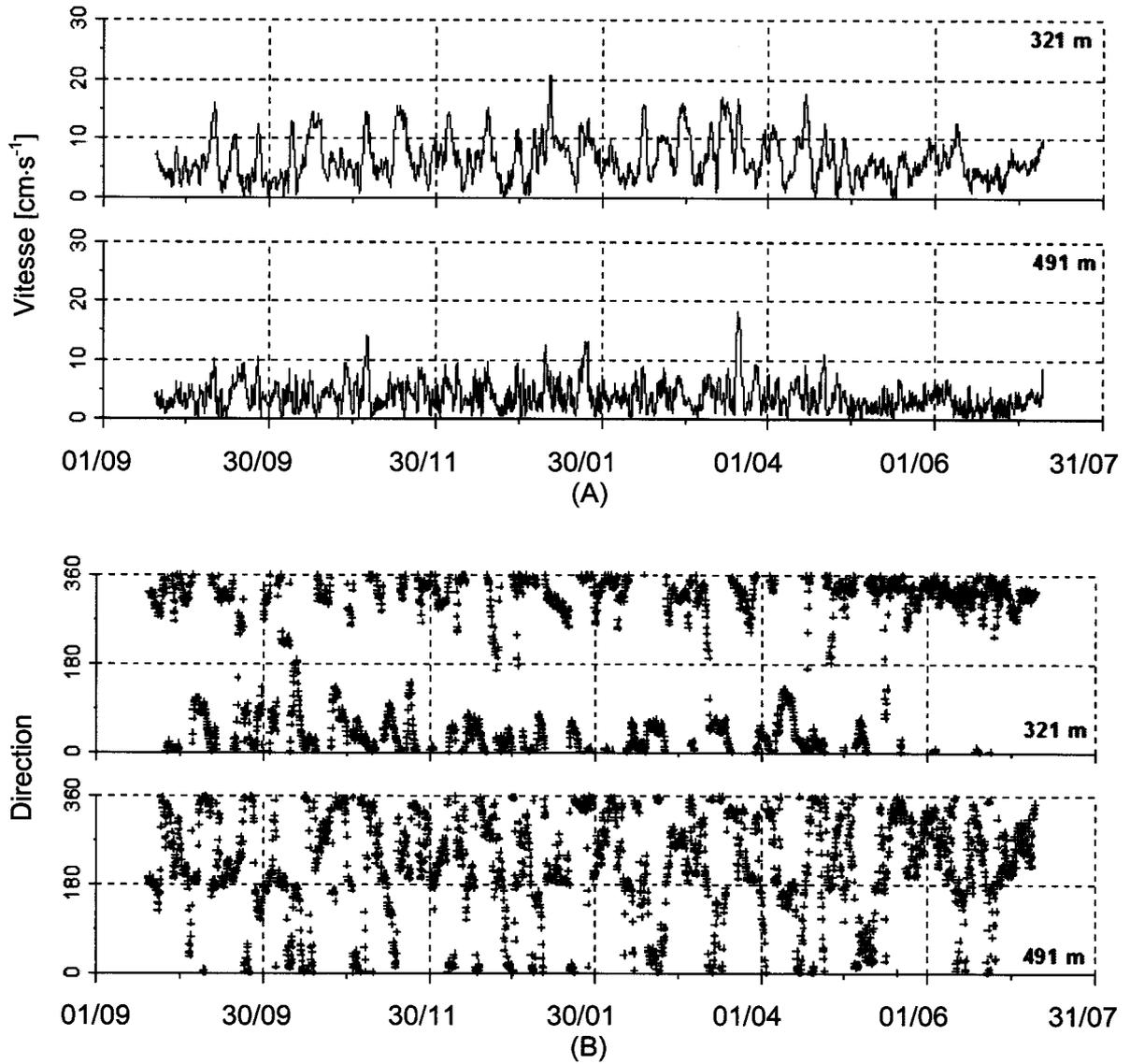
LES ANNEXES

4

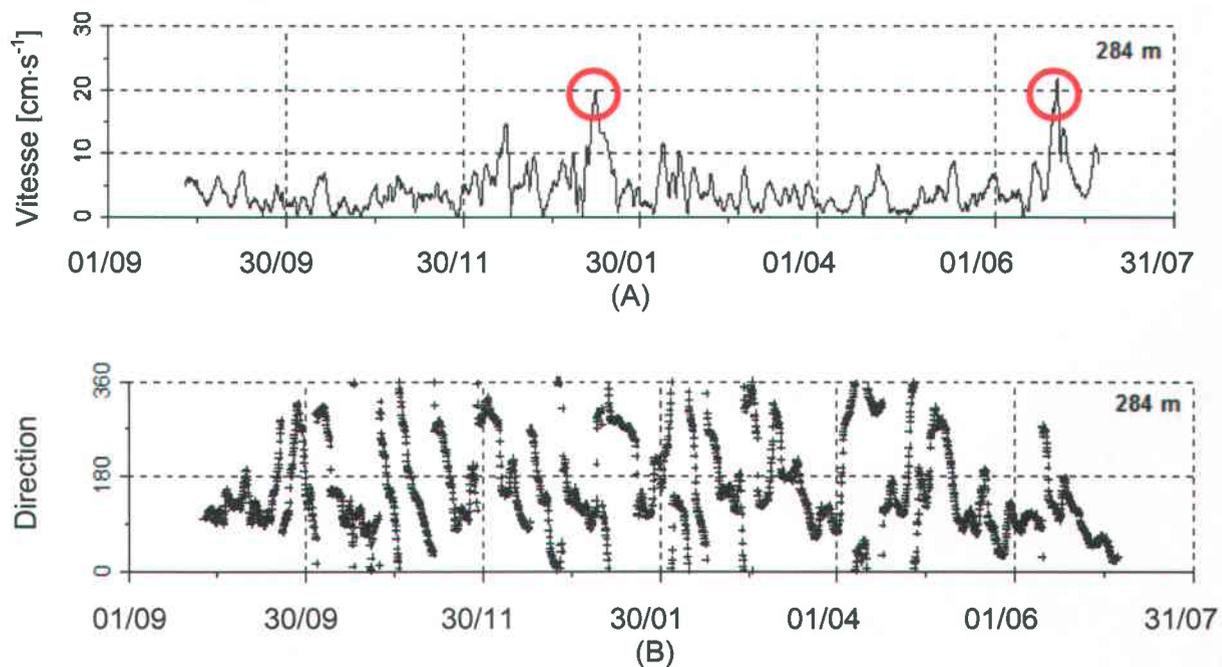
Vitesses et directions des courants enregistrées par les mouillages



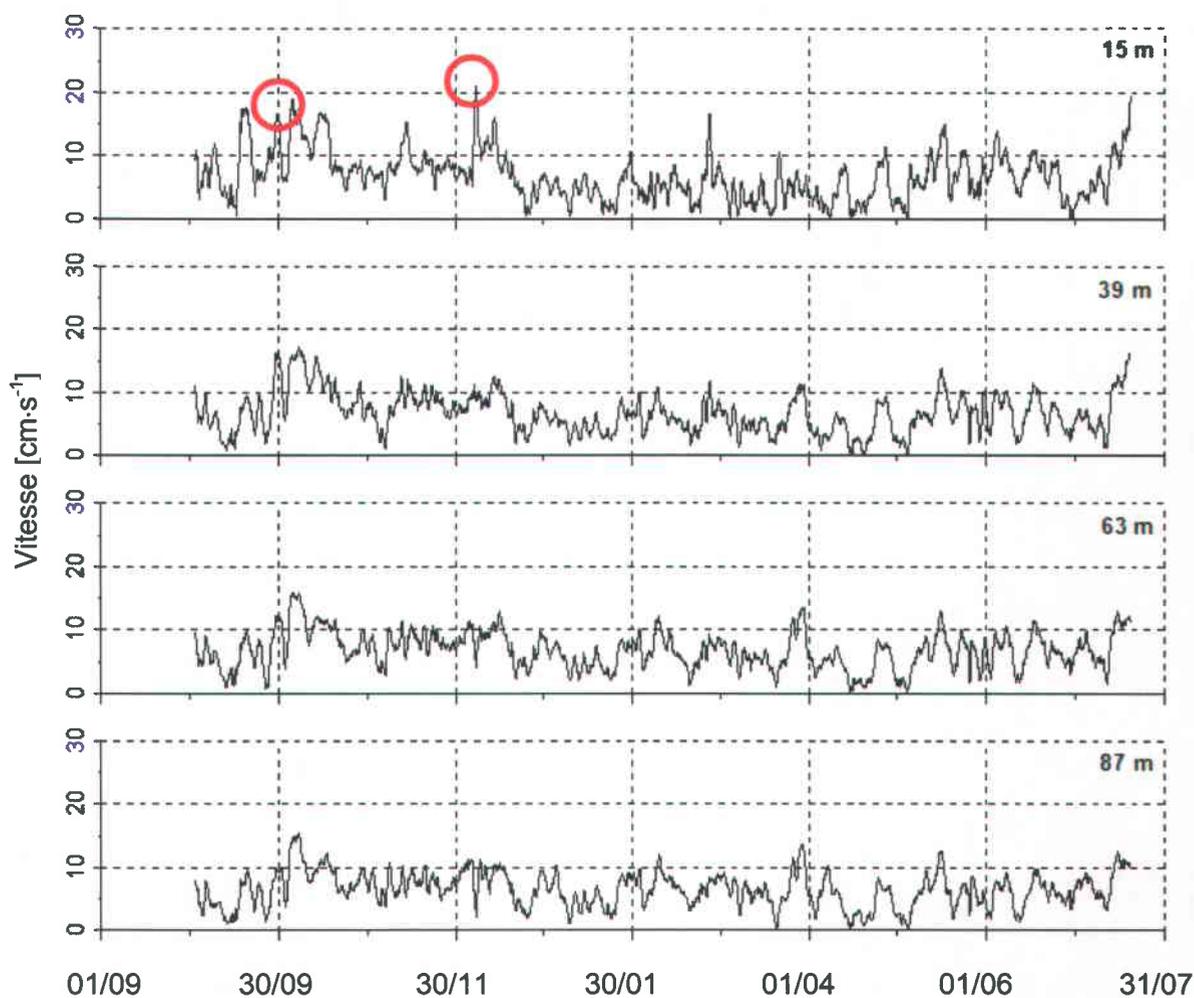
Annexe 4.1 : Vitesses [cm s^{-1}] (A) et directions [$^{\circ}$] (B) des courants enregistrées au mouillage N2 entre septembre 1997 et juillet 1998. Les angles de 0 et de 360 indiquent le nord et celui de 180 indique le sud (tiré de Melling, 1999).



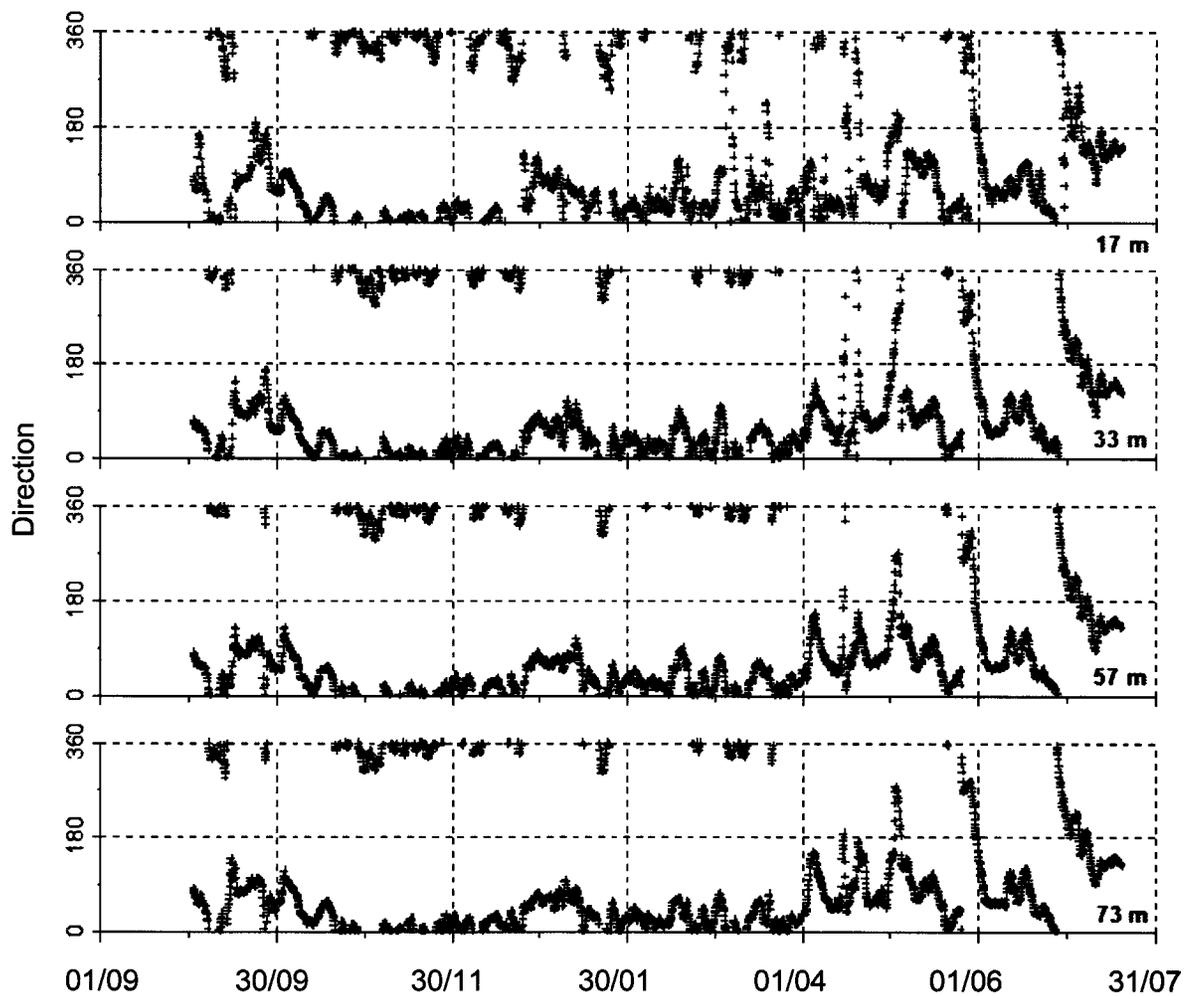
Annexe 4.2 : Vitesses [$\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$] (A) et directions [$^{\circ}$] (B) des courants enregistrées au mouillage N1 entre septembre 1997 et juillet 1998. Les angles de 0 et de 360 indiquent le nord et celui de 180 indique le sud (tiré de Melling, 1999).



Annexe 4.3 : Vitesses [$\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$] (A) et directions [$^{\circ}$] (B) des courants enregistrées au mouillage S4 entre septembre 1997 et juillet 1998. Les angles de 0 et de 360 indiquent le nord et celui de 180 indique le sud. Le symbole \circ indique les endroits où les vitesses ont atteint $20\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (tiré de Melling, 1999).



Annexe 4.4 : Vitesses [cm s⁻¹] des courants enregistrées au mouillage S2 entre septembre 1997 et juillet 1998. Les angles de 0 et de 360 indiquent le nord et celui de 180 indique le sud. Le symbole \circ indique les endroits où les vitesses ont atteint 20 cm s⁻¹ (tiré de Melling, 1999).

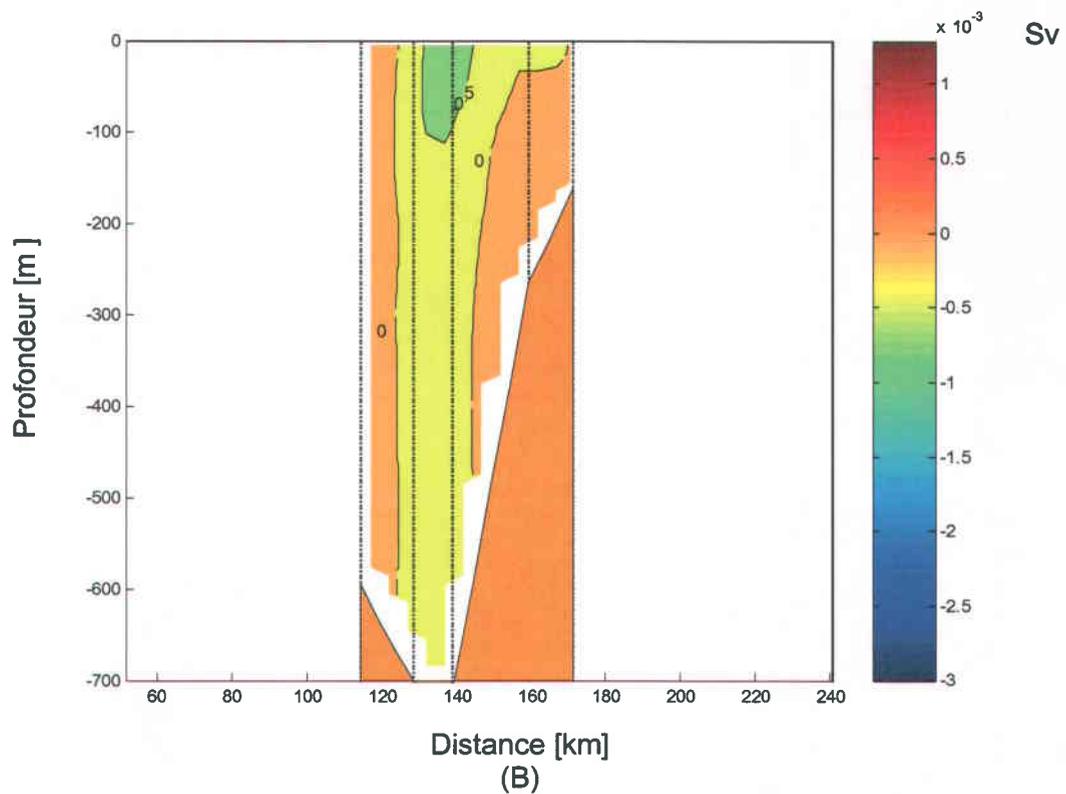
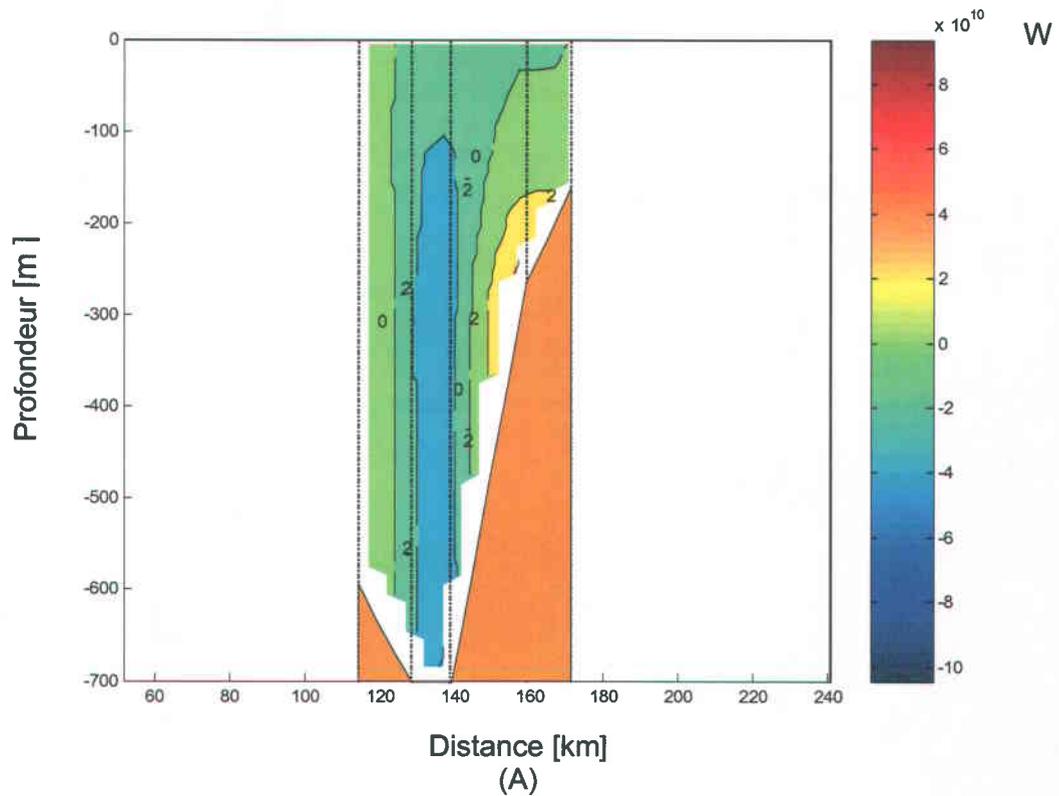


Annexe 4.5 : Directions [°] des courants enregistrées au mouillage S2 entre septembre 1997 et juillet 1998. Les angles de 0 et de 360 indiquent le nord et celui de 180 indique le sud (tiré de Melling, 1999).

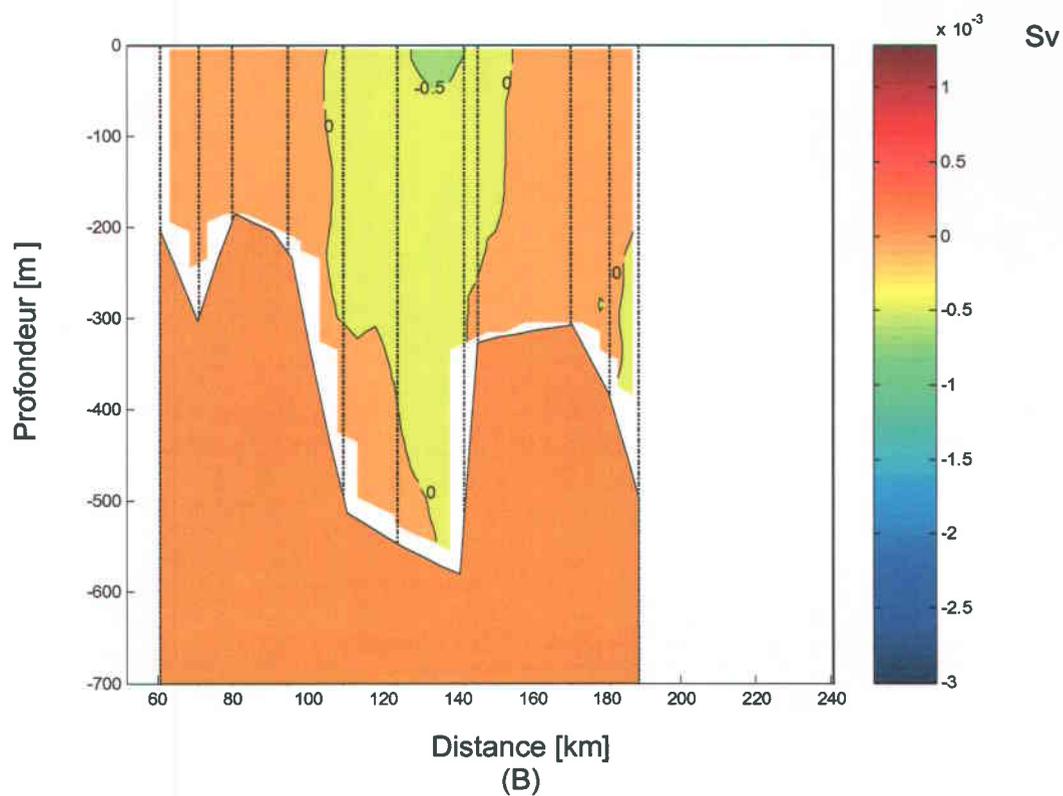
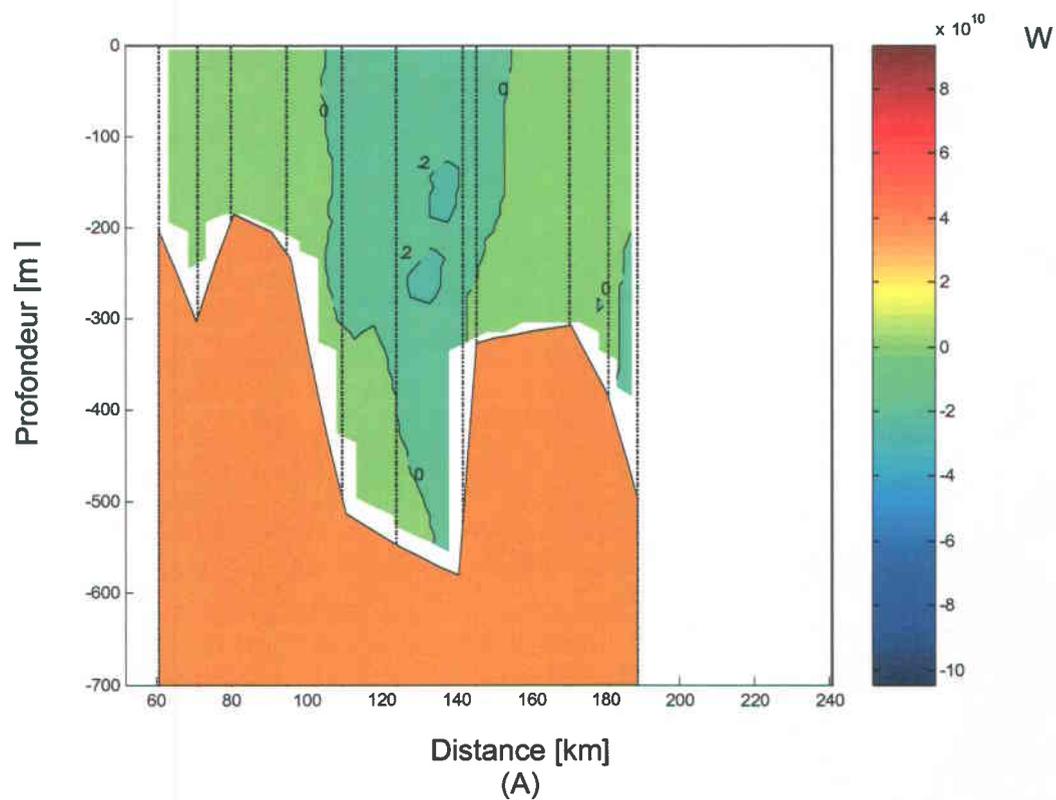
LES ANNEXES

5

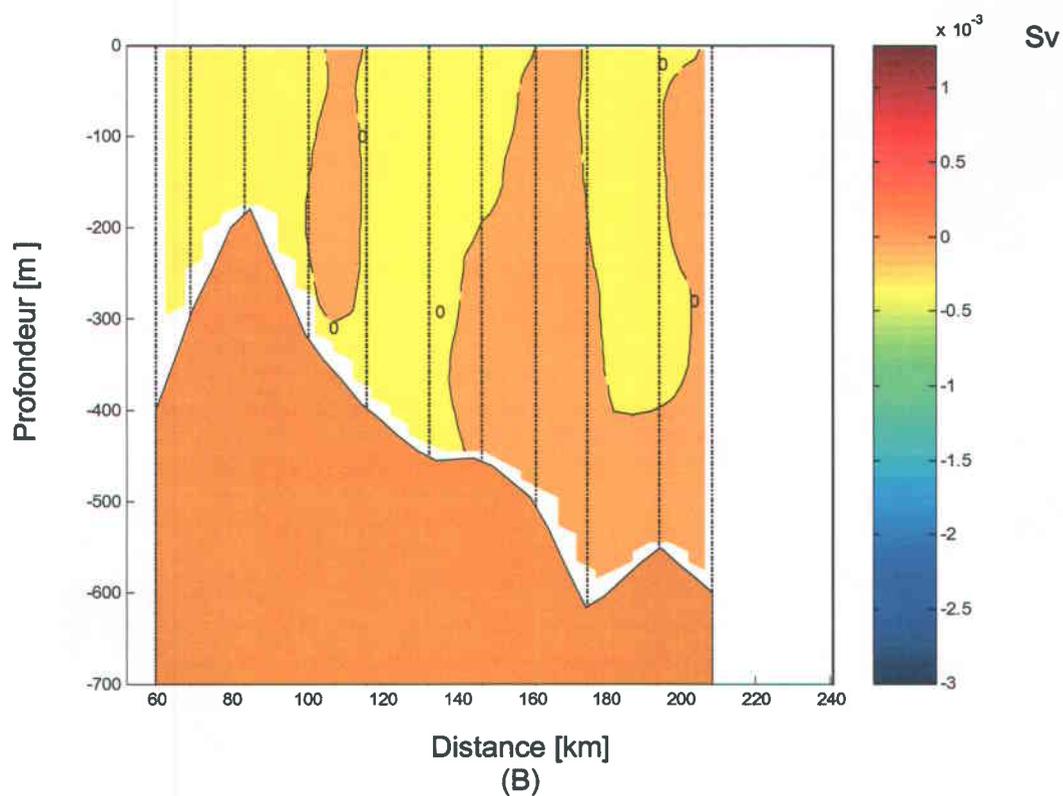
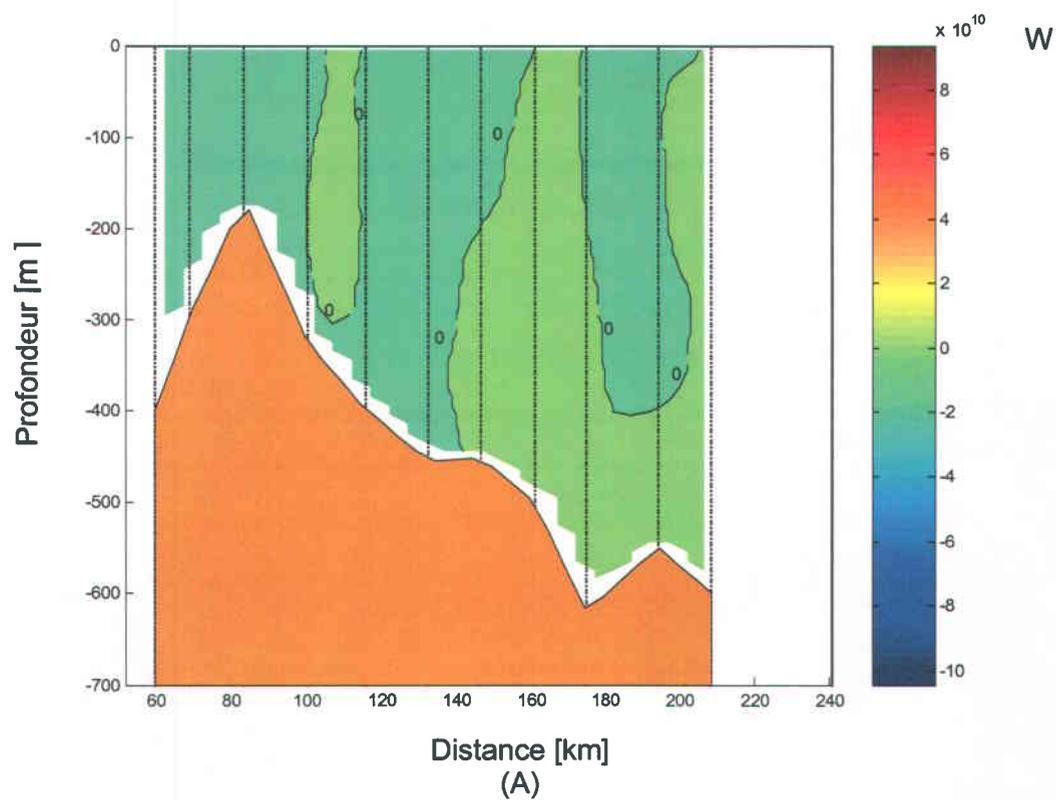
Transport de chaleur et d'eau douce le long des transects



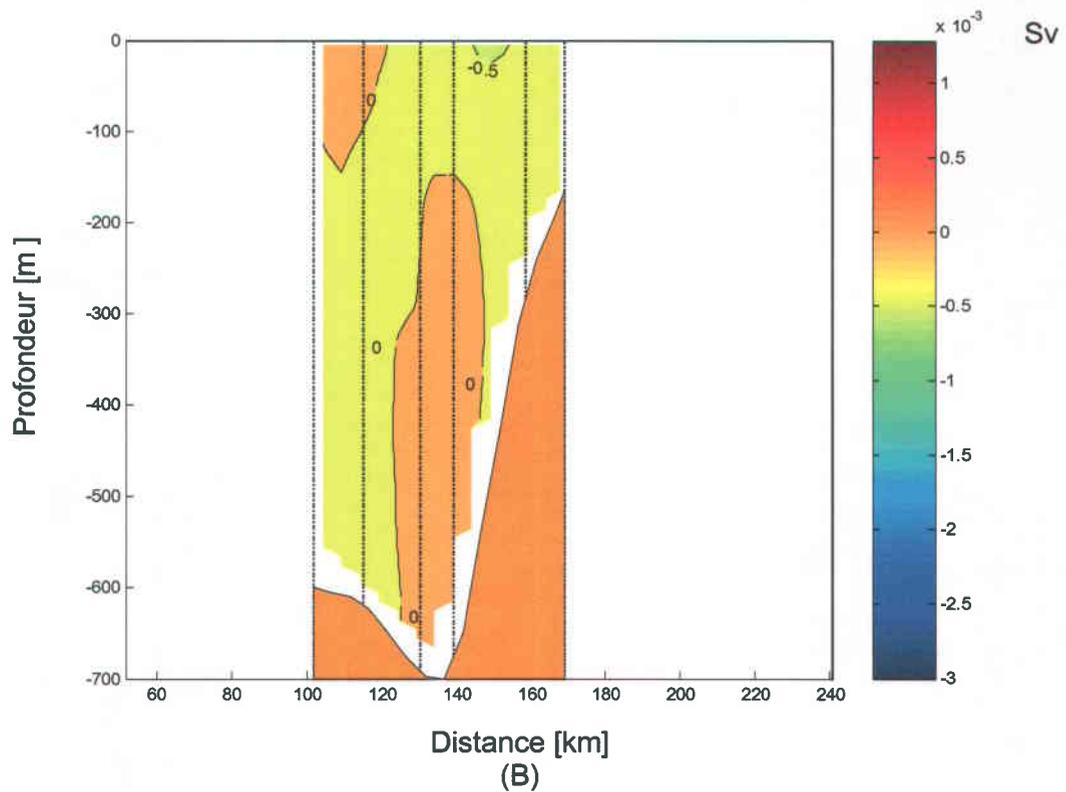
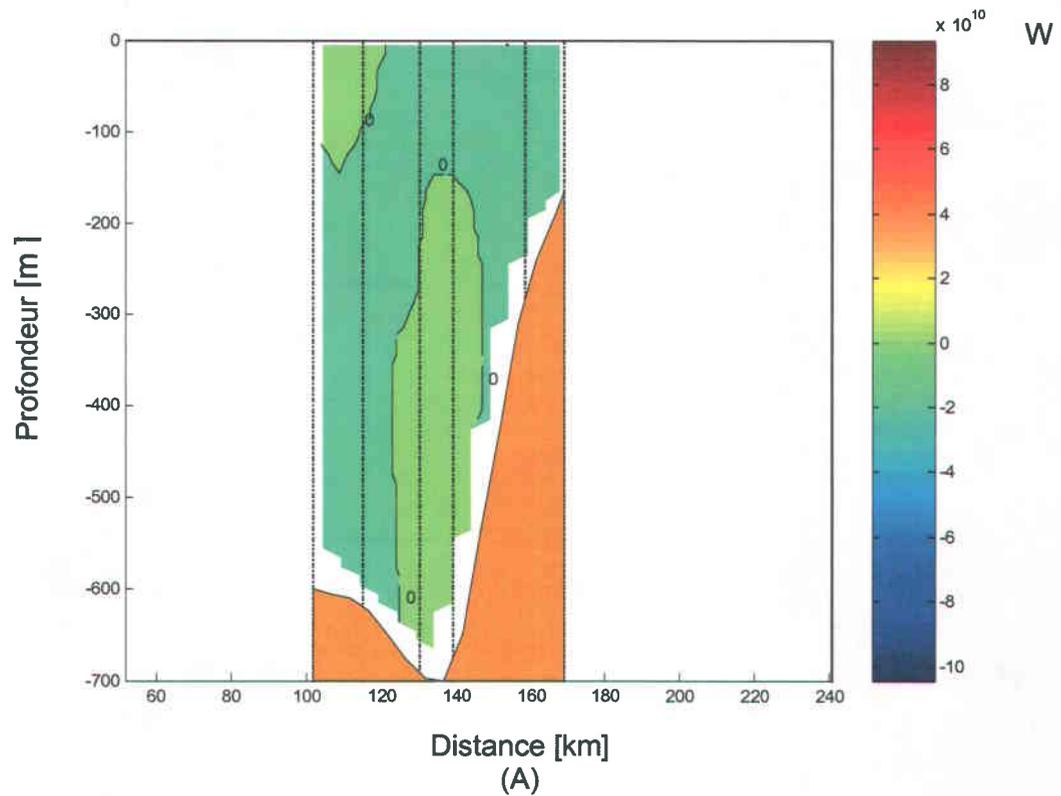
Annexe 5.1 : Transport de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 2. Les données sont celles recueillies au cours du mois d'avril 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



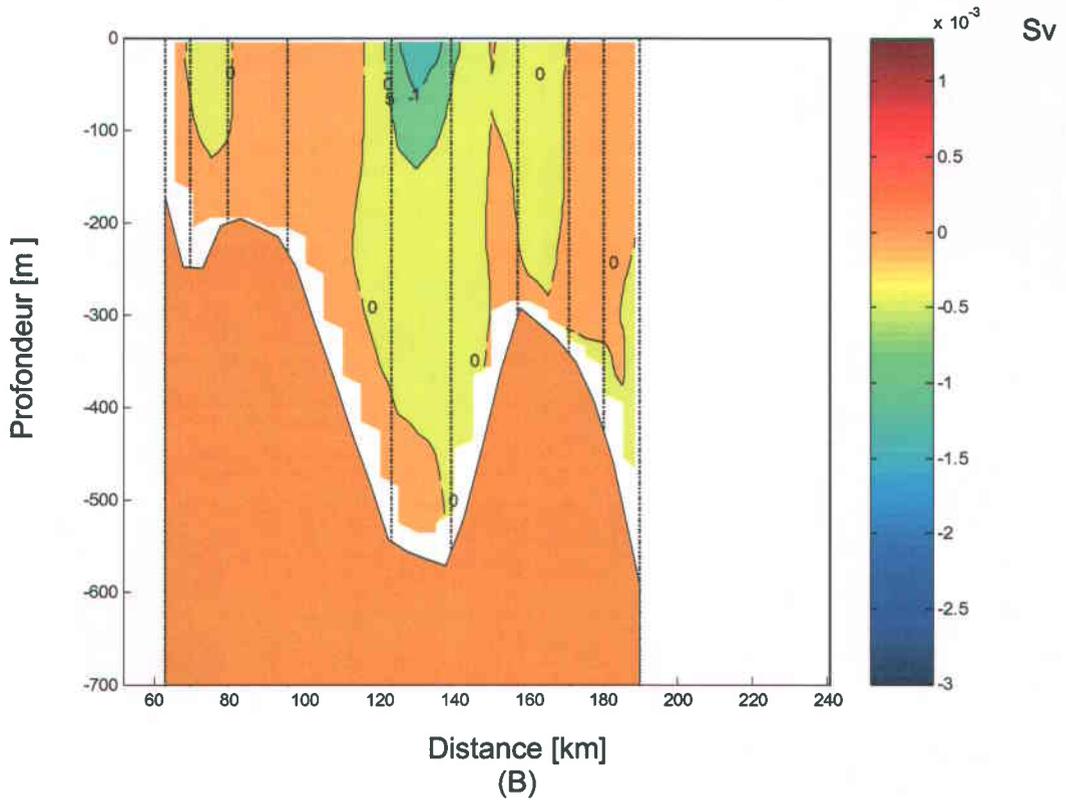
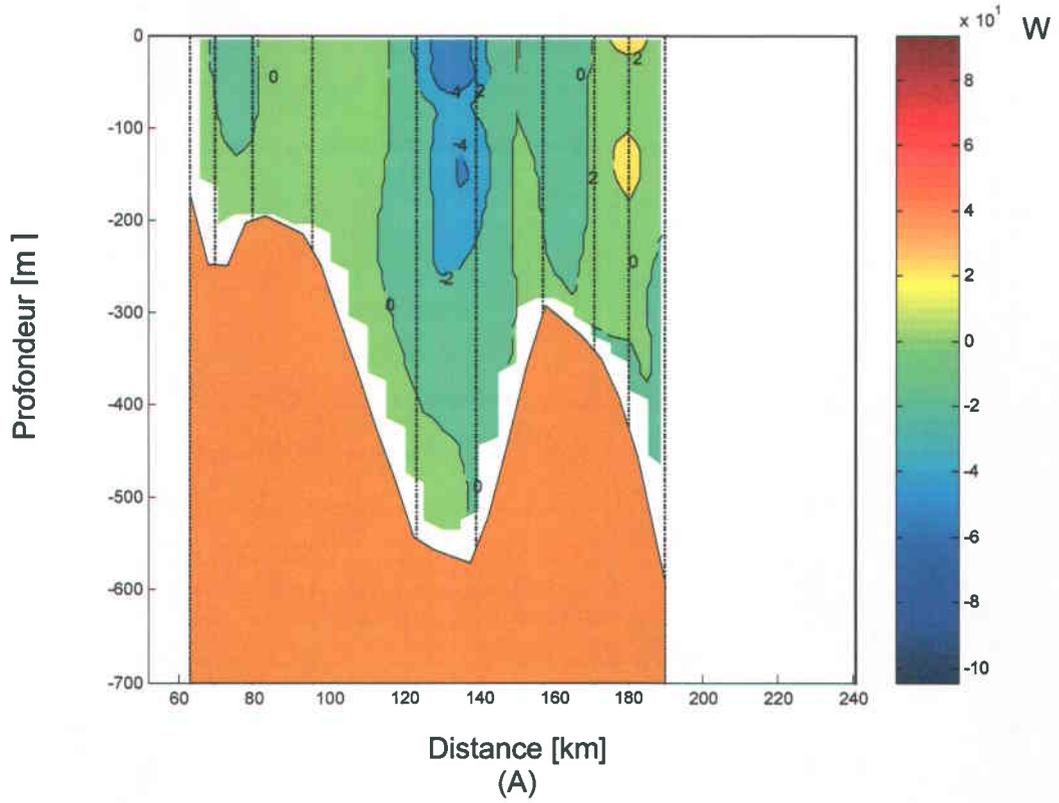
Annexe 5.2 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 4. Les données sont celles recueillies au cours du mois d'avril 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



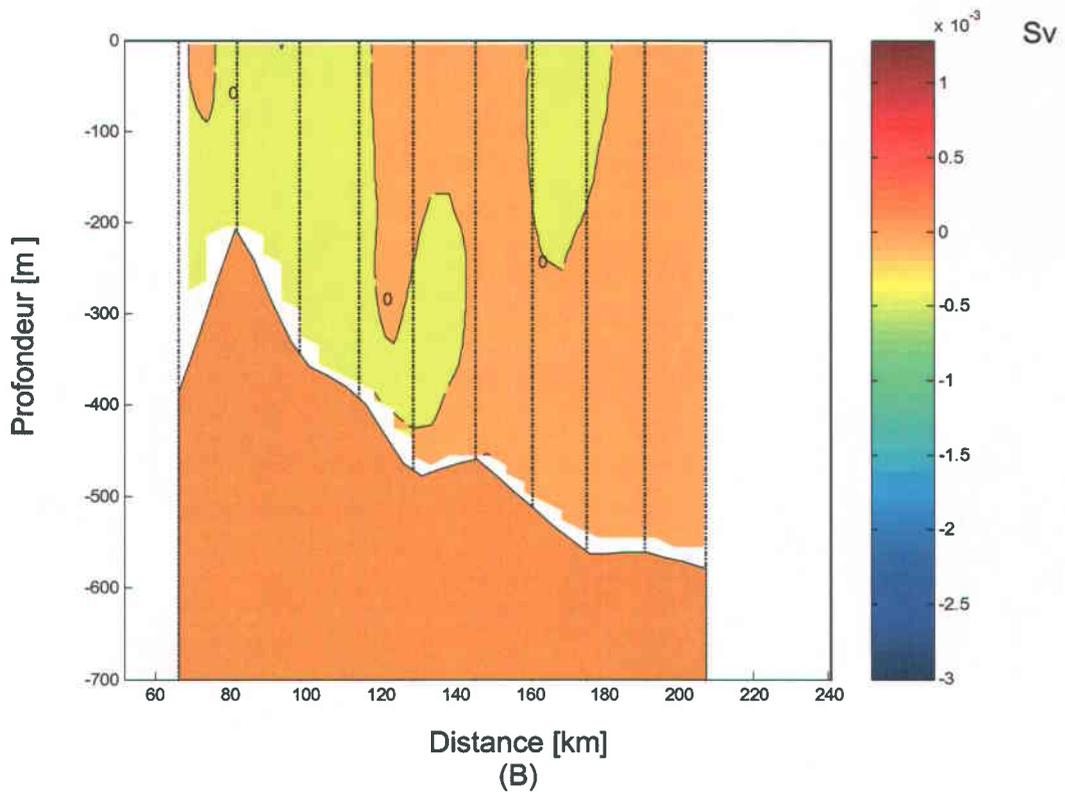
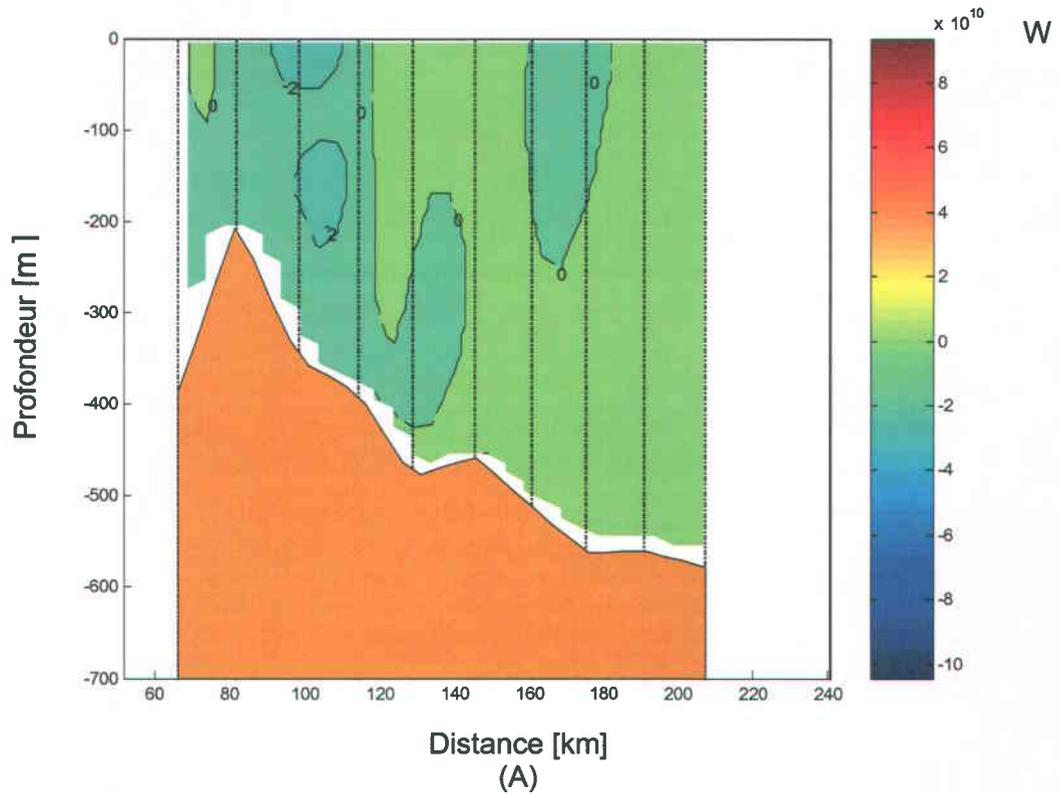
Annexe 5.3 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 5. Les données sont celles recueillies au cours du mois d'avril 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



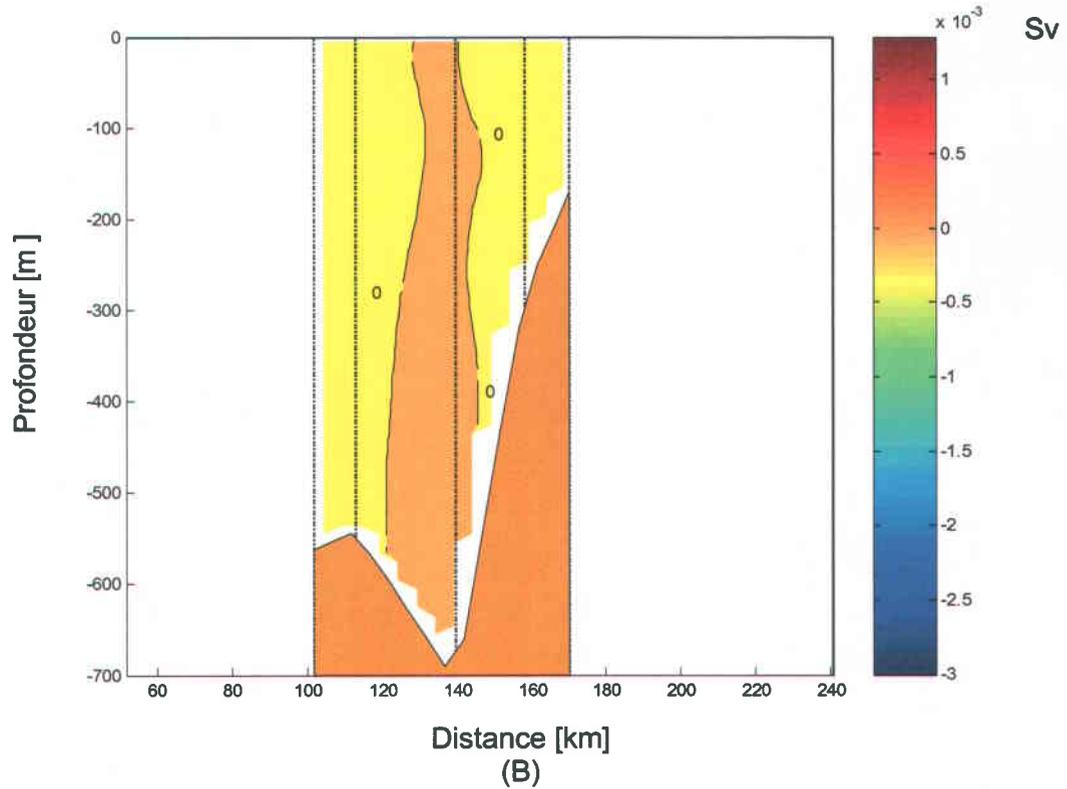
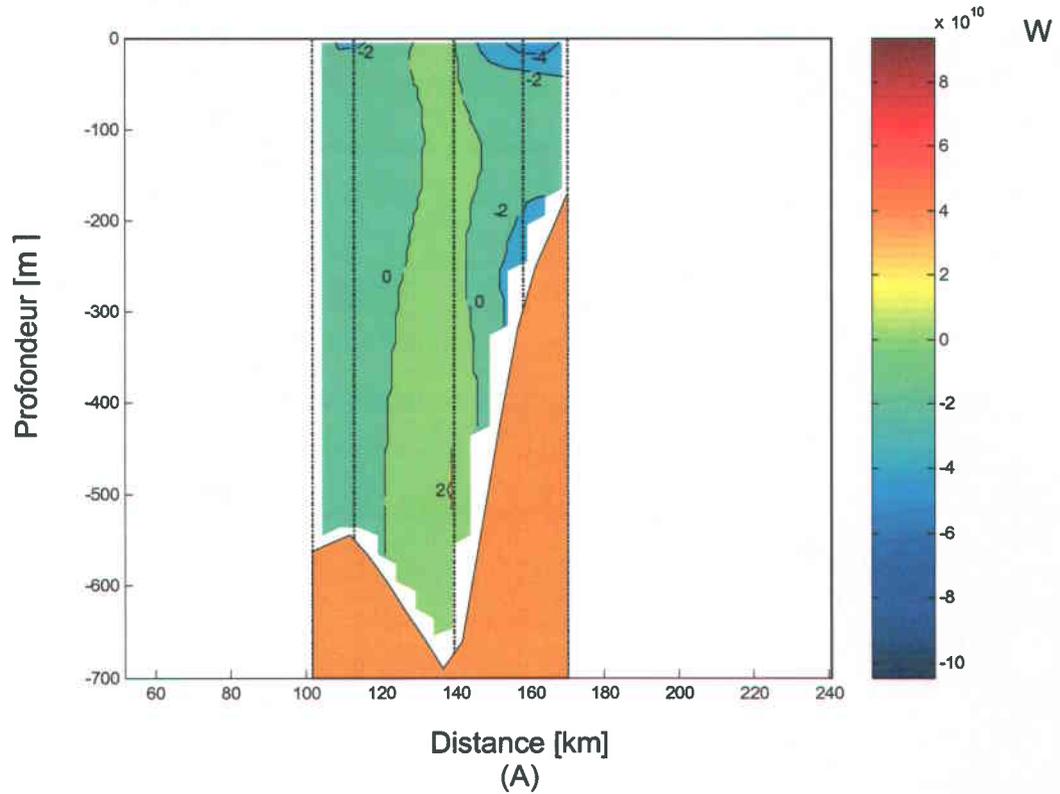
Annexe 5.4 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 2. Les données sont celles recueillies au cours du mois de mai 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



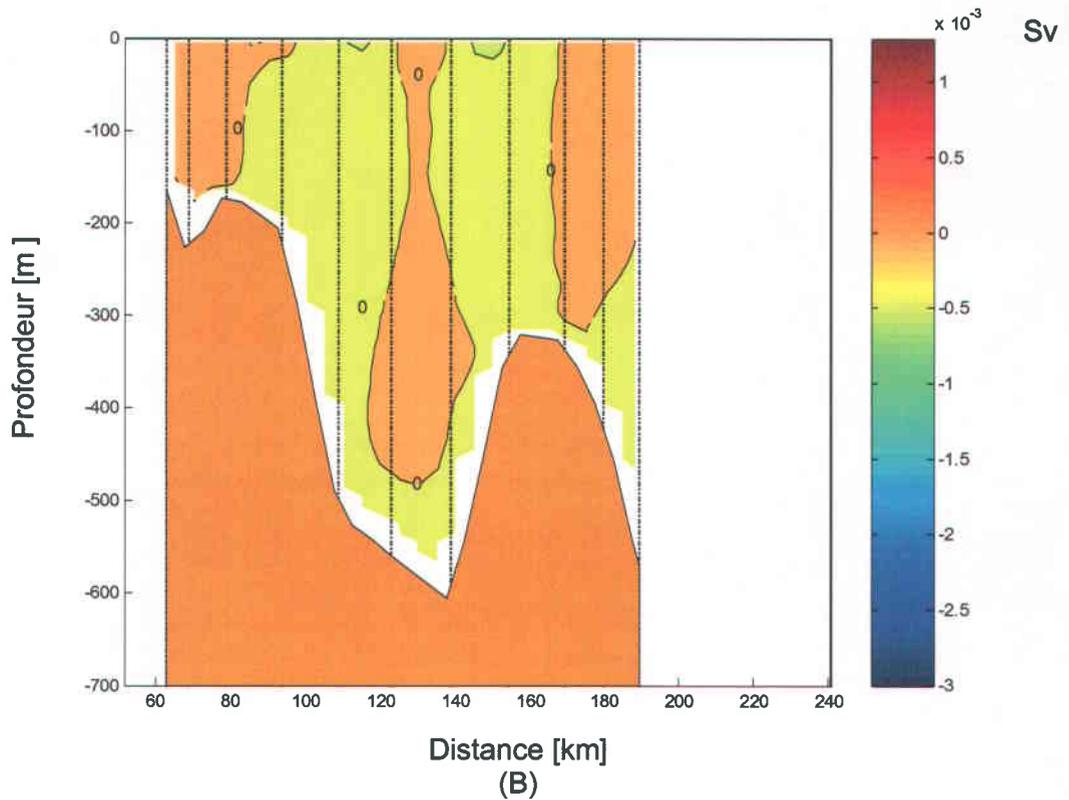
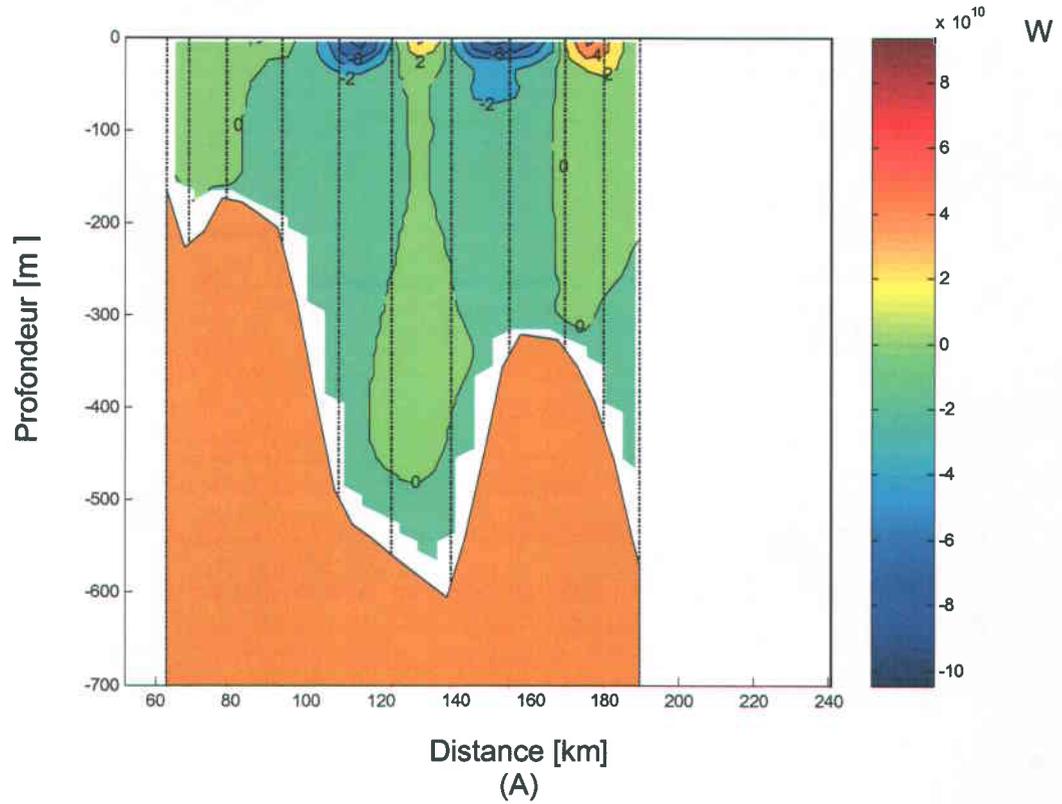
Annexe 5.5 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 4. Les données sont celles recueillies au cours du mois de mai 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



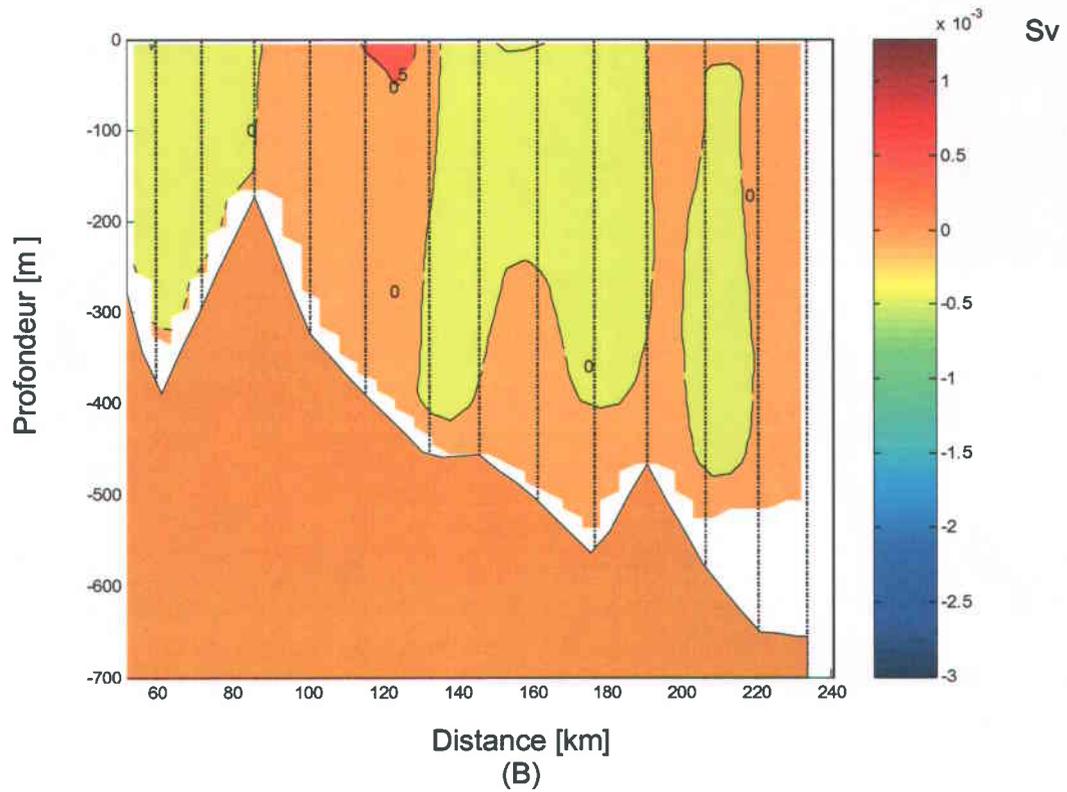
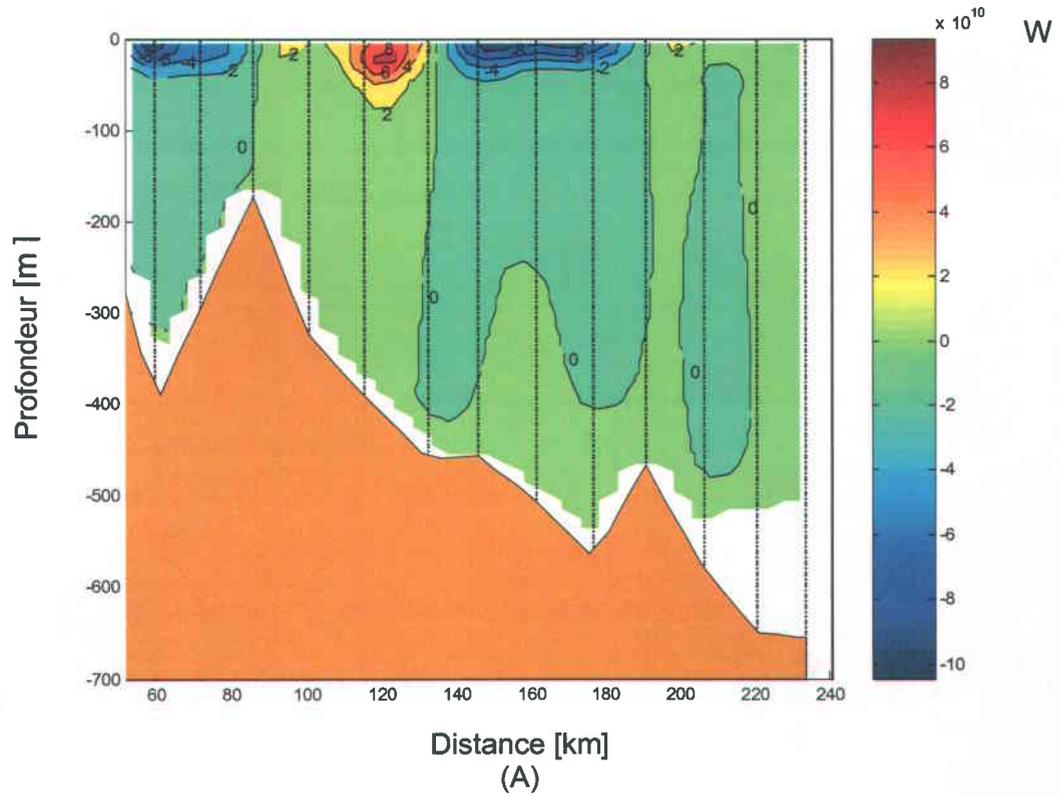
Annexe 5.6 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 5. Les données sont celles recueillies au cours du mois de mai 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



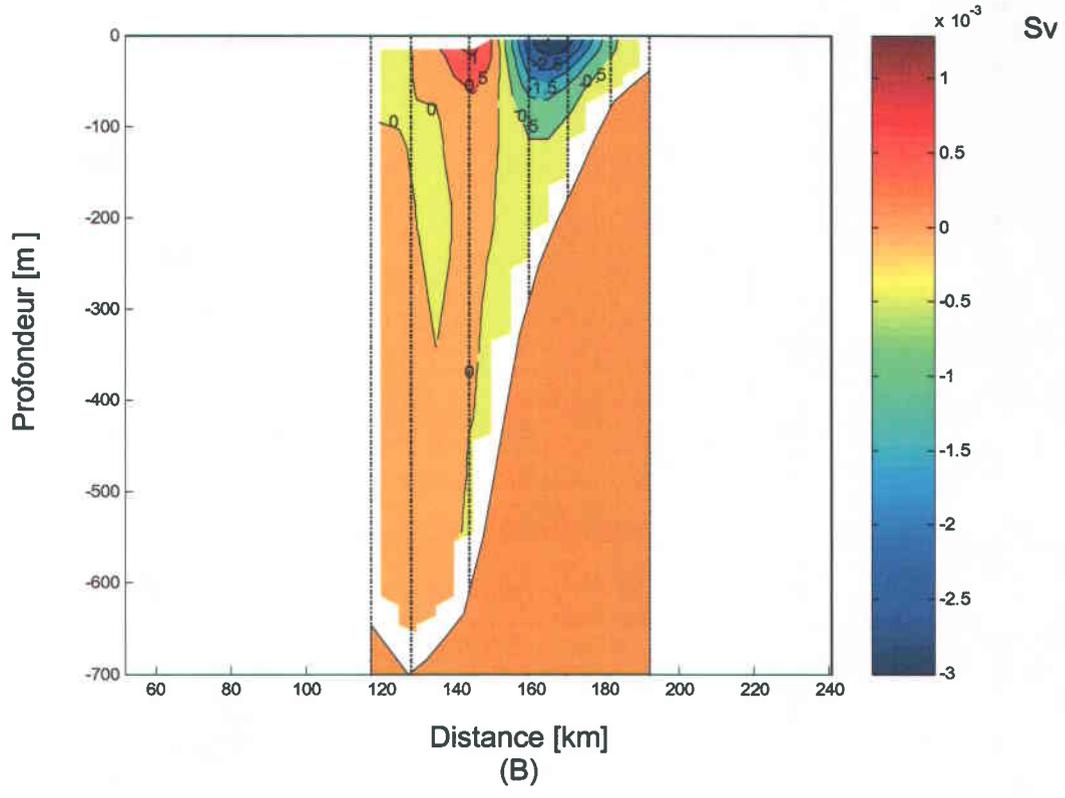
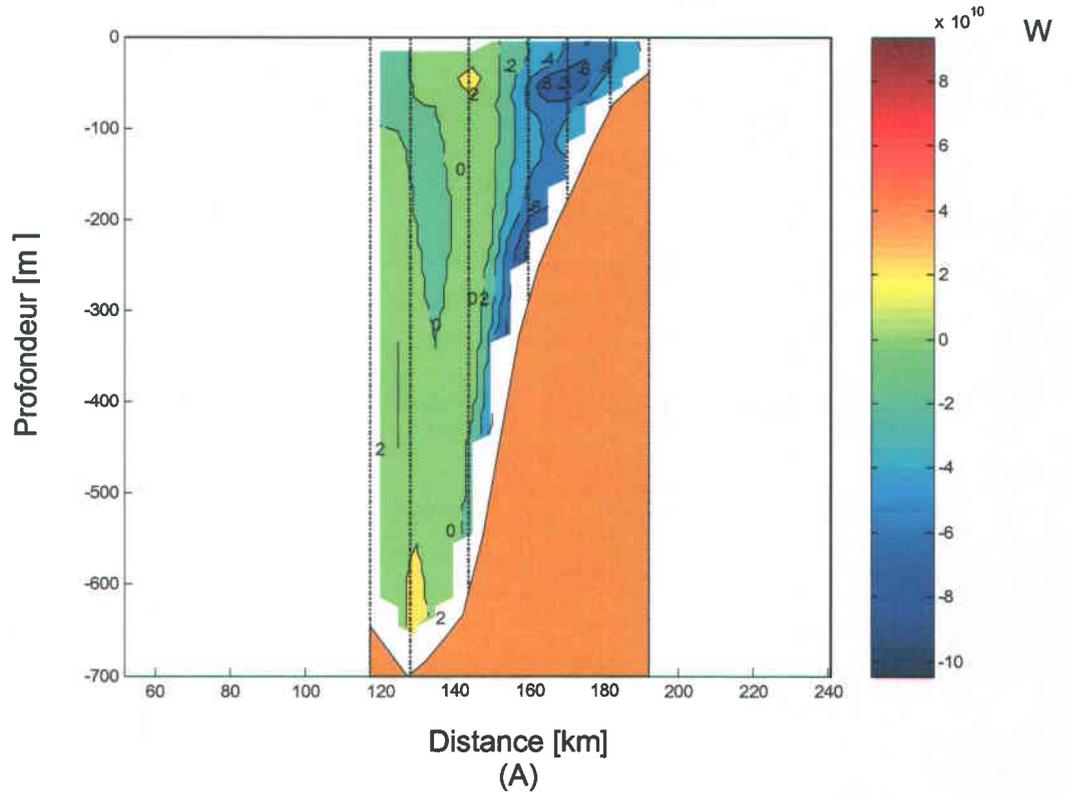
Annexe 5.7 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 2. Les données sont celles recueillies au cours du mois de juin 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



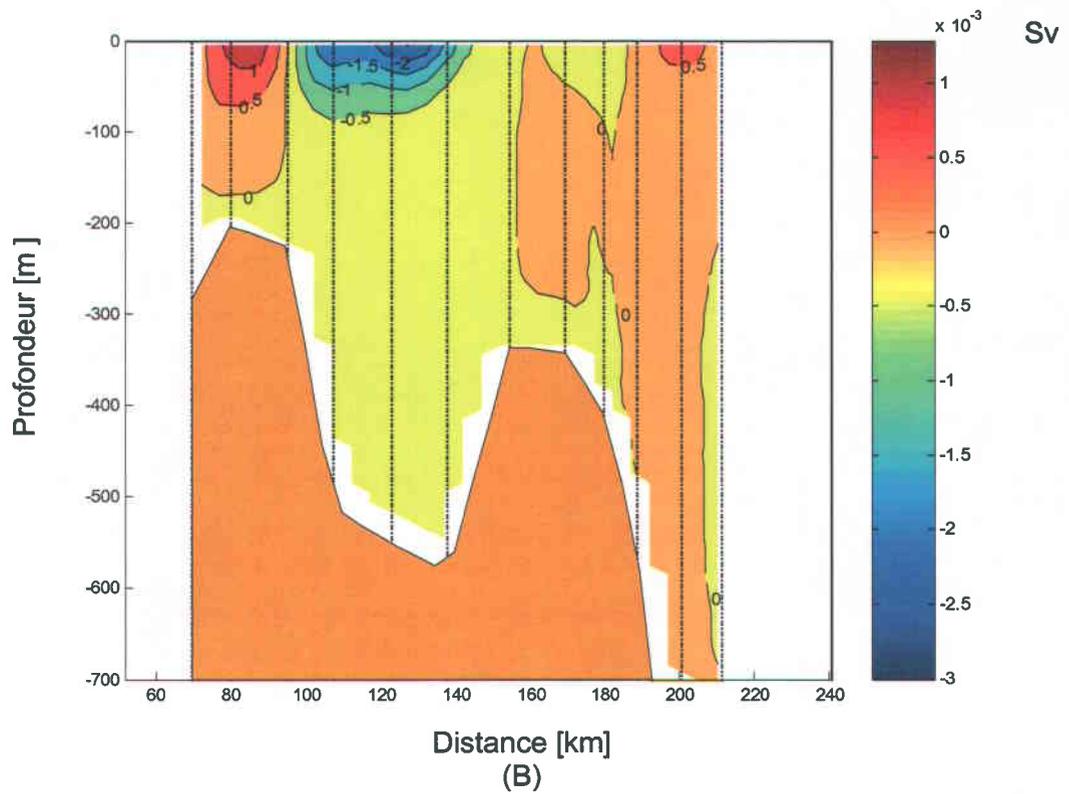
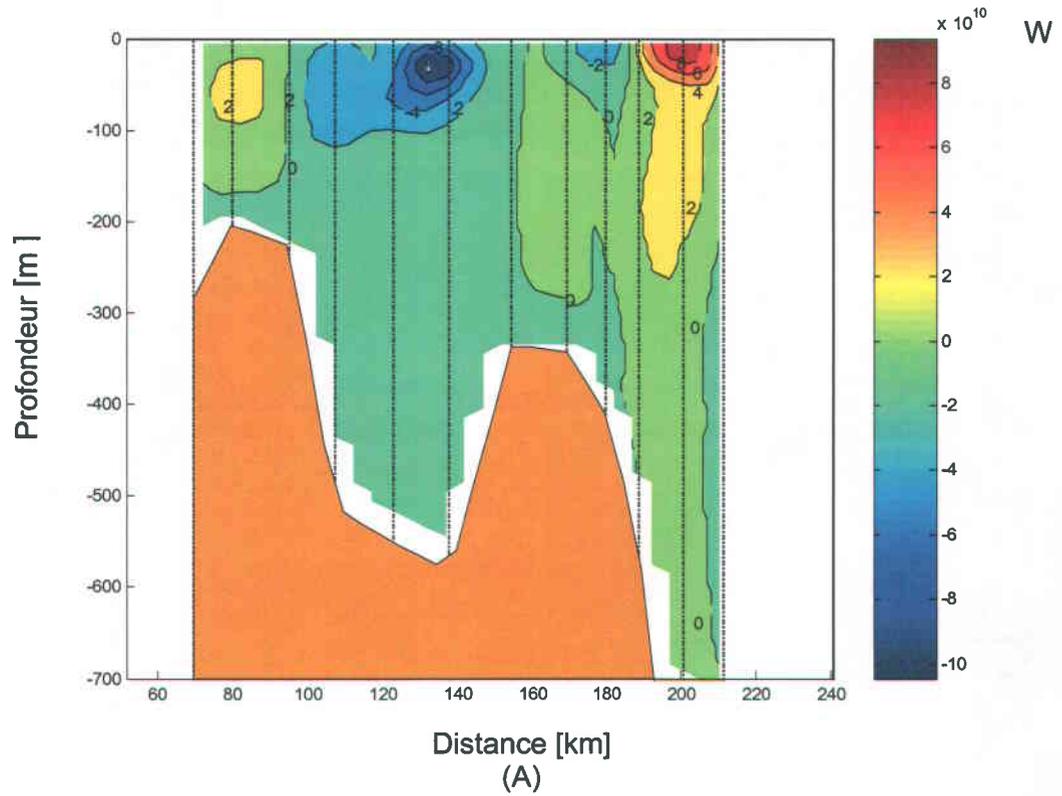
Annexe 5.8 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 4. Les données sont celles recueillies au cours du mois de juin 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



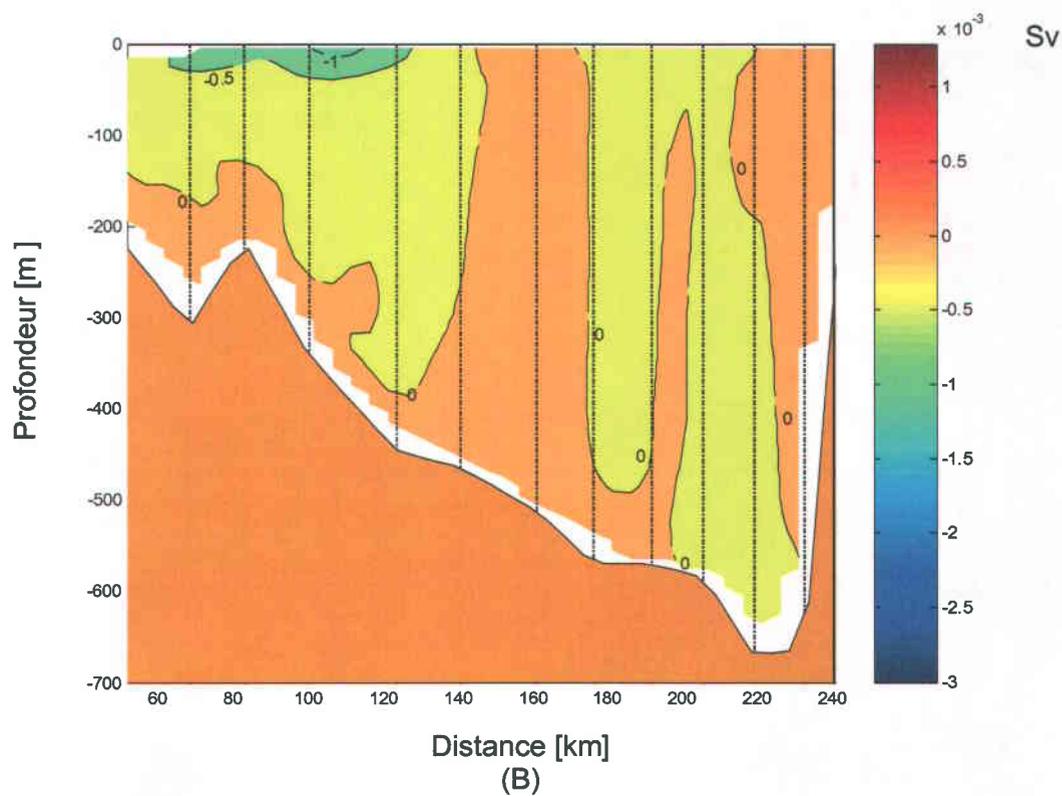
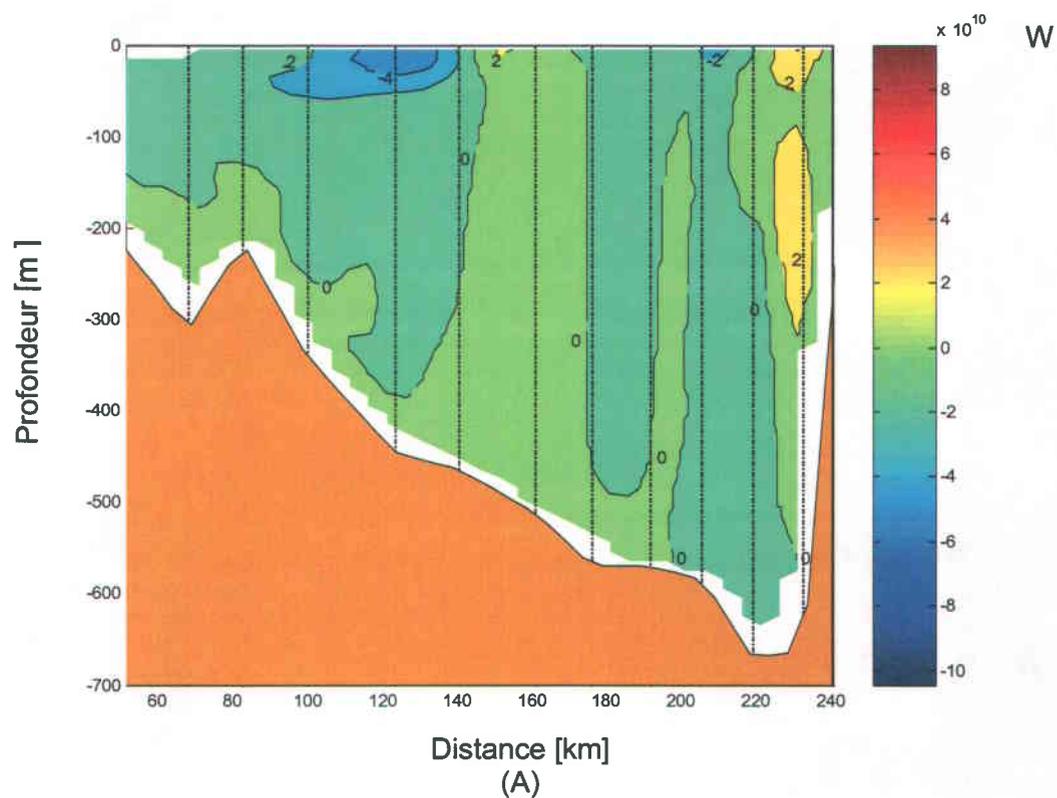
Annexe 5.9 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 5. Les données sont celles recueillies au cours du mois de juin 1998. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



Annexe 5.10 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 2. Les données sont celles recueillies au cours du mois de septembre 1999. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



Annexe 5.11 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 4. Les données sont celles recueillies au cours du mois de septembre 1999. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.



Annexe 5.12 : Transports de chaleur (A) et d'eau douce (B) le long du transect no. 5. Les données sont celles recueillies au cours du mois de septembre 1999. Le graphique est tracé de l'ouest vers l'est.