



Département de géographie et télédétection
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke

PK
898
C5
B45
2001
G-thèse

**Analyse spatio-temporelle des patrons de chlorophylle dans la polynie NOW par
télédétection du capteur SeaWiFS**

Simon Bélanger, 1975-

I-1855

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M. Sc.) en géographie,
cheminement Télédétection

Mai 2001

BIBLIOTHÈQUE
UNIVERSITÉ DE SHERBROOKE

Directeur de recherche : Pierre Larouche

(Affiliation : Institut Maurice-Lamontagne, Pêches et Océans Canada)

Membres du jury :

Norm O'Neill (Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke; Centre d'Applications et Recherches en Télédétection, CARTEL)

Suzanne Roy (Département d'océanographie, Université du Québec à Rimouski; Institut des Sciences de la Mer de Rimouski, ISMER)

Résumé

La polynie North Water (NOW), dans le nord de la baie de Baffin, est la plus grande polynie de l'hémisphère nord. Faisant partie du *International Arctic Polynya Program* (IAPP), un projet international (le projet NOW) a pris place entre 1997 et 1999 afin d'étudier cette polynie en utilisant une approche écosystémique. L'imagerie satellitale du capteur *Sea viewing Wide Field-of-view Sensor* (SeaWiFS) a été utilisée pour suivre l'évolution spatio-temporelle du phytoplancton pour deux étés (1998 et 1999).

La précision des estimations de la chlorophylle *a* par SeaWiFS (41,3 %) est légèrement au-dessus de l'objectif de 35% visé par l'équipe de SeaWiFS. Cependant, huit des onze points de comparaison entre les concentrations de chlorophylle *a*, estimées par SeaWiFS et mesurées de façon *in situ*, étaient sous-estimés par les algorithmes. L'une des explications possible est que le coefficient d'atténuation verticale spécifique des pigments [$K_d^*(\lambda)$ m² mg⁻¹ Chl + phaeo] présents dans la polynie NOW est significativement plus faible, en particulier dans la partie bleue du spectre, que dans les régions tempérées. Ceci pourrait s'expliquer par le compactage des pigments et résulter en une augmentation du ratio $R_{rs490} : R_{rs555}$ et ainsi une sous-estimation des concentrations de chlorophylle telles qu'évaluées par l'algorithme empirique OC2v2 de SeaWiFS. Un autre résultat marquant de la comparaison a été l'observation d'une diminution des valeurs de luminance normalisée sortant de l'eau, $L_{wn}(\lambda)$, à mesure que l'angle zénithal solaire (θ_0) augmentait. La diminution de $L_{wn}(\lambda)$ avec l'augmentation de θ_0 semble être principalement attribuée au choix du modèle de correction atmosphérique utilisé.

Malgré ces limitations liées aux hautes latitudes (faible élévation solaire, communautés de phytoplancton adaptées aux conditions polaires), les résultats ont montré que les distributions spatiales de la chlorophylle obtenues par SeaWiFS et de façon *in situ* concordent bien ensemble. Les images SeaWiFS ont toutefois permis d'obtenir une bien meilleure caractérisation de la distribution spatiale à fine résolution du phytoplancton dans la polynie.

Une variabilité inter-annuelle importante entre les deux étés a été observée tant dans les données de SeaWiFS que climatiques. En 1998, un bloom intense a débuté à la mi-mai dans la partie sud-est de la polynie, caractérisée par des eaux stratifiées et plus chaudes de la baie de Baffin, et s'est déplacé graduellement vers le nord-ouest, laissant place à des faibles concentrations de chlorophylle. En 1999, le bloom a été retardé en juin en raison des vents du nord plus faibles au printemps, mais il a duré jusqu'à la mi-juillet. Certaines hypothèses ont été proposées pour expliquer cette variabilité inter-annuelle dans le début et la durée des blooms. Parmi celles-ci, ce sont les processus physiques affectant la stratification verticale qui semblent le facteur dominant en agissant sur la disponibilité des éléments nutritifs dans la couche de surface. Dans la région sud-est de la polynie, cette stratification semble être contrôlée par les vents et la température de l'air, alors que du côté canadien, la stratification semble résulter de l'entrée d'eaux de fonte provenant du couvert de glace du bassin de Kane et/ou des glaciers terrestres. Comme les forts écoulements de surface apportent les eaux de fonte du bassin de Kane dans la baie de Baffin, une communauté phytoplanctonique peut vraisemblablement être maintenue dans l'embouchure de détroit Smith pendant tout l'été et l'automne. L'étude de la distribution spatiale de la chlorophylle a aussi révélé d'autres phénomènes moins bien connus dans la polynie NOW, comme le mélange causé par les îles Carey, la présence d'un tourbillon cyclonique au sud-ouest de ces îles pompant les nutriments sous-jacents et les remontées intermittentes en fin d'été le long de la côte du Groënland, dans secteur sud-est du détroit Smith. La variabilité inter-annuelle du phytoplancton observée par satellite suggère que la polynie NOW pourrait donc être fortement susceptible aux changements climatiques et océaniques, lesquels contrôlent les apports en nutriments et en chaleur dans la couche de surface.

Abstract

The North Water Polynya (NOW), in northern Baffin Bay, is one of the largest polynya in the Northern Hemisphere. As part of the International Arctic Polynya Program (IAPP), an International project (NOW project) took place from 1997 to 1999 to study this polynya using an ecosystemic approach. Sea viewing Wide Field-of-view Sensor (SeaWiFS) imagery of phytoplankton chlorophyll *a* pigment is presented for two summers (1998 and 1999).

The precision of chlorophyll *a* estimations by SeaWiFS (41,3%) is slightly over the SeaWiFS team goal of 35%. However, eight of the 11 comparison points between *in situ* measurements of chlorophyll *a* and chlorophyll *a* estimated from SeaWiFS were underestimated by the algorithms. One explanation could be the pigment specific diffuse attenuation coefficient [$K_d^*(\lambda)$ m² mg⁻¹ Chl + phaeo] in the NOW polynya is significantly smaller, particularly in the blue region of the spectrum, than in the temperate regions. This maybe explained by the pigment packaging effects and result in to increasing values of band ratio $R_{rs490} : R_{rs555}$ and thus in an underestimation of the chlorophyll *a* concentrations by SeaWiFS's OC2v2 algorithm. Another striking result of the validation has been the observation of the decreasing values of the normalized water-leaving radiance, $L_{wn}(\lambda)$, along with the increasing solar zenith angle, θ_0 . The decreasing $L_{wn}(\lambda)$ is principally attributed to the atmospheric correction schemes used.

Despite these limitations related to high latitudes (low sun angle and phytoplankton communities adapted to polar conditions), the general patterns of the phytoplankton distribution obtained from SeaWiFS imagery and field measurements of chlorophyll *a* distribution in the polynya show similar trends. The SeaWiFS images provide, however, a better characterisation of the small scale spatial features of phytoplankton present in the polynya. An important interannual variability has been observed in both SeaWiFS and climatic data for the two summers studied. In 1998, the bloom started around mid-May in the

southeastern part of the polynya, characterized by stratified and warmer Baffin Bay water, and gradually moved northward and terminated around mid-June, leaving place to low to low chlorophyll concentrations. In 1999, the bloom was delayed until June due to weaker northerly winds in spring, but the bloom lasted until mid-July. A few hypotheses have been proposed to explain this interannual variability in the timing and the duration of the blooms. Among them, the physical processes that control the vertical stratification seem to be the main factor affecting the nutrients availability in the surface layer. In the south-eastern part of the polynya, this stratification seems to be mainly controlled by the winds and the air temperature, while on the Canadian side of the polynya, the stratification of the water column seems to result from the input of meltwater from the Kane Basin's ice cover or/and from land glaciers. As the strong southward surface flows bring the meltwater from Kane Basin into Baffin Bay, a phytoplankton community can likely be sustained at the entrance of Smith Sound all over the summer and fall season. The study of the spatial distribution of chlorophyll has also revealed some less well known oceanic features in the NOW polynya such as the mixing due to the Carey islands, the nutrient pumping by a cyclonic eddy southwest of these islands, and the intermittent upwelling in late summer along the Greenland coast, in the southeastern part of Smith Sound. The interannual variability of the phytoplankton bloom observed by satellite suggests that the NOW polynya may be highly susceptible to changes in atmospheric and oceanic climate, which control the water stratification and the delivery of heat and nutrients into the polynya surface layer.

Table des matières

Résumé	iii
Abstract.....	v
Table des matières.....	vii
Liste des figures.....	ix
Liste des tableaux.....	xi
Remerciements.....	xii
1. Introduction.....	1
<i>1.1. Problématique.....</i>	<i>5</i>
<i>1.2. Objectifs.....</i>	<i>7</i>
<i>1.3. Hypothèses de la recherche.....</i>	<i>8</i>
2. Description du site d'étude.....	10
<i>2.1. Description générale des caractéristiques physiques de la polynie NOW.....</i>	<i>10</i>
<i>2.1.1. Position et taille de la polynie NOW.....</i>	<i>10</i>
<i>2.1.2. Bathymétrie.....</i>	<i>11</i>
<i>2.1.3. Masses d'eau.....</i>	<i>13</i>
<i>2.1.4. Circulation générale.....</i>	<i>14</i>
<i>2.1.5. Conditions de glace et climatologie.....</i>	<i>17</i>
<i>2.2. Connaissances sur la formation et le maintien de la polynie NOW.....</i>	<i>18</i>
<i>2.3. Connaissances sur la biologie dans la polynie NOW.....</i>	<i>20</i>
3. Théorie sur la télédétection de la couleur de l'eau.....	22
<i>3.1. Optique marine.....</i>	<i>22</i>
<i>3.1.1. Classification optique des eaux naturelles et couleur de l'eau.....</i>	<i>23</i>
<i>3.1.2. Les propriétés optiques inhérentes de l'eau de mer.....</i>	<i>30</i>
<i>3.1.3. Les propriétés optiques inhérentes des substances jaunes dissoutes.....</i>	<i>32</i>
<i>3.1.4. Les propriétés optiques inhérentes des particules inorganiques en suspension.....</i>	<i>33</i>
<i>3.1.5. Les propriétés optiques inhérentes du phytoplancton.....</i>	<i>35</i>
<i>3.2. Les corrections atmosphériques.....</i>	<i>37</i>
<i>3.2.1. Corrections atmosphériques pour SeaWiFS.....</i>	<i>40</i>
<i>3.3. Les algorithmes bio-optiques.....</i>	<i>41</i>
<i>3.3.1. L'approche empirique pour SeaWiFS.....</i>	<i>42</i>
4. Méthodologie.....	44
<i>4.1. Données satellitaires.....</i>	<i>45</i>

4.1.1 Images SeaWiFS	45
4.2. Données climatologiques	47
4.3. Mesures in situ.....	48
4.4. Comparaison des [chloro_a]sat avec [chloro_a]in situ.....	49
4.4.1. Les données utilisées pour la comparaison	50
4.4.2. Critères de comparaison des données	50
5. Résultats de la comparaison entre SeaWiFS et in situ: Analyse, interprétation et discussion	52
5.1. Comparaison des concentrations de chlorophylle a et propriétés bio-optiques de la polynie NOW.....	52
5.2. Comparaison des luminances normalisées sortant de l'eau	61
5.3. Limitations.....	62
5.3.1. Couverture nuageuse et disponibilité des données SeaWiFS.....	62
5.3.2. Impacts reliés à l'heure d'acquisition des images satellitaires.....	64
6. Résultats	73
6.1. Images SeaWiFS de l'été 1998	73
6.2. Images SeaWiFS de l'été 1999	81
6.3. Variations spatio-temporelles de la concentration de chlorophylle aux stations de monitoring et d'échantillonnage.....	88
6.3.1. Secteur nord.....	90
6.3.2. Secteur est.....	92
6.3.3. Secteur ouest.....	94
6.3.4. Secteur sud.....	96
6.3.5. Sommaire des variations spatio-temporelles des concentrations de chlorophylle pour la polynie NOW.....	98
6.4. Vitesse et direction des vents pour 1998 et 1999	102
7. Interprétation et discussion des patrons de chlorophylle.....	105
7.1. Contrôle du bloom dans le Sud-est (BBW) de la polynie NOW	109
7.1.1. Début du bloom de phytoplancton dans BBW	109
7.1.2. Durée du bloom de phytoplancton dans BBW.....	113
7.2. Contrôle du bloom dans le Nord-ouest (SRAW) de la polynie NOW.....	121
7.3. Présence des remontées d'eau dans le Nord de la polynie NOW.....	125
8. Conclusion.....	128
9. Références	132

Annexe A- Effet de l'environnement sur les mesures de chlorophylle <i>a</i> estimées par SeaWiFS	146
---	------------

Liste des figures

Figure 1.1. - Carte générale de l'Arctique canadien montrant la position de la polynie NOW...	5
Figure 2.1. - Carte bathymétrique du nord de la baie de Baffin. Les profondeurs sont en mètres.	12
Figure 2.2. - Circulation générale et position des stations de monitoring dans le Nord de la baie de Baffin.	16
Figure 3.1. - Caractéristiques d'absorption spectrale des constituants optiques communs.....	23
Figure 3.2. - L'absorption (ligne bleue) la diffusion (ligne rouge) de l'eau de mer. Les données d'absorption sont de Morel (1988) et de diffusion (Morel, 1974).	31
Figure 3.3. - Exemple des propriétés spectrales de l'absorption des substances jaunes dissoutes (paramètres utilisés sont de Carder <i>et al.</i> , 1989, pour les acides humiques).....	32
Figure 3.4. - Courbe d'absorption spécifique de la chlorophylle <i>a</i> pour différentes concentrations de chlorophylle <i>a</i> (données de Bricaud <i>et al.</i> , 1995).....	36
Figure 3.5. - Exemple de coefficients d'absorption spécifique pour différents pigments phytoplanctoniques (tirée de Bricaud <i>et al.</i> , 1999).....	37
Figure 4.1. - Organigramme méthodologique	44
Figure 5.1. - Comparaison entre la concentration de chlorophylle <i>a</i> dérivée de SeaWiFS et celle mesurée selon la méthode HPLC (données HPLC fournies par S. Roy).....	53
Figure 5.2. - Résultats de la régression linéaire entre K_d (443 nm) et la concentration de pigments dans la couche mélangée [chl <i>a</i> + <i>phaeo</i>]	56
Figure 5.3. - Localisation des stations utilisées pour faire la régression entre K_d et la concentration de pigments dans la couche mélangée [chl <i>a</i> + <i>phaeo</i>].	57
Figure 5.4. - Coefficient d'atténuation spécifique des pigments $K_{chl a + phaeo}^*(\lambda)$ pour la polynie NOW avec un intervalle de confiance de 95 %.....	58
Figure 5.5. - Coefficients d'atténuation moyen des différents constituants des eaux de la polynie NOW.	60
Figure 5.6. - Comparaison entre la luminance normalisée sortant de l'eau mesurée par SeaWiFS et celle mesurée <i>in situ</i> (SPMR).....	61
Figure 5.7. - Luminance normalisée sortant de l'eau à 490 et 555 nm pour trois heures d'acquisition le 19 juin 1999.....	65
Figure 5.8. - Concentration de chlorophylle <i>a</i> pour trois heures d'acquisition le 19 juin 1999.	66
Figure 5.9. - $\epsilon(765, 865)$ pour les trois images du 19 juin 1999.....	68
Figure 5.10. - Luminance normalisée mesurée au capteur en fonction de l'angle zénithal solaire dans deux secteurs dégagés de la polynie le 19 juin 1999.....	70
Figure 6.1. - Moyennes hebdomadaires de la concentration de chlorophylle estimées à l'aide des données SeaWiFS en 1998.....	81

Figure 6.2. - Moyennes hebdomadaires de la concentration de chlorophylle estimées à l'aide des données SeaWiFS en 1999.....	88
Figure 6.3. - Localisation des régions et des stations étudiées. Les stations de monitoring sont indiquées par une lettre (D, E, S, N)	89
Figure 6.4. - Concentration de chlorophylle à cinq stations situées dans le secteur nord de la polynie.....	91
Figure 6.5. - Concentration de chlorophylle à six stations situées dans le secteur est de la polynie.....	93
Figure 6.6. - Concentration de chlorophylle à quatre stations situées dans le secteur ouest de la polynie.....	95
Figure 6.7. - Concentration de chlorophylle à trois stations situées dans le secteur sud de la polynie.....	97
Figure 6.8. - Concentration de chlorophylle moyenne pour les secteurs nord, est, ouest et sud de la polynie.. ..	99
Figure 6.9. - Comparaison des superficies occupées par les concentrations de chlorophylle supérieures à 5 mg m^{-3}	101
Figure 6.10. - Direction et vitesse des vents dans la polynie NOW.....	102
Figure 6.11. - Vitesse journalière des vents dans le Nord de la polynie pour 1998 et 1999....	103
Figure 7.1. - Couvert de glace dans la polynie les a) 2, b) 10 et c)16 mai 1998.....	106
Figure 7.2. - Concentration de chlorophylle et vitesse des vents (filtrée) dans la polynie pour 1998.....	108
Figure 7.3. - Concentration de chlorophylle et vitesse des vents (filtrée) dans le Sud-est de la polynie pour 1999.....	110
Figure 7.4. - Couvert de glace dans la polynie les a)16 mai, b)28 mai et c) 6 juin 1999.	110
Figure 7.5. - Centres de pression atmosphérique dans l'Arctique en mai et juin.	111
Figure 7.6. - Concentration de chlorophylle et circulation générale (de Melling <i>et al.</i> , sous presse) entre le 14 et 20 juin 1999.....	117
Figure 7.7. - Vitesse des vents durant les blooms de 1998 et 1999, et température de l'air pour 1998.....	120
Figure 7.8. - Profils de température (ligne épaisse), salinité (ligne fine) et transmission de lumière (ligne pointillée) à la station 2 dans le détroit Smith d'avril à juillet 1998.	123
Figure 7.9. - Concentration de chlorophylle (a) et couvert de glace (b) observés le 18 juillet 1998 à 19h04	124
Figure 7.10. - Concentration de chlorophylle dans le Nord de la polynie à la fin août 1999..	126
Figure A1. - Image en couleurs vraies du 20 juin 1999 à 19h16. Le trait rouge représente la ligne de pixel analysée.....	148
Figure A2. - Comptes numériques des bandes 490, 555 et 865 nm et concentration de chlorophylle pour la ligne 1983 de l'image du 20 juin 1999	148
Figure A3. - Comptes numériques des bandes 490, 555 et 865 nm et concentration de chlorophylle en bordure de la glace.....	150

Liste des tableaux

Tableau 3.1. - 12 modèles d'aérosols utilisés pour générer la LUT de SeaWiFS	41
Tableau 4.1. - Paramètres radiométriques nominaux pour SeaWiFS	45
Tableau 4.2. - Paramètres calculés et donnée(s) auxiliaire(s) requise(s).....	46
Tableau 5.1. - Résultats de la validation de la chlorophylle <i>a</i>	53
Tableau 5.2. - Résultats des régressions linéaires entre K_d et la somme des concentrations de pigments [chl <i>a</i> + <i>phaeo</i>] pour chaque longueur d'onde du profileur optique. .	56
Tableau 5.3. - Nombre mensuel de jours nuageux	63
Tableau 5.4 - Conditions d'éclairement et de visée des deux secteurs étudiés et paramètres <i>f</i> et <i>Q</i> de Morel et Gentili (1996)	71
Tableau 6.1. - Pourcentage de pixels disponibles pour calculer la concentration de chlorophylle <i>a</i> moyenne dans chaque secteur de la polynie.....	100
Tableau 7.1. - Flux de pigment dans BBW (les données ont été fournies par B. Hargrave)...	114
Tableau A1. - Compte numérique de trois pixels successifs	149
Tableau A2. - Compte numérique de luminance et concentration de chlorophylle pour cinq pixels successifs en bordure de la glace.....	151

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de mémoire, Mr Pierre Larouche (Institut Maurice-Lamontagne, Pêches et Océans Canada, Mont-Joli, Qué), qui m'a fait confiance et prodigué de précieux conseils tout au long de mes travaux de recherche. Je le remercie aussi pour m'avoir donné la chance d'étudier le domaine fort passionnant qu'est la télédétection de la couleur de l'eau. De plus, j'apprécie énormément la confiance que j'ai reçue au cours des trois missions du projet SeaWiFS dans l'estuaire du Saint-Laurent, lesquelles constituent des expériences enrichissantes tant au niveau professionnel qu'au niveau humain.

Ce projet de maîtrise n'aurait pu être réalisé sans les subventions de recherche du CRSNG, du projet international pour l'étude de la polynie North Water (International North Water Polynya Study), du Ministère des Pêches et Océans Canada, et d'une bourse du CARTEL (Centre d'applications et recherches en télédétection de l'Université de Sherbrooke).

J'aimerais remercier Bernard Pettigrew et André Gosselin du laboratoire de télédétection de l'Institut Maurice-Lamontagne qui m'ont démontré patience et amitié durant mon séjour à Mont-Joli. Un gros merci à Bert Klein du GIROQ à l'Université Laval et Jean-Éric Tremblay de l'Université McGill m'ont permis d'affiner mes connaissances au niveau de la biologie marine qui fût essentielle pour l'interprétation des images satellitales.

La rencontre de personnes extraordinaires provenant des quatre coins de la planète (la liste est longue!) a été une source de motivation non-négligable et qui m'encourage à continuer dans ce domaine de recherche. Merci à tous mes amis qui ont engorgé ma boîte de message électronique (plus particulièrement Fred et Ana).

Enfin, un merci spécial à ma mère qui m'a toujours encouragé par sa confiance en moi, à ma sœur qui a fait de moi un oncle et à mon frère pour ses bonnes " Jokes ".

1. Introduction

Le climat de la Terre est en constant changement depuis des millions d'années. De la dernière glaciation datant de 10000 ans à aujourd'hui, les fluctuations climatiques sont de mieux en mieux connues des chercheurs. Cependant, au cours du dernier siècle, une hausse anormale du CO₂ atmosphérique d'origine anthropique, combinée à un réchauffement global de la planète ont soulevé un intérêt majeur auprès de la population ces dernières années. Les causes du réchauffement actuel de la planète sont toujours incertaines et font l'objet de plusieurs recherches à travers le monde. Une meilleure compréhension des processus d'interaction entre les océans et l'atmosphère est essentielle afin de répondre aux questions posées à savoir si les fluctuations du climat sont d'origine anthropique ou font simplement parties d'un cycle naturel. Par ailleurs, on prévoit que les changements climatiques seront plus rapides et sévères dans les régions polaires comparé aux régions tempérées et équatoriales. En raison de leur accès difficile et des coûts élevés reliés à leur étude, les régions polaires restent peu comprises comparées aux autres régions du globe. Pourtant, on reconnaît leur importance et leur sensibilité aux changements climatiques. Par exemple, une diminution du couvert de glace et de neige diminuerait l'albédo de surface résultant en une augmentation du rayonnement solaire absorbé. Une telle augmentation du rayonnement, des eaux de fonte, du CO₂ et de la température pourrait affecter grandement les écosystèmes polaires. D'ailleurs, un suivi du couvert de glace dans l'Arctique par satellite a déjà révélé une diminution de l'extension du couvert de glace de 6% depuis le début des années 70 (Johannessen *et al.*, 1999). On a aussi noté un amincissement de la calotte glacière de l'océan Arctique depuis 40 ans (Rothrock *et al.*, 1999).

Dans ce contexte de changements climatiques globaux, l'évaluation quantitative de la distribution de phytoplancton dans les océans est nécessaire, car ces organismes unicellulaires sont les agents responsables de la transformation du CO₂ en carbone organique via la photosynthèse. Jusqu'à maintenant, peu d'information est connue sur la distribution spatiale et temporelle du phytoplancton dans les eaux de l'Arctique canadien.

Les proliférations (*blooms*) de phytoplancton dans les régions polaires sont principalement associés à l'augmentation de la stabilité de la colonne d'eau induite par la fonte saisonnière de la glace de mer (Sullivan *et al.*, 1988). L'occurrence simultanée (dans le temps et l'espace) d'une mince couche de mélange, d'une concentration élevée en éléments nutritifs, d'une « semence » de phytoplancton adaptée aux températures froides, de l'augmentation de l'éclairement solaire et de la production d'eau de fonte, favorisent le développement et l'accumulation du phytoplancton dans un environnement idéal (Comiso *et al.*, 1993). Plusieurs processus physiques peuvent intervenir dans la distribution spatiale des sels nutritifs, lesquels sont souvent considérés comme facteurs limitants dans les eaux arctiques. Parmi ces processus physiques, les remontées d'eau riche en nutriments à la surface sont souvent responsables des blooms de phytoplancton. D'autres processus physiques tels la fonte des glaces, les mélanges verticaux induit par les vents, les courants de surfaces, les fronts et les tourbillons influencent la distribution spatio-temporelle du phytoplancton.

L'information sur la distribution, l'abondance et la productivité du phytoplancton dans les régions polaires tel l'Arctique canadien sont difficiles à obtenir en raison de leur éloignement et leur inaccessibilité due aux conditions climatiques extrêmes et à la présence de glace de mer. Dans le passé, l'utilisation de la télédétection de la couleur de l'eau avec le capteur CZCS (Costal Zone Color Scanner) a permis d'obtenir des données sur l'abondance et la distribution du phytoplancton dans certaines régions polaires. Les études dans l'océan austral (Sullivan *et al.*, 1988; Comiso *et al.*, 1990; Comiso *et al.*, 1993), la mer de Bering (Maynard, 1986; Maynard and Clark, 1987; Muller-Karger *et al.*, 1990), la mer de Barents (Mitchell *et al.*, 1991; Kögeler and Rey, 1999) et la mer de Ross (Arrigo *et al.*, 1998a) ont toutes montré comment la télédétection de la couleur de l'eau pouvait apporter l'information nécessaire sur la distribution spatio-temporelle du phytoplancton. Elles ont aussi permis de mieux comprendre les facteurs responsables des blooms dans les régions polaires.

Parmi les régions océaniques polaires les plus importantes pour la production de phytoplancton, on retrouve les polynies. Ce sont des régions où un couvert de glace est attendu mais qui demeurent relativement exemptes de glace pendant de longues périodes au cours de

l'hiver (Smith *et al.*, 1990). Elles peuvent occuper quelques centaines de mètres carrés jusqu'à des centaines de kilomètres carrés. Bien que les polynies n'occupent que 4% de la superficie des eaux arctiques, elles comptent pour environ 50 % des transferts d'énergie entre l'océan et l'atmosphère (Struzik, 1990). Par ailleurs, elles sont reconnues pour être des régions où la production et la diversité biologique sont d'une importance majeure dans les écosystèmes polaires (Smith *et al.*, 1990). À chaque printemps, la réduction du couvert de glace permet aux rayons solaires de pénétrer et de réchauffer la colonne d'eau riche en sels nutritifs, provoquant le début d'un bloom de phytoplancton. Les polynies sont aussi responsables de la reproduction du zooplancton qui assure le transfert d'énergie entre les producteurs primaires et les niveaux supérieurs de la chaîne alimentaire marine arctique. Plusieurs espèces animales et marines se retrouvent dans ces oasis polaires : baleine, narval, phoques, oiseaux de mer, ours polaires (Stirling, 1980, 1997).

Les polynies sont maintenues ouvertes par la divergence des glaces due aux vents, aux courants ou à la fonte de la glace par des eaux plus chaudes (Dunbar and Dunbar, 1972). Celles qui reviennent année après année, à la même position, sont appelées polynies récurrentes. Il existe deux types de polynies dont l'appellation reflète le processus physique sous-jacent à leur formation, soit « chaleur latente » et « chaleur sensible » (Smith *et al.*, 1990). Dans le cas d'une polynie de type « chaleur latente », la glace peut se former dans la région et être continuellement retirée par les vents, les courants, ou les deux. La chaleur requise pour équilibrer la perte d'énergie vers l'atmosphère et ainsi maintenir les eaux ouvertes est amenée par la chaleur latente de fusion de la glace, laquelle est continuellement formée. Dans le type de polynie « chaleur sensible », la chaleur océanique peut entrer dans la région en quantité suffisante pour prévenir la formation de glace, et même la faire fondre sur place.

Le mécanisme de formation d'une polynie influence grandement l'intensité et la durée des processus biologiques qui prennent place à l'intérieur de ses limites. La production de phytoplancton est plus rapide et intense pour les polynies de type chaleur sensible que celles de type chaleur latente. À mesure que la glace fond sous les échanges de chaleur, l'eau douce qui est produite recouvre les eaux plus denses et forme une mince couche à la surface, réduisant

ainsi les mélanges verticaux à travers la pycnocline. Cette mince couche de surface se réchauffe rapidement sous le rayonnement solaire, favorisant le développement intense du phytoplancton. Une fois les éléments nutritifs épuisés, le bloom prend fin.

Dans les polynies de type chaleur latente, les vents et les courants mélangent la colonne d'eau, prévenant le réchauffement de la surface et entraînant en profondeur le phytoplancton nouvellement formé à la surface. De cette façon, la saison de production des polynies de type chaleur latente peut être retardée jusqu'à ce que la surface soit stratifiée par le réchauffement induit par le rayonnement solaire.

En réponse au réchauffement climatique global, il est prévu que la taille et la durée des polynies augmentent. Cependant, on ne connaît toujours pas les impacts d'un tel changements sur la production primaire de ces régions. L'étude des polynies constitue une clé pour la compréhension des phénomènes climatiques et pourrait servir d'indice précurseur de la réponse globale de l'océan arctique à ce réchauffement. C'est pourquoi il y a un intérêt grandissant pour l'étude des polynies dans les régions polaires.

Dans l'Arctique canadien, la région située dans le Nord de la baie de Baffin est l'hôte de la plus grande polynie récurrente de l'archipel canadien, soit la polynie des Eaux du Nord, mieux connue sous les noms de *North Water polynya*, *NOW polynya* ou *polynie NOW* (figure 1.1.). Cette polynie est aussi considérée comme la plus importante d'un point de vue biologique en raison de sa taille et de sa permanence (Stirling, 1980, 1997).

Après les succès de l' *International Arctic Polynya Programme* (IAPP) de l' *Arctic Ocean Science Board* (AOSB) avec l'étude de la polynie du Nord-Est du Groënland (NEW polynya), le Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et Génie du Canada (CRSNG) a entrepris en mars 1997 le financement du projet international sur l'étude de la polynie des Eaux du Nord (*International North Water Polynya Study*). Le projet NOW regroupe 28 spécialistes canadiens de l'Arctique ainsi que 29 spécialistes étrangers provenant du Japon, Danemark, Belgique, Pologne, Grande Bretagne, Mexique et États-Unis. Au Canada, le travail est réalisé à travers

sept universités, le ministère des Pêches et des Océans (MPO), le ministère de l'Environnement et le ministère de la Défense Nationale. Le projet international sur l'étude de la polynie NOW vise une plus grande compréhension des processus physiques et biologiques ayant cours dans cette polynie. Une attention particulière des chercheurs porte sur la compréhension des mécanismes physiques qui forment et maintiennent la polynie, et leurs relations avec les processus biologiques et les changements climatiques.

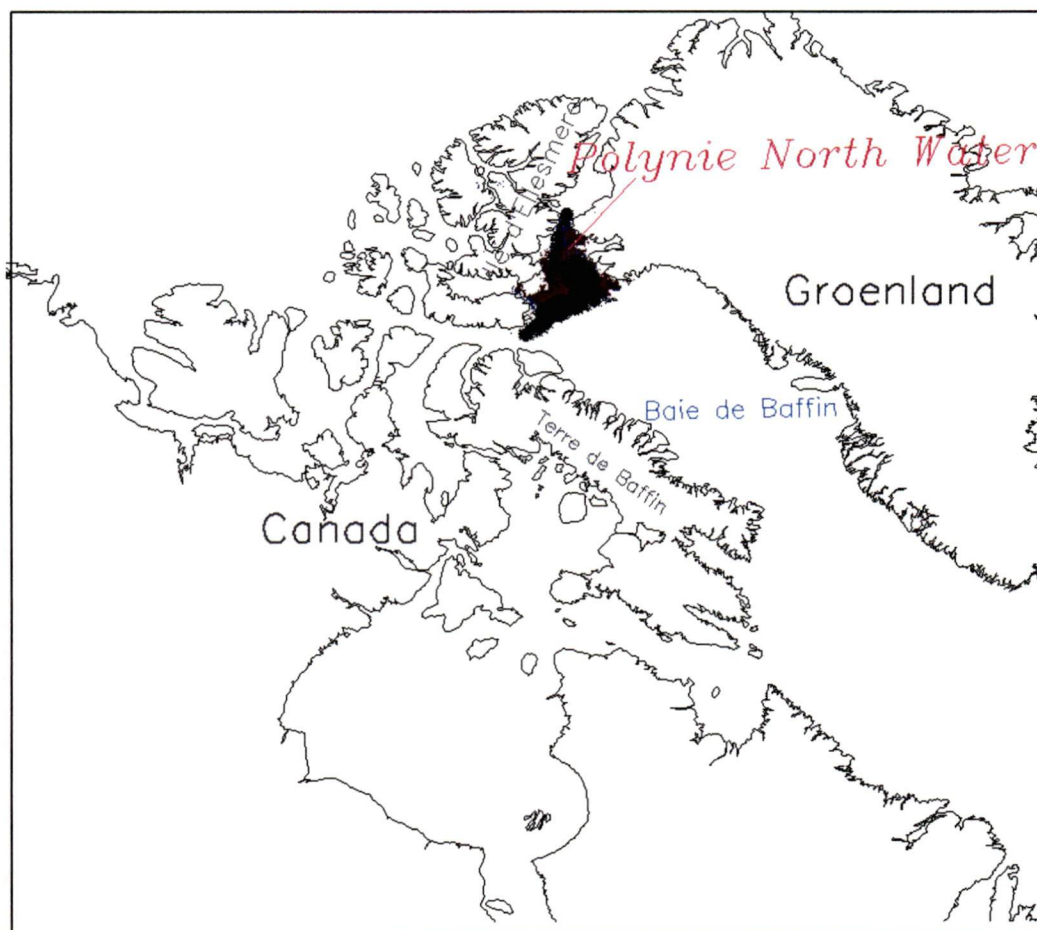


Figure 1.1. – Carte générale de l'Arctique canadien montrant la position de la polynie NOW

1.1. Problématique

L'étude de la variabilité spatio-temporelle du phytoplancton dans la polynie NOW constitue un aspect important pour la compréhension des processus physiques responsables de la forte

activité biologique. L'identification des processus physiques dominant le développement et le maintien du bloom de phytoplancton pourrait permettre de prévoir comment l'impact éventuel d'un changement dans l'un de ces processus affecterait la production primaire, laquelle joue un rôle primordial pour la chaîne alimentaire arctique et pour l'absorption du CO₂ par cette région.

Nos travaux sont la toute première étude de la distribution du phytoplancton dans la polynie NOW à partir d'images satellitales de la concentration de chlorophylle. Bien que la télédétection aux hautes latitudes ait ses limites (Maynard, 1986; Clark and Maynard, 1986; Mitchell, 1992), elle permet d'avoir une vue à fine échelle de la variabilité du phytoplancton dans la polynie NOW, laquelle est difficile à obtenir avec les méthodes d'échantillonnage traditionnelles. Depuis septembre 1997, un capteur amélioré, SeaWiFS (Sea viewing Wide Field-of-view Sensor), a permis l'acquisition de données sur la couleur de l'eau des océans. Les paramètres opérationnels utilisés par SeaWiFS proviennent de l'héritage de CZCS et sont conçus pour améliorer l'acquisition et la précision des données de la couleur de l'océan pour les études régionales de la biologie océanique. L'ajout de deux bandes spectrales dans le proche infrarouge a entre autres permis d'améliorer l'estimation de la contribution atmosphérique. Cependant, les premiers résultats du programme de validation des données SeaWiFS, appelé SIMBIOS, ont montré qu'on devait effectuer des recherches supplémentaires dans l'Arctique afin de développer des algorithmes régionaux mieux adaptés à cet environnement (Cota, 1999a; 1999b).

L'hypothèse centrale du projet NOW est que les processus physiques qui servent à maintenir la polynie ouverte contrôlent aussi l'intensité et la durée de la production biologique dans la polynie. Jusqu'à maintenant, les deux mécanismes de transfert de chaleur, latente et sensible, étaient suspectés pour être en partie responsable de l'ouverture de la polynie et du début du bloom de phytoplancton au printemps (Lewis *et al.*, 1996). Depuis le début du projet NOW, les travaux de Bâcle (2000), Melling *et al.* (sous presse), Mei *et al.* (communication personnelle) et Mundy (2000) ont discuté des mécanismes de formation de la polynie NOW au cours du printemps 1998.

Après les études traitant des aspects physiques et biologiques des blooms de phytoplancton de 1991 (Lewis *et al.*, 1996) et de 1998 (Mei *et al.*, communication personnelle; Klein *et al.*, communication personnelle; Hargrave *et al.*, communication personnelle) avec des mesures *in situ*, la présente étude s'inscrit afin d'obtenir une vue plus globale et de compléter l'information sur la distribution du phytoplancton en 1998 et 1999. L'observation de la variabilité interannuelle des patrons de chlorophylle, des conditions océanographiques (courant, température et salinité) et climatologiques (vent, pression atmosphérique, température) devrait permettre d'identifier les processus physiques responsables de la production biologique dans la polynie.

La première partie du problème abordé dans ce projet de maîtrise consiste à connaître la précision des concentrations de chlorophylle calculées par les algorithmes opérationnels de SeaWiFS pour fins d'analyses quantitatives. Deuxièmement, à partir des données de SeaWiFS des étés 1998 et 1999, nous essaierons de mieux comprendre et expliquer l'évolution spatio-temporelle des patrons de chlorophylle *a* observés dans la polynie NOW.

1.2. Objectifs

L'objectif général de ce mémoire est de démontrer que l'utilisation des données recueillies par le capteur SeaWiFS au cours des étés 1998 et 1999 permet de mieux comprendre la variabilité spatio-temporelle des patrons de chlorophylle dans la polynie NOW.

Les objectifs spécifiques sont :

1. évaluer la précision des concentrations de chlorophylle dérivées des données de réflectance mesurées par le capteur SeaWiFS avec les données *in situ* prises au cours des campagnes de terrain du projet NOW de 1998 et 1999;

2. étudier les principaux patrons de variabilité spatio-temporelle des champs de phytoplancton, et leurs relations possibles avec les principaux facteurs physiques tels les courants, les vents, la disponibilité de sels nutritifs et les eaux de fonte.

1.3. Hypothèses de la recherche

Les hypothèses de la recherche sont :

1. En région polaire, l'algorithme bio-optique OC2v2 (*ocean colour 2, version 2*) utilisé par SeaWiFS sous-estime les concentrations de chlorophylle (Arrigo *et al.*, 1998b; O'Reilly *et al.*, 1998; Mitchell, 1992; Cota, 1999a et 1999b; Dierssen and Smith, 2000).
2. En se basant sur les résultats de l'observation du bloom de phytoplancton de 1998 par Mei *et al.* (communication personnelle) : le bloom de 1999 devrait commencer le long du Groënland en mai, où l'on observe l'entrée de chaleur sensible à la surface. Du côté canadien, on devrait retrouver de faibles concentrations de chlorophylle où il y a une couche de mélange profonde et de faibles températures, lesquelles sont le résultat de la présence d'eau arctique et des conditions climatiques plus sévères de ce côté de la polynie.
3. Comme la fin du bloom correspond à l'épuisement des sels nutritifs dans la couche de surface (Mei *et al.*, communication personnelle; Tremblay *et al.*, communication personnelle a), un changement dans l'un des processus physiques responsables de l'apport en sel nutritifs peut influencer la durée du bloom de phytoplancton.
4. Après le bloom printanier, les variations dans les courants, les vents et les masses d'eau expliquent la variabilité spatio-temporelle des patrons de chlorophylle observée entre les deux années étudiées.

Le travail sera présenté de façon à répondre aux objectifs du mémoire en débutant d'abord avec une revue rapide des études réalisées dans la polynie NOW par le passé (section 2) et des fondements théoriques de la télédétection de la couleur de l'eau qui est utilisée pour l'étude (section 3). À la section 4, on présentera les méthodes utilisées pour le traitement des images SeaWiFS ainsi que celles utilisées pour traiter les mesures *in situ*. Les résultats seront

présentés en deux sections, en débutant par l'analyse, l'interprétation et la discussion des résultats de la comparaison des données SeaWiFS avec les mesures *in situ* disponibles (section 5), suivi des résultats sur la variabilité spatio-temporelle de chlorophylle dans la polynie (section 6). La discussion sur la variabilité spatio-temporelle de la chlorophylle en relation avec les processus physiques sera faite à la section 7. Enfin, on terminera le mémoire avec une conclusion qui fera état de la recherche ainsi que des perspectives d'avenir dans le domaine (section 8), et les références bibliographiques qui ont été consultées durant la recherche (section 9).

2. Description du site d'étude

Cette section a pour but de résumer les connaissances acquises sur la polynie NOW depuis le début de sa découverte il y a plus de trois siècles. Dans un premier temps, une description générale des caractéristiques physiques de la région est présentée (section 2.1). Par la suite, on discutera de l'état actuel du débat sur les mécanismes de formation de la polynie NOW à savoir si l'entrée de chaleur sensible représente une part importante de l'ouverture de la polynie au printemps (section 2.2). Enfin, on fera un résumé des connaissances sur la biologie dans la polynie NOW (section 2.3).

2.1. Description générale des caractéristiques physiques de la polynie NOW

La Baie de Baffin se situe au nord-est du Canada entre les îles d'Ellesmere et Devon, le Groënland et la terre de Baffin (figure 1.1.). La polynie des Eaux du Nord, ou NOW (*North Water polynya*), se définit par les eaux ouvertes se retrouvant presque toujours à l'extrémité nord de la baie de Baffin. On connaît la présence d'eau ouverte dans cette région depuis le début du 17^e siècle. Le nom « North Water » a été donné par les baleiniers à ce qui, aujourd'hui, est connu comme une “ polynie récurrente ”, c'est-à-dire une région d'eaux ouvertes plus ou moins permanente dans un milieu couvert de glace (Dunbar and Dunbar, 1972). En réalité, la région comprend trois polynies récurrentes, soit celles du Détroit Smith, du passage Lady Ann et du détroit de Lancaster (Steffen, 1985). Au printemps, les trois polynies deviennent plus ou moins continues et forment ce que l'on nomme la polynie NOW. Certains diront que les polynies sont aux régions polaires, ce que les oasis sont aux déserts.

2.1.1. Position et taille de la polynie NOW

La région ouverte varie à partir de l'est du Détroit de Lancaster jusqu'à la tête du détroit de Smith (Dunbar, 1969). L'étendue de la polynie varie en longitude entre les méridiens 70°W et

78°W, et en latitude entre les parallèles 76°N et 79°N. En hiver et au printemps, la polynie a une superficie typique de 15 000 km² (Mysak and Huang, 1992). En juillet, l'étendue maximale peut atteindre 80 000 km² avant que le reste de la glace de la baie de Baffin ne fonde.

Vers la fin de l'hiver, un pont de glace se forme au nord, dans le bassin de Kane (~79°N), empêchant ainsi les glaces de l'océan Arctique de pénétrer dans la polynie au printemps (Ito and Müller, 1977). Contrairement à sa limite nord bien définie, la limite sud de la polynie est variable selon les saisons et les années. La position de la barrière sud de la polynie est donc fonction principalement des conditions climatiques.

2.1.2. Bathymétrie

La bathymétrie montre des profondeurs moyennes de 400 à 500 m avec un canal nord-sud dont le centre atteint 700 m (figure 2.1.). Au nord, les profondeurs sont de l'ordre de 200 mètres dans le détroit Smith. À l'ouest, l'entrée du détroit Lancaster atteint 700 mètres de profondeur. Cependant au nord-est de l'île Devon, les profondeurs sont plutôt de 200 mètres. Du côté est de la polynie, on retrouve plusieurs plateaux et monticules marins à environ 200 mètres de profondeur. Ce secteur est aussi affecté par la présence des îles Carey qui sont séparées de la côte du Groënland par un canal de plus de 500 mètres. Plus au sud, vers la baie de Baffin, les profondeurs passent graduellement de 500 à 2400 mètres au centre ouest de la baie.

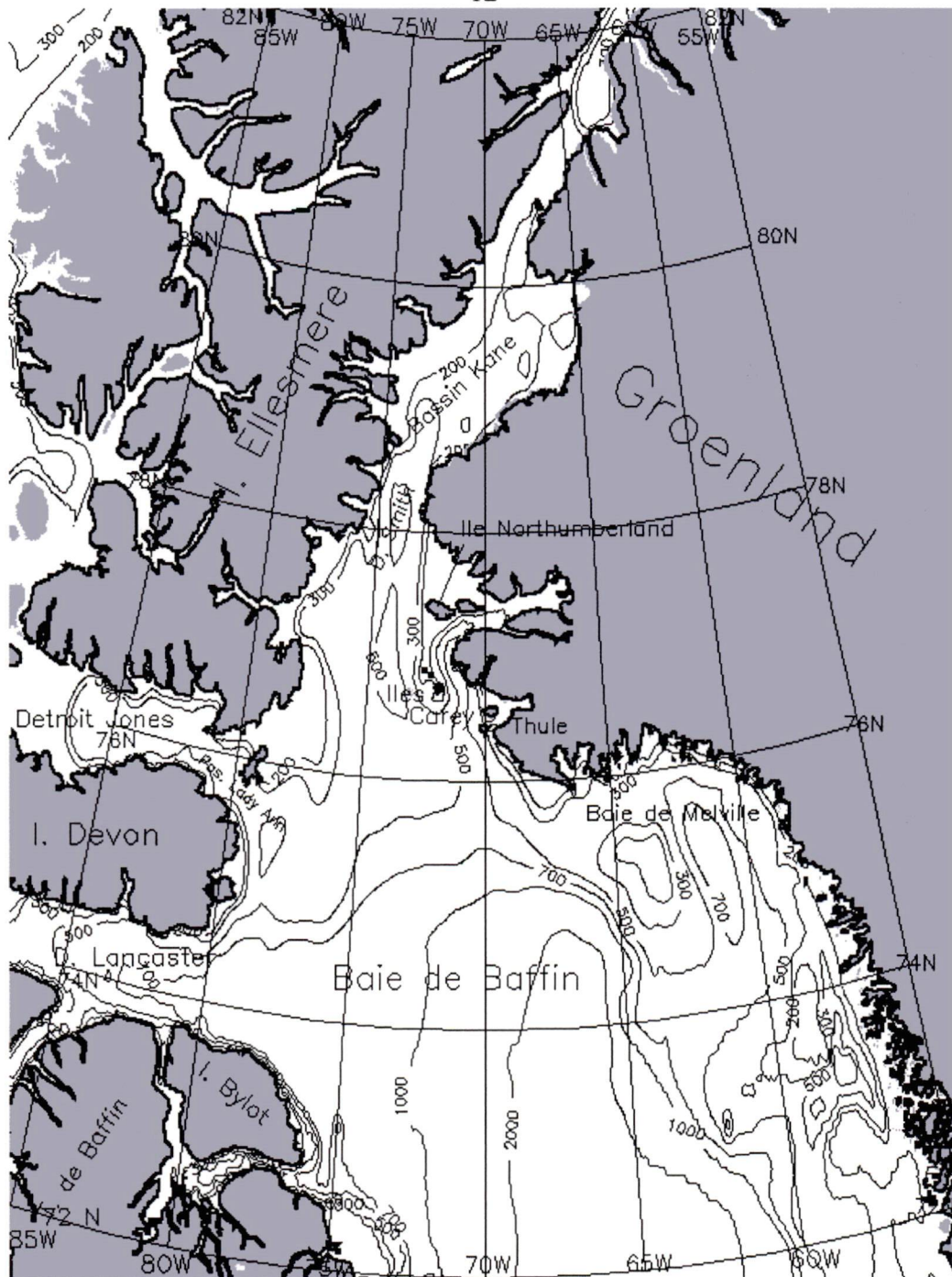


Figure 2.1. – Carte bathymétrique du nord de la baie de Baffin. Les profondeurs sont en mètres. (Source des données bathymétriques : SeaDAS, NASA)

2.1.3. Masses d'eau

La première classification des masses d'eau dans le Nord de la baie de Baffin a été proposée par Muench (1971). Dans cette classification, les eaux de la baie de Baffin sont divisées en trois couches.

A) *L'eau arctique*, définie par de faibles températures (-1,8 à 0°C) et de faibles salinités (31 à environ 34 PSU). Elle s'étend généralement jusqu'aux profondeurs de 200 à 300 mètres dans la baie de Baffin. La couche d'eau arctique peut être subdivisée en deux selon son origine : 1) l'eau de surface saisonnière et modifiée par le réchauffement solaire, les mélanges avec l'eau de fonte et les mélanges par les vents (*surface waters*); 2) l'eau arctique, laquelle n'est pas modifiée par les processus de surface (*arctic water*). L'eau arctique peut provenir du Bassin Arctique et entrer dans la baie de Baffin par les écoulements provenant des détroits Smith, Lancaster et Jones (Bourke *et al.*, 1989). L'eau arctique peut aussi être introduite dans la baie de Baffin par le courant du Groënland ouest qui s'écoule vers le Nord le long de la cote ouest du Groënland (WGC). Cette dernière représente une faible portion de l'eau arctique et se mélange dans le détroit de Smith avec l'eau provenant du Bassin Arctique via le bassin Kane et le détroit de Nares.

B) *L'eau intermédiaire atlantique* est définie par des températures plus chaudes (0 à >2°C) et une salinité plus élevée (34,2 à 34,5 PSU). Elle s'étend généralement à partir du bas de la couche d'eau arctique jusqu'à 1200-1300 mètres en profondeur dans le Nord de la baie de Baffin. Cette masse d'eau est introduite dans la baie de Baffin par le courant du Groënland ouest (WGC) via le détroit de Davis. Elle se trouve généralement en deçà de l'isobathe de 500m et mélangée dans le Nord de la baie de Baffin avec l'eau arctique.

C) *L'eau profonde*, définie par de basses températures (0 à 0,4 °C) et par des salinités uniformes à 34,48 PSU, s'étend à partir du bas de la couche d'eau atlantique jusqu'au fond de la baie de Baffin (Fissel *et al.*, 1982). Cette couche peut aussi être subdivisée en deux parties, soit l'eau profonde (BBDW; *Baffin Bay Deep Water*) et l'eau de fond (BBBW; *Baffin Bay Bottom Water*). La provenance de cette eau est sujette à des controverses.

Bourke *et al.* (1989) concluent que les eaux de fond de la baie de Baffin sont formées par plusieurs composantes d'eau salée froide, formées en hiver dans les zones d'eau peu profonde du détroit de Smith sous le mince couvert de glace. Cette couche d'eau n'est pas présente sous la polynie NOW.

Les travaux de Bâcle (2000) ont revu la classification proposée par Muench (1971). La colonne d'eau a été divisée en sept classes comparé à cinq auparavant. La température limite entre la couche de surface et l'eau arctique est passée de 0°C à -1°C. On a subdivisé l'eau arctique en deux parties, soit l'eau arctique supérieure (*Upper Arctic Water*) et l'eau arctique inférieure (*Lower Arctic Water*). La définition d'une couche appelé eau de transition atlantique (*Atlantic Transition Water*) a été introduite pour couvrir le mélange entre l'eau arctique inférieure et les eaux atlantique du nord de la baie de Baffin (*northern Baffin Bay Atlantic Water*) transportée par le WGC.

Les travaux de Tremblay *et al.* (communication personnelle a) ont utilisé les concentrations en sels nutritifs pour caractériser les masses d'eau à la surface de la polynie en 1998. Deux principales masses d'eau ont été définies, soit l'eau arctique riche en silicate (SRAW; *Silicate Rich Arctic Water*) pénétrant dans la polynie par le détroit Smith et l'eau de la baie de Baffin (BBW; *Baffin Bay Water*) occupant le reste de la baie.

2.1.4. Circulation générale

Les travaux de Melling *et al.* (sous presse) ont permis d'obtenir un schéma de la circulation générale à partir des données de courants mesurés entre les mois d'août 1997 et juillet 1998. Malgré certaines variations de la direction et une diminution de la vitesse des courants avec la profondeur, ces courants ont été schématisés sur une seule carte (figure 2.2.; Melling *et al.*, sous presse).

Les eaux plus chaudes du courant du Groënland ouest (WGC) entrent dans le Nord de la baie de Baffin à partir du sud-est de la région. La plupart de l'eau de ce courant tourne vers l'Ouest

à 75°N, contraint par l'isobathe de 600 mètres, se dirigeant ainsi vers le détroit de Lancaster (Melling *et al.*, sous presse). Une partie moins importante suit l'isobathe de 400 m le long du Groënland près de la station S1 (figure 2.2.) et se rend dans le Nord de la baie de Baffin. Cette partie du WGC qui s'écoule vers le Nord se subdivise en deux, une partie contournant les îles Carey par l'Ouest et l'autre continuant vers le Nord entre les îles Carey et le Groënland. En profondeur, on a même noté des écoulements plus chauds aussi loin qu'à la station E2 près du détroit Smith (flèches pointillées sur la figure 2.2.). La moyenne de vitesse d'écoulement du WGC vers le Nord est généralement faible (3 – 5 cm s⁻¹).

Les deux tiers ouest de la partie nord de la baie sont dominés par un courant fort et froid d'eau arctique passant par le détroit Smith. Les courants vers le Sud les plus forts étaient de l'ordre de 10 à 15 cm s⁻¹ dans le détroit Smith le long de l'île d'Ellesmere. Ce courant est généré en partie par le niveau de la mer plus élevé de l'océan Arctique et par les forts vents du nord nord-est canalisés entre les montagnes d'Ellesmere et du Groënland. Ce courant s'écoule vers le Sud dans la partie ouest de la baie jusqu'à la hauteur des îles Carey, où il se divise. Une première branche continue au centre du canal vers les stations S2 et S4 au sud-est et est redirigé vers l'Ouest le long de la latitude 76°N rejoignant les écoulements vers l'Ouest noté le long de l'isobathe de 600 m. L'autre branche du courant s'écoule vers le Sud sud-ouest le long de l'isobathe de 300 m. À l'est de l'île Devon, cette branche se joint d'une part aux écoulements du détroit Jones par le passage Lady Ann et d'autre part, plus au sud, à ceux qui longent l'isobathe de 600 m. Ce courant suit ensuite la côte sud-est de l'île Devon vers le Sud et entre dans le détroit Lancaster (Fissel *et al.*, 1982; Bourke *et al.*, 1989; Marko *et al.*, 1982; Melling *et al.*, sous presse). L'intrusion du courant de Baffin dans le détroit de Lancaster semble être une caractéristique permanente de la circulation en été et tôt à l'automne (Fissel *et al.*, 1982).

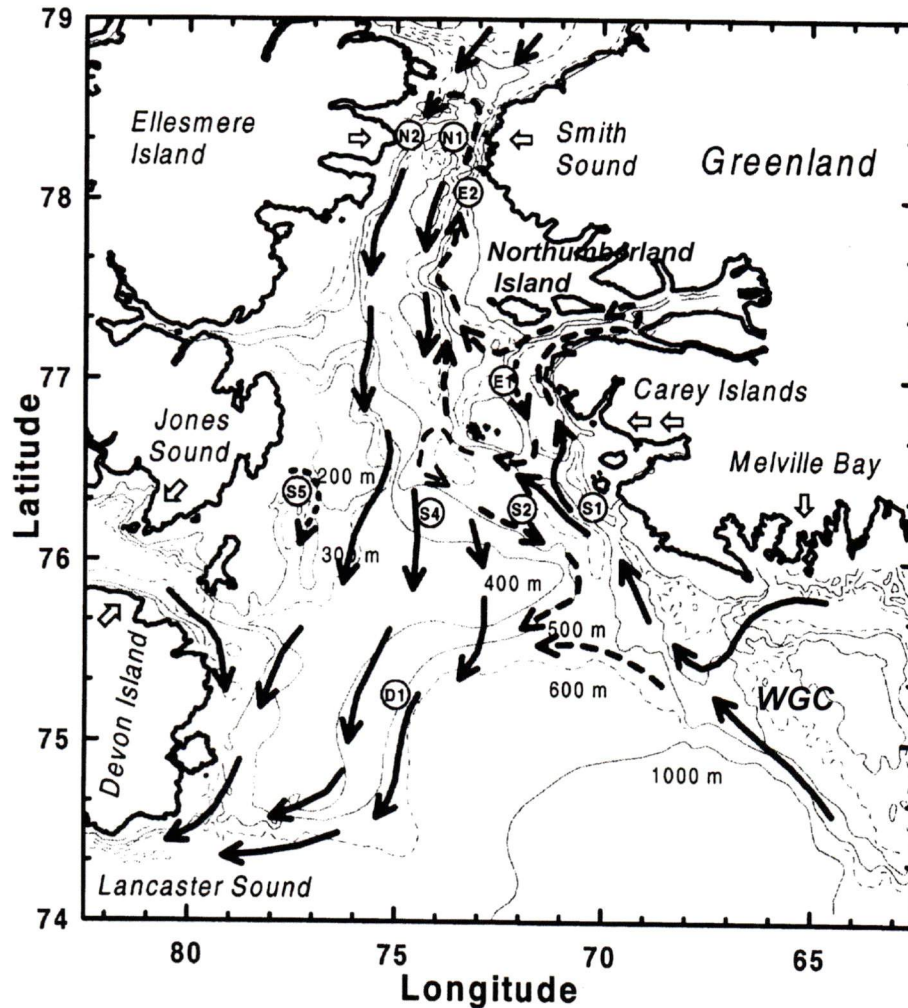


Figure 2.2. – Circulation générale et position des stations de monitoring dans le Nord de la baie de Baffin. Les flèches pleines indiquent la direction moyenne du courant dans la colonne d'eau sauf pour les secteurs où les pointillées indiquent les courants en profondeur (figure tirée de Melling *et al.*, sous presse)

En hiver, la circulation des eaux de surface est considérablement réduite par la présence d'un mince couvert de glace. Malgré la diminution de l'amplitude des courants en hiver, le patron de circulation générale ne semble pas tellement changer avec les saisons (Lemon and Fissel, 1982; Melling *et al.*, sous presse).

À 70 km de la côte est de l'île Devon et à l'est de l'entrée du détroit Lancaster, de larges tourbillons anticycloniques atteignant 50 km de diamètre ont déjà été observés (Fissel *et al.*,

1982; Marko *et al.*, 1982). On a aussi observé des tourbillons cycloniques à l'Ouest de la baie de Melville dans le Nord de la baie de Baffin (Muench, 1971). Bâcle (2000) a identifié un large tourbillon cyclonique à l'ouest des îles Carey, associé à un plus petit tourbillon anticyclonique autour des îles Carey.

2.1.5. Conditions de glace et climatologie

Les conditions de glace dans la polynie NOW varient dans l'espace et dans le temps et sont reliées aux conditions climatiques. Du côté canadien, la présence de glaces hautement déformées est causée par les forts vents et/ou courants, lesquels sont des mécanismes associés aux polynies de type chaleur latente. Un environnement moins dynamique est trouvé le long de la côte ouest du Groënland, où un couvert de glace mince existe au printemps et où les eaux ouvertes apparaissent en premier dans la polynie. Dans ce secteur, on pense que des remontées d'eaux plus chaudes pourraient être la cause de ce mince couvert de glace. Les mécanismes de formation des eaux ouvertes sont discutés à la section 2.2.

Dans le bassin Kane, à la fin de l'hiver et au printemps, la formation d'un pont de glace empêche l'entrée de glace par le détroit Smith dans la polynie (Ito and Müller, 1977). Il s'agit là d'une caractéristique importante qui permet l'ouverture de la polynie tôt au printemps.

Les études de Manak et Mysak (1989), Wang *et al.* (1994) et Mysak *et al.* (1996) ont montré une importante dépendance des conditions de glace en rapport avec les événements climatiques à grande échelle. Les anomalies de glace et de température sont corrélées à 95% dans la baie de Baffin, la baie d'Hudson et la mer du Labrador (Manak and Mysak, 1989). Ces anomalies de température sont généralement causées par des événements climatiques simultanés comme la présence d'un creux barométrique au niveau de l'Islande plus prononcé que la normale (*Icelandic Low*), de la NAO (Oscillation Atlantique-Nord) et de l'ENSO (El Niño-Oscillation australe).

La glace de mer dans la polynie NOW se retrouve en plus grande quantité (anomalie positive) lors des anomalies positives de l'Oscillations Atlantique-Nord. Un fort événement de *Icelandic Low* de l'oscillation Atlantique-Nord peut transporter significativement de l'air chaud et humide sur l'Europe et de l'air froid et sec Arctique vers les régions de la baie de Baffin et du Groënland. Lors des forts événements de *Icelandic Low*, les températures sont en moyenne 3,3°C inférieures à la normale sur la terre de Baffin et inférieures de 2,9°C au Groënland (Wang *et al.*, 1994). Ces températures anormalement froides augmentent la production de glace. Le contraire se produit lors des faibles périodes du *Icelandic low*.

En 1982-83, on a observé un fort épisode de ENSO et des anomalies positives extrêmement fortes de l'étendue de glace qui ont persisté sur la baie de Baffin et dans la mer de Labrador pendant presque deux ans. Cette réponse résultait aussi des anomalies négatives de la température de surface pour la plus grande partie de cette période et aussi des très forts vents du nord sur la mer du Labrador associés à un *Icelandic low* plus intense à l'automne 1982 et à l'hiver 1983 (Mysak *et al.*, 1996).

2.2. Connaissances sur la formation et le maintien de la polynie NOW

Entre 1972 et 1981, l'Université McGill et le Eidgenossische Technische Hochschule (ETH Zurich) ont réalisé plusieurs études sur la polynie des Eaux du Nord à partir des données météorologiques et de télédétection aéroportée et satellitale. Les résultats ont montré que les glaces recouvrant la polynie en hiver ne sont pas consolidées et que 95 % de la région est couverte de glace. En janvier, plus de 50% de cette glace est de moins de 30 cm d'épaisseur et se déplace en moyenne de 17 km jour⁻¹. En hiver, l'importante perte de chaleur attribuable à ce mince couvert de glace est de l'ordre de 180 W m⁻² (Steffen, 1986; Steffen and Lewis, 1988). L'un des résultats les plus marquants de ces études a été l'observation de cellules d'eaux plus chaudes le long de la côte du Groënland en hiver (Steffen, 1985). A partir de ces résultats, l'auteur a conclu que les remontées d'eaux plus chaudes étaient causées par les vents dominants provenant du nord à 7,5 m s⁻¹. La présence de cette eau plus chaude le long du

Groënland suggérait que le processus de chaleur sensible devait être considéré comme un mécanisme important pour la formation et le maintien de la polynie NOW (Steffen, 1985; Steffen and Ohmura, 1985).

Dans une étude de la formation des eaux profondes et des eaux de fond, Bourke et Paquette (1991) ont étudié la possibilité que la chaleur sensible pouvait contribuer aux pertes d'énergie vers l'atmosphère, lesquelles réduiraient la formation de glace à la surface de la polynie. Ils sont arrivés à la conclusion que les erreurs dans les observations de Steffen (1985) provenaient principalement de l'observation du point de congélation de la mince couche superficielle. Dans leur discussion, ils ont noté que l'eau profonde disponible pour des remontées d'eau se trouvait dans les 300 premiers mètres et que sa température maximale était de $-0,6$ °C. Ainsi, ils ont conclu que les remontées d'eau plus chaude ne jouaient pas un rôle majeur dans le bilan énergétique de la polynie NOW.

Le modèle numérique de Mysak et Huang (1992), combinant les processus de chaleur latente et de chaleur sensible, a été utilisé pour simuler la formation et le maintien de la polynie NOW. Dans ce modèle, les vents du nord (chaleur latente) généraient des changements de l'ordre des jours, alors que les remontées d'eau plus chaude (chaleur sensible) le long du Groënland étaient responsables du déplacement vers le Sud de la limite du couvert de glace, lequel apparaît dans un espace-temps de l'ordre des semaines. Dans le modèle qui a suivi (Darby *et al.*, 1994), les résultats ont montré que, mis à part pour la fin du printemps, la limite de glace du sud de la polynie peut être simulée uniquement en terme de chaleur latente.

Au printemps 1991, une mission d'échantillonnage d'une durée de 48 heures a été réalisée dans la polynie entre le 17 et le 19 mai (Lewis *et al.*, 1996). Des profils verticaux de salinité et température, des mesures de sels nutritifs et de chlorophylle ont été réalisés à 14 stations le long d'un transect Est-Ouest. Les données ont montré des températures supérieures à 0 °C entre 200 et 400 m de profondeur, indiquant que le courant du Groënland ouest (WGC) pénètre dans la polynie au printemps. Ces eaux étaient plus de 1°C plus chaudes que celles trouvées à 300 m par Bourke et Paquette (1991). Ces résultats indiquaient que la chaleur

sensible semblait être un mécanisme important pour le maintien de la polynie en hiver et au début du printemps.

Dans le cadre du projet NOW, une étude des profils verticaux de salinité et température mesurés au cours des missions du projet NOW de 1997 et 1998 a montré que les remontées d'eau plus chaudes seraient d'origine arctique. Cette eau serait transportée par le courant du Groënland ouest, plutôt que d'être d'origine atlantique (Bâcle, 2000). L'eau d'origine atlantique se retrouve en effet à 150 m de profondeur sous une couche d'eau arctique. Par contre, Melling *et al.* (sous presse) ont observé que des remontées d'eau près de la côte du Groënland forcées par le transport d'Ekman apportait des eaux plus chaudes à la base de la couche de surface où elles sont entraînées. Le flux de chaleur sensible résultant comptait pour le tiers des pertes de chaleur à la surface et réduisait la croissance de la glace, sans toutefois être suffisant pour la faire fondre.

2.3. Connaissances sur la biologie dans la polynie NOW

La présence abondante de mammifères marins dans la polynie NOW est connue depuis longtemps par les baleiniers qui chassaient dans cette région (Dunbar, 1969). De plus, au printemps, les chasseurs Inuits de Pond Inlet et de l'Arctique se rendent dans cette région pour chasser les narvals et les bélugas (Stirling, 1980). Bien qu'on reconnaisse l'importance de la production biologique de cette région, on en connaît peu sur le bloom récurrent de phytoplancton. Les travaux de Lewis *et al.* (1996) ont été les premiers à caractériser le bloom printanier. Comme il était attendu, les concentrations de chlorophylle *a* mesurées étaient très élevées (14,9 à 19,5 mg m⁻³) et comparables à celles déjà observées dans des régions polaires similaires. Le patron général du bloom de diatomées observé au printemps 1991 était une diminution des concentrations d'Est en Ouest avec un épuisement progressif des sels nutritifs dans la colonne d'eau. Pour expliquer le bloom de 1991, Lewis *et al.* (1996) ont proposé que l'entrée de chaleur sensible du côté du Groënland fait fondre le couvert de glace, stabilisant la colonne d'eau, ce qui permet le déclenchement d'un bloom de phytoplancton. Les mécanismes

de chaleur latente (vent et courant) du côté canadien retardent la stratification et ainsi la production primaire de ce côté de la polynie (Lewis *et al.*, 1996).

Dans le cadre du projet NOW, le bloom printanier de 1998 a été étudié à partir des mesures *in situ* de la colonne d'eau par Mei *et al.* (communication personnelle). En avril, l'augmentation de chlorophylle du côté du Groënland était associée à la masse d'eau possédant une salinité plus élevée et où la profondeur de la couche mélangée (MLD) était la plus faible. En mai, le bloom de phytoplancton était relié aux températures plus élevées du côté Groënlandais. En juin, la température était le paramètre le plus corrélé aux fortes concentrations de chlorophylle, tandis que les transects du sud montraient que la stratification causait l'épuisement des sels nutritifs et ainsi la diminution de la chlorophylle. Comme pour le bloom de 1991, la production maximale du phytoplancton était déterminée en fonction de la quantité de nutriments disponibles. En se basant sur l'information hydrographique disponible, Mei *et al.* (communication personnelle) ont conclu que la chaleur latente était responsable de l'ouverture de la polynie NOW, mais que la chaleur sensible entraînée dans la couche de surface avait comme conséquence de modifier les conditions hydrodynamiques et la distribution spatiale de la biomasse phytoplanctonique.

3. Théorie sur la télédétection de la couleur de l'eau

Afin de bien comprendre la nature du signal mesuré par le capteur SeaWiFS, il est essentiel de considérer les processus intervenant au niveau de la génération du signal dans l'eau et les processus de transmission de ce signal dans l'atmosphère. Cette section a comme objectif de faire une revue théorique des principes physiques sur lesquels se base la télédétection de la couleur de l'eau. Plusieurs ouvrages résument bien la théorie sur laquelle se base la télédétection de la couleur de l'eau, comme par exemple le récent rapport du *International Ocean-Colour Coordinating Group* (IOCCG) sur la télédétection des eaux côtières et optiquement complexes. On verra tout d'abord comment le rayonnement solaire interagit avec le milieu océanique pour lui donner une couleur caractéristique. Comme la télédétection par satellite se fait hors atmosphère, on regardera comment ce milieu influence le signal reçu au capteur et l'approche qui est présentement utilisée dans le traitement des images SeaWiFS pour éliminer cette contribution. La section 3.3 s'attarde quant à elle aux algorithmes bio-optiques qui permettent d'évaluer les paramètres biologiques à partir de la lumière qu'ils réfléchissent et absorbent.

3.1. Optique marine

L'optique marine a pour objectif de décrire les processus fondamentaux qui interagissent entre la lumière visible, l'eau de mer et les diverses particules organiques et inorganiques qui sont en suspension dans le milieu. Pour ce faire, on mesure des signatures spectrales et différentes propriétés optiques *in situ* et en laboratoire pour différents types d'algues, ainsi que pour des composantes organiques et inorganiques. Ces informations seront considérées dans l'élaboration des algorithmes utilisés dans l'identification des propriétés optiques et biologiques du milieu marin à partir des mesures prises par télédétection.

Le signal qui quitte la surface de l'eau et qui est transmis vers le capteur ne contient pas seulement la lumière réfléchi par l'eau elle-même, laquelle est désirée pour évaluer les

composantes de l'eau, mais représente aussi la lumière réfléchiée par l'atmosphère et par la surface (réflexion spéculaire et effet de l'interface eau-air). Une connaissance détaillée des processus agissant hors et sous l'eau est donc essentielle dans l'interprétation des images satellitales ou aéroportées.

La figure 3.1. montre les caractéristiques d'absorption spectrale de certains constituants optiques typiques, l'éclairement solaire extra-terrestre et la transmittance de quelques constituants atmosphériques, comparés avec les bandes spectrales de SeaWiFS (Hooker *et al.*, 1992, p2). En télédétection, on mesure un signal qui varie en fonction de la somme des différentes signatures spectrales des constituants de l'eau, modifié par les effets de diffusion et de transmission de l'atmosphère. Il est difficile de séparer la contribution de chacun des constituants.

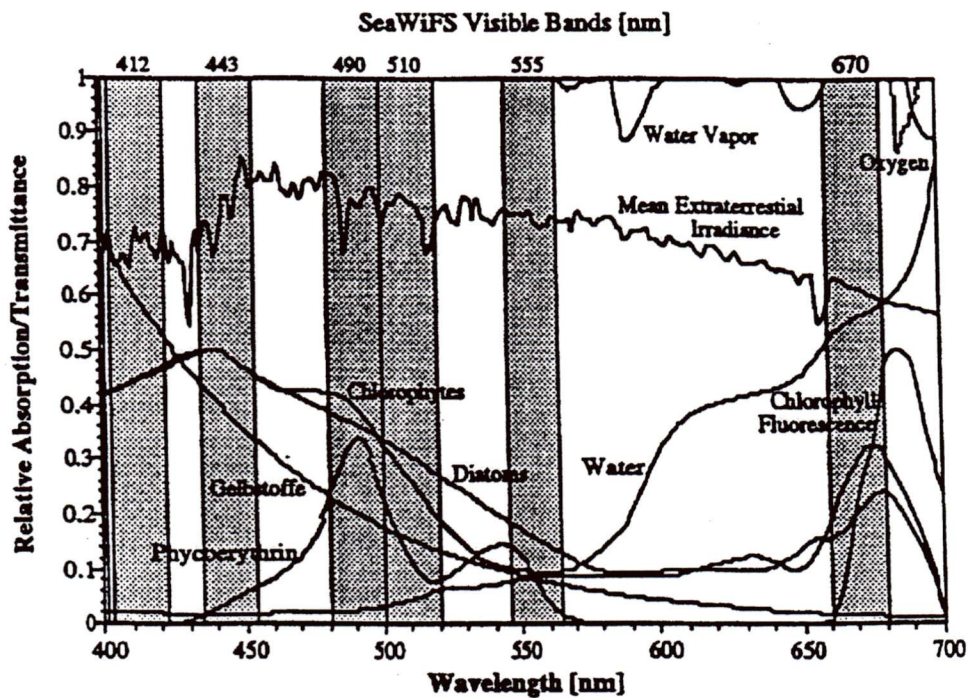


Figure 3.1. - Caractéristiques d'absorption spectrale des constituants optiques communs
(tiré de Hooker *et al.*, 1992)

3.1.1. Classification optique des eaux naturelles et couleur de l'eau

En télédétection, la classification optique des eaux naturelles la plus connue a été proposée par Gordon et Morel (1983). Les eaux de Type 1 (*case 1 waters*) sont composées principalement de phytoplancton (oligotrophique à eutrophique). D'autres substances telles des substances jaunes dissoutes résultant de la dégradation biologique et du broutage, des flagellées, des bactéries hétérotrophiques et des virus peuvent influencer les propriétés des eaux de Type 1 (IOCCG, 2000, p.12). Quant aux eaux de Type 2 (*case 2 waters*), elles sont composées de sédiments en suspension, de phytoplancton et de substances jaunes dissoutes. En général, les eaux de Type 1 se retrouvent en océan ouvert, alors que les eaux de Type 2 se retrouvent dans les estuaires et le long des côtes. Une méthode pour séparer les eaux de Type 1 et Type 2 consistant à regarder les variations de la profondeur de la zone euphotique (ou profondeur du 1% de lumière disponible pour la photosynthèse) en fonction de la concentration moyenne de chlorophylle *a* dans cette couche a été suggérée par Morel (1988, voir figure 1). Quand la profondeur de la zone euphotique est faible sans pour autant avoir une forte quantité de chlorophylle *a*, d'autres substances tels des matières jaunes et inorganiques sont présentes en grande quantité et les eaux sont classées de Type 2 (Gordon and Morel, 1983; Morel, 1988). La détection du phytoplancton est plus directe dans les eaux de Type 1, mais les faibles accumulations de pigments dans ces régions, en raison d'une forte stratification de la colonne d'eau et du peu de mélange vertical, apportent des problèmes dans la sensibilité des algorithmes.

Les eaux polaires, couramment classées comme Type 1, ont des propriétés bio-optiques différentes comparées aux autres océans ouverts et font exception à la classification actuelle (Mitchell and Holm-Hansen, 1991; Mitchell, 1992; Arrigo *et al.*, 1998b; Sathyendranath *et al.*, 2001). L'adaptation du phytoplancton, les fortes concentrations de chlorophylle et la présence intermittente de substances jaunes font qu'on ne peut pas classer ces eaux Type 1. Les raisons de ce manque de conformité avec les autres régions océaniques restent peu comprises et des travaux de recherche sont requis dans ce domaine.

Commençons tout d'abord par définir quelques paramètres optiques mesurés et utilisés en télédétection de la couleur de l'eau. Le rapport entre les éclaircissements montant et descendant

est connu en télédétection comme la réflectance, R . Les variations spectrales de cette réflectance à la surface de la mer donne la couleur de l'eau, perceptible par satellite. À chaque profondeur z , R est défini comme étant (IOCCG, 2000, p. 24) :

$$R(\lambda, z) = \frac{E_u(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)}; \quad (1)$$

où $E_u(\lambda, z)$ est l'éclairement (flux d'énergie par unité de surface) dans toutes les directions montantes à la longueur d'onde λ et à la profondeur z ; et $E_d(\lambda, z)$ est l'éclairement dans toutes les directions descendantes. $E_u(\lambda, z)$ et $E_d(\lambda, z)$ représentent les flux reçu par un collecteur plat divisé par sa surface et le paramètre R est donc sans dimension.

Il est aussi possible de rencontrer les éclaircements dits scalaires, soit ceux mesurés avec des collecteurs sphériques dans toutes les directions. Dans ce travail, le terme éclairement réfère strictement à l'éclairement sur un collecteur plat. Les capteurs satellitaux quant à eux ne mesurent qu'une partie de la lumière sortant de l'eau en raison de leur ouverture étroite (IFOV pour *Instantaneous Field of view*). Ainsi, c'est la luminance, L , qui est mesurée, laquelle se définit comme étant la mesure du flux par unité de surface et par unité d'angle solide émis par la surface (soutenu par l'ouverture effective d'un capteur). On peut démontrer que cette définition est équivalente au flux par unité d'aire (de l'ouverture effective d'un pixel) et par unité d'angle solide incident au capteur (soutenu par l'IFOV d'un pixel). La sommation des valeurs de $L(\theta, \phi)$ dans toutes les directions définies par les angles zénithaux dans l'eau, θ , et azimutal, ϕ , permet de retrouver les différents éclaircements. Pour l'éclairement descendant on doit donc intégrer entre les angles suivants (IOCCG, 2000, p. 25) :

$$E_d(\lambda, z) = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} L(\lambda, z, \theta, \phi) \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi, \quad (2)$$

et

$$E_{0d}(\lambda, z) = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} L(\lambda, z, \theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi. \quad (3)$$

De la même façon, l'éclairement ascendant est obtenu en intégrant plutôt θ entre $\pi/2$ et π . En télédétection on mesure cependant la luminance au-dessus de la surface, L_w , définit comme (Mueller and Austin, 1995) :

$$L_w(\lambda, 0+, \theta, \phi) = \left[\frac{1 - \rho(\lambda, \theta)}{m^2(\lambda)} \right] L_u(\lambda, 0-, \theta, \phi) = \left[\frac{1 - \rho(\lambda, \theta)}{m^2(\lambda)} \right] \frac{E_u(\lambda, 0-)}{Q(\lambda, 0-, \theta, \phi)}, \quad (4)$$

où $\left[\frac{1 - \rho(\lambda, \theta)}{m^2(\lambda)} \right]$ représente les effets de l'interface eau-air où ρ est la réflectance de Fresnel pour la surface de la mer et m est l'indice de réfraction de l'eau; le facteur Q a comme dimension des stéradian (sr) et peut prendre la valeur π si la surface est lambertienne, c'est-à-dire que la luminance ascendante est indépendante de la direction, ce qui n'est généralement pas le cas de l'eau de mer (Morel and Gentili, 1993; 1996). Le paramètre *remote sensing reflectance* (R_{rs}) est aussi utilisé dans certain modèle reliant les propriétés optiques apparentes et les constituants de l'eau (Lee *et al.*, 1994):

$$R_{rs}(\lambda, 0-, \theta, \phi) = \frac{L_u(\lambda, 0-, \theta, \phi)}{E_d(\lambda, 0-)} \quad (5)$$

Les angles θ et ϕ indiquent que la luminance sortant de l'eau peut varier avec la géométrie de visée de la surface, ($z = 0$). Le paramètre R_{rs} a comme dimension [sr^{-1}]. On doit noter ici que pour obtenir la réflectance ou la luminance de l'eau au-dessus de la surface ($0+$), on doit toujours tenir compte de l'interface ($\sim 0,533$), c'est-à-dire de la réflexion de Fresnel et de l'indice de réfraction. Quand on travaille avec des données de luminance ou de réflectance acquises hors atmosphère, comme avec SeaWiFS, on doit les corriger des effets atmosphériques (diffusion, absorption) et des angles de visée. On parlera alors de luminance, ou de réflectance, sortant de l'eau normalisée. Ces paramètres seront définis plus en détails à la section qui traite des corrections atmosphériques (section 3.2.).

En télédétection de la couleur de l'eau il est possible de dériver de l'information quantitative sur les types de substances présentes et leurs concentrations, à partir des variations spectrales et de la magnitude du signal de la couleur de l'eau. L'une des façons de faire est d'exprimer les variations spectrales en faisant des rapports entre les bandes spectrales qui varient en fonction

de la concentration des substances présentes dans la colonne d'eau. D'où l'importance de bien comprendre les propriétés optiques qui influencent les variations spectrales mesurées.

Preisendorfer (1976) a défini deux groupes de propriétés optiques de l'eau de mer :

- les propriétés optiques inhérentes, lesquelles dépendent seulement des propriétés physiques/optiques des particules responsables de la diffusion et de l'absorption dans l'eau (taille, indice de réfraction, concentration numérique) ;
- les propriétés optiques apparentes, lesquelles ne dépendent pas seulement des paramètres optiques *in situ* de la qualité de l'eau, mais aussi des propriétés du champ d'éclairement dans l'eau au moment de la prise de mesures (par exemple, un paramètre comme la luminance normalisée au niveau d'un satellite n'est pas juste une fonction des paramètres physiques de l'eau, mais aussi une fonction du champs de radiation et donc de l'élévation du soleil et de l'interférence atmosphérique).

Parmi les propriétés optiques apparentes qui sont couramment utilisées, on retrouve le coefficient d'atténuation diffus de l'éclairement descendant, ou K_d , lequel se définit comme le taux de décroissance de l'éclairement avec la profondeur. Nous avons par définition (IOCCG 2000, p.27),

$$\frac{dE_d(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)} = -K_d(\lambda)dz. \quad (6)$$

K_d , le *coefficient d'atténuation diffus descendant* de la lumière, souvent utilisé dans les modèles de la pénétration de la lumière. Par exemple, plus la masse d'eau contient du matériel en suspension, plus la valeur de K_d sera élevée.

L'interprétation quantitative du signal détecté au-dessus de la surface en terme de constituants de l'eau requiert l'identification et l'isolement de l'effet sur le signal provenant des variations dans le champ d'éclairement incident. C'est pourquoi une étape de modélisation de la couleur de l'eau est nécessaire en terme de propriétés optiques inhérentes (Preisendorfer, 1976),

lesquelles sont indépendantes du champ d'éclairement incident, et sont uniquement déterminées par le type et la concentration des constituants présents dans le milieu.

La lumière pénétrant dans la colonne d'eau est influencée par deux processus qui contribuent à l'atténuation de la lumière avec la profondeur : l'absorption et la diffusion. L'absorption représente la perte de photons de la lumière incidente absorbés par les composants du médium. La fraction absorbée, divisée par l'épaisseur de la couche ($1/LdL_{\text{absorbée}}/dz$), est nommée le *coefficient d'absorption* identifié avec le symbole a (en m^{-1}). La fraction de la lumière qui est diffusée, i.e. les photons qui changent de direction, divisée par l'épaisseur de la couche, est nommée *coefficient de diffusion* identifié avec le symbole b (en m^{-1}). Ainsi, la sommation des deux processus représente l'atténuation totale de la luminance c ($c = a + b$).

Bien que b définisse la proportion de la lumière diffusée, il ne tient pas compte de la direction dans laquelle les photons peuvent être diffusés. La fonction de diffusion volumique [$\beta(\chi)$, $m^{-1} sr^{-1}$], est la propriété optique inhérente qui donne la description de la diffusion comme étant fonction de l'angle de diffusion χ (IOCCG, 2000, p.28). L'intégration de la fonction de diffusion volumique dans toutes les directions d'angle solide opposé à la direction initiale du photon donne le *coefficient de rétrodiffusion* :

$$b_b = 2\pi \int_{\pi/2}^{\pi} \beta(\chi) \sin \chi d\chi, \quad (7)$$

b_b ne doit pas être confondu avec b_u , le *upward scattering coefficient* qui représente la diffusion vertical ascendante et non de la rétrodiffusion par rapport à la direction de déplacement du photon. Le coefficient b_u réfère à la diffusion sous des conditions l'éclairement naturel, et est donc une propriété apparente (IOCCG, 2000, p.29). Dans certains modèles de transmission de la lumière, on peut retrouver b_u , ou exprimer ce dernier en multipliant b_b par un facteur de proportionnalité, s , nommé *shape factor* (Sathyendranath and Platt, 1997).

Plusieurs travaux de recherche ont été réalisés afin d'exprimer les propriétés optiques apparentes, telles K_d et R , en fonction de propriétés optiques inhérentes (Morel, 1988; Gordon

et al., 1988; Sathyendranath and Platt, 1997, 1998; Carder *et al.*, 1999). Ce lien peut être réalisé uniquement en tenant compte de la distribution angulaire du champ d'éclairement sous laquelle les propriétés optiques apparentes ont été mesurées. C'est pourquoi on décrit la géométrie du champ d'éclairement par μ_d , le cosinus moyen pour l'éclairement descendant et μ_u , le cosinus moyen pour l'éclairement ascendant. Ces cosinus sont des moyennes pondérées des cosinus des angles incidents du flux de photons, la fonction pondérante étant la grandeur de la luminance dans chaque direction incidente (IOCCG, 2000, p. 29). Les cosinus moyens sont estimés à partir des champs de luminance, ou à partir des mesures d'éclairements E_{0d} et E_d . Par définition,

$$\mu_d = \frac{E_d}{E_{0d}}, \quad (8)$$

et μ_u peut être estimé de la même façon mais en utilisant E_{0u} et E_u .

Dans les eaux océaniques de Type 1, les modèles analytiques développés pour la couleur de l'eau arrivent à une relation robuste et réaliste entre la réflectance et les propriétés de diffusion et d'absorption (Gordon and Morel, 1983):

$$R(0) = f \frac{b_b}{(a + b_b)}, \quad (9)$$

où f est un paramètre qui a une certaine variabilité dans la formulation de sa définition. Il peut se définir comme (Sathyendranath and Platt, 1997) :

$$f = \frac{s\mu_u}{(\mu_d + \mu_u)}, \quad (10)$$

où s est un facteur qui reflète la forme de la fonction de diffusion volumique (*shape factor* = b_u/b_b). La contribution des particules inorganiques à la fonction volumique de diffusion peut modifier grandement cette fonction qui elle modifie le facteur f significativement. Pour chacun des constituants de l'eau, il est donc essentiel de bien connaître leurs propriétés optiques inhérentes.

L'atténuation à l'intérieur d'une masse d'eau peut être causée par quatre composantes optiques importantes :

- l'eau elle-même, laquelle absorbe particulièrement l'infrarouge au-dessus de 720 nm;
- le gelbstoff (aussi connu comme les substances jaunes dissoutes, l'humus dissous ou le gilvin);
- les sédiments en suspension;
- les organismes photosynthétiques (phytoplancton ou macrophyte), lesquels absorbent surtout le bleu et le rouge.

Le gelbstoff provient de la décomposition des plantes par l'action microbienne dans le sol ou dans l'eau, laquelle produit du dioxyde de carbone et des formes inorganiques d'azote, de soufre et de phosphore qui sont les éléments nutritifs essentiels pour le développement du phytoplancton.

Les propriétés optiques inhérentes *spécifiques* d'un médium sont les propriétés optiques inhérentes des composants individuels de ce médium, par unité de concentration du composant. Ainsi, les propriétés optiques inhérentes d'une masse d'eau doivent être décomposées de façon à retrouver la contribution de chaque paramètre. On peut écrire ces contributions comme suit (IOCCG, 2000, p.35) :

$$a = a_w + a_p + a_y + a_s, \quad (11)$$

et

$$b_b = b_{bw} + b_{bp} + b_{bs}, \quad (12)$$

où les indices w , p , y et s représentent respectivement l'eau, le phytoplancton, les substances jaunes et les particules inorganique en suspension.

Dans les sections qui suivent, nous faisons un bref survol des propriétés optiques inhérentes de différents constituants qu'on peut retrouver dans un milieu aquatique.

3.1.2. Les propriétés optiques inhérentes de l'eau de mer

Les propriétés d'absorption et de diffusion de l'eau de mer sont présentées à la figure 3.2. La courbe d'absorption montre que l'eau absorbe faiblement la partie bleue du spectre. L'absorption augmente à partir de 550 nm avec des plateaux à 600 et 660 nm. À mesure que la longueur d'onde s'approche de l'infrarouge, l'absorption augmente significativement. C'est pour cette raison que les longueurs d'onde au-delà de 720 nm sont peu utiles pour la télédétection de la couleur de l'eau.

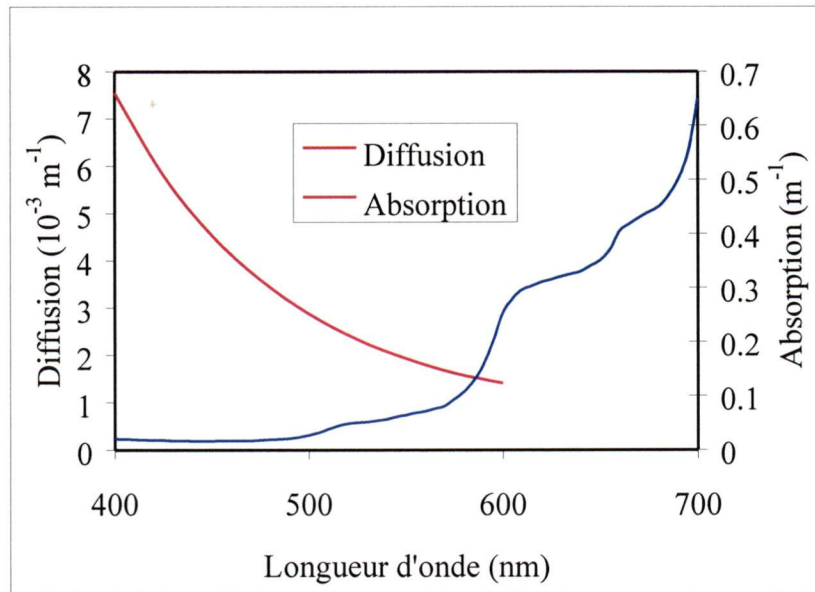


Figure 3.2. - L'absorption (ligne bleue) et la diffusion (ligne rouge) de l'eau de mer. Les données d'absorption sont de Morel (1988) et celles de diffusion (Morel, 1974).

Morel (1974) a étudié la diffusion par l'eau pure et par l'eau de mer en se basant sur les théories de diffusion de Rayleigh et Einstein-Smoluchowski. La diffusion varie de façon inverse avec la longueur d'onde, elle est donc surtout importante dans la partie bleue du spectre, laquelle combinée avec la faible absorption dans cette région, explique le fait que les eaux océaniques apparaissent bleue. On note ici que l'eau de mer diffuse environ 30% plus que l'eau pure pour une salinité de 35 ‰ (Morel, 1974). Une autre étude sur les propriétés optiques inhérentes et apparentes de l'eau de mer pure a été réalisée par Smith et Baker (1981). Quant au coefficient d'absorption, il peut varier en fonction de la température et de la salinité, surtout dans les parties rouge et proche infrarouge du spectre (Pegau *et al.*, 1997). Les travaux de

Pegau *et al.* (1997) ont montré qu'on pouvait corriger les effets de la température et de la salinité simplement en utilisant une fonction linéaire. De plus, l'effet de la température est indépendant de la salinité, ce qui facilite les corrections.

3.1.3. Les propriétés optiques inhérentes des substances jaunes dissoutes

Les substances jaunes dissoutes réfèrent à la désintégration naturelle des produits de la matière végétale, plus spécifiquement les substances humiques (acides humiques et fulviques), lesquelles ont une couleur brun jaune. Ces substances se retrouvent surtout en milieux côtiers dans les eaux de Type 2, et proviennent principalement du ruissellement terrestre contenant de la matière organique (Bricaud *et al.*, 1981). Le spectre de la figure 3.3., mesuré avec un spectrophotomètre, montre que l'absorption est maximale dans la partie bleue du spectre, diminuant exponentiellement avec la longueur d'onde.

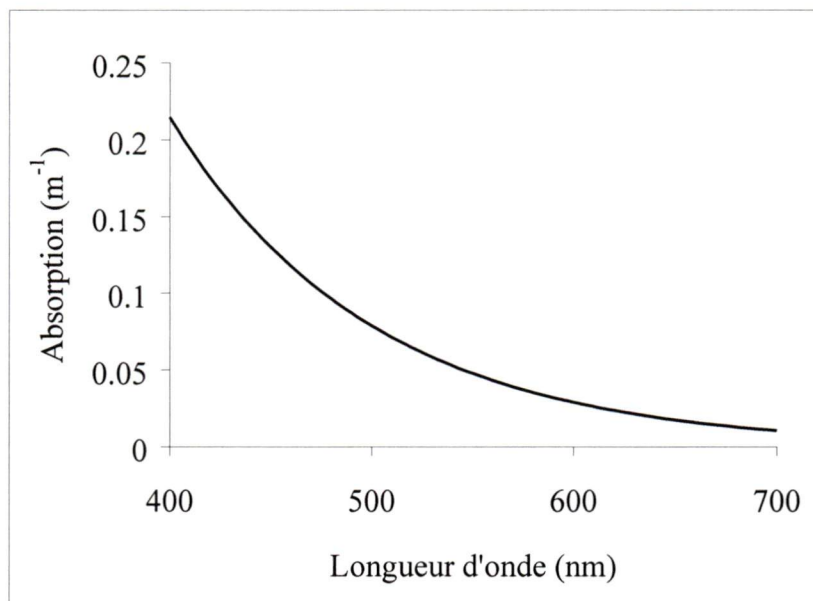


Figure 3.3. - Exemple des propriétés spectrales de l'absorption des substances jaunes dissoutes (paramètres tirés de Carder *et al.*, 1989, pour les acides humiques)

La plupart des travaux réalisés dans ce domaine (Bricaud *et al.*, 1981; Carder *et al.*, 1989; Gallegos *et al.*, 1990) ont montré que la forme du spectre d'absorption de la matière jaune dissoute pour la plupart des milieux marins suivait la relation exponentielle suivante :

$$a_y(\lambda) = a_y(\lambda_0) \exp(S(\lambda_0 - \lambda)), \quad (13)$$

où $a(\lambda_0)$ est le coefficient d'absorption à la longueur d'onde de référence, normalement à 440 nm, et S est une pente empiriquement définie de la courbe exponentielle. La valeur de S peut varier selon le type de substances jaunes (Carder *et al.*, 1989) et se retrouve typiquement entre 0,01 et 0,02 m^{-1} selon différentes études.

La présence de substances jaunes peut nuire au développement du phytoplancton car elles absorbent fortement le bleu, qui est une partie du spectre que les pigments absorbent aussi pour la photosynthèse.

3.1.4. Les propriétés optiques inhérentes des particules inorganiques en suspension

Il s'agit des propriétés optiques les moins étudiées en raison de la difficulté de séparer physiquement les particules organiques (phytoplancton) et inorganiques (sédiments) (Roesler *et al.*, 1989). Il est donc fréquent de retrouver dans les modèles de la couleur de l'eau, une seule expression pour l'absorption et la diffusion des particules (phytoplancton + détritus). Pour l'absorption, une méthode a cependant été mise au point (Bricaud and Stramski, 1990) afin de retrouver les composantes vivantes et non-vivantes à partir des spectres d'absorption de la matière en suspension. Cette approche utilise le fait que le spectre d'absorption du phytoplancton présente un ratio 380 : 505 nm s'approchant de l'unité. Ainsi, les spectres d'absorption montrant une augmentation de l'absorption vers les courtes longueur d'onde (i.e. $380 : 505 > 1$) ont une quantité significative de particules non-algues. Une série d'équations simultanées peut servir à extraire les fractions vivantes et non-vivantes de l'absorption des particules. Pour les eaux océaniques, ces auteurs ont trouvé que la dépendance spectrale de l'absorption des particules non-vivantes était similaire à celle de l'humus aquatique.

À titre d'exemple, le modèle semi-analytique de Carder *et al.* (1999) exprime l'absorption par les particules de la même façon que l'absorption des substances jaunes (équation 13), c'est-à-dire qu'elle diminue exponentiellement avec la longueur d'onde. Pour ce qui est de la diffusion des particules inorganiques, elle est plutôt évaluée avec les particules organiques, et varie aussi inversement avec la longueur d'onde (Carder *et al.*, 1999) :

$$b_{bp+s} = X \left[\frac{551}{\lambda} \right]^Y, \quad (14)$$

où b_{bp+s} est la diffusion des particules (phytoplancton + sédiments), les paramètres X et Y varient en fonction de la réflectance de l'eau, donc changent avec la concentration en particules. Dans des eaux oligotrophiques, l'exposant prend des valeurs d'environ 2 et il diminue lorsque les eaux contiennent plus de sédiments en suspension (Carder *et al.*, 1999). Pour les eaux de Type 1, on exprimer aussi la diffusion par les particules directement en fonction de la concentration en chlorophylle (Gordon and Morel, 1983; Morel, 1988; Gordon *et al.*, 1988) :

$$b_{p+s} = \left(\frac{550}{\lambda} \right) 0.3 Chla^{0.62}, \quad (15)$$

et

$$b_{bp+s} = \tilde{b}_{bp+s} b_{p+s}, \quad (16)$$

où \tilde{b}_{bp+s} est un coefficient de probabilité de rétrodiffusion ($\sim 1\%$) et b_{p+s} est la diffusion totale des particules. Récemment, Ulloa *et al.* (1994) ont proposé une expression pour \tilde{b}_{bp+s} , qui diminuait à mesure que la concentration de chlorophylle augmentait.

La présence de particules inorganiques dans les eaux de surface occasionne souvent des problèmes pour la télédétection du phytoplancton. Par exemple, les coccolithophores sont des organismes recouverts de plaquettes de calcaire, lesquelles se détachent avec le temps. Ces plaquettes augmentent significativement la diffusion optique d'un bloom d'algue, essentiellement vers la fin du bloom lorsque le nombre de plaquettes libres est plus important que le nombre de plaquettes attachées. La méthode de détection des coccolithophores utilisée pour SeaWiFS est celle proposée par Brown and Yoder (1994). De plus, la présence de

coccolithes (ou autres sédiments) augmente la réflexion dans le rouge et le proche infrarouge de l'eau, laquelle est normalement considérée comme nulle par les procédures de correction atmosphérique. Ainsi, la contribution des aérosols dans ces longueurs d'onde est surévaluée, et une fois soustraite à la luminance mesurée dans les bandes du visible, donne des valeurs de luminance sortant de l'eau sous-estimées ou même négatives dans le bleu. Donc la présence de matières inorganiques occasionne deux problèmes majeurs : correction atmosphérique erronée ($R_w(\text{proche infrarouge}) \neq 0$); et erreur dans l'estimation de la chlorophylle a par les algorithmes bio-optiques.

Les travaux de Bowers *et al.* (1996) ont montré empiriquement que la pente d'un graphique log-log entre la chlorophylle et le ratio bleu-vert augmente à mesure que la concentration de matière en suspension augmente. Ainsi les ratios de couleurs deviennent moins sensibles au changement en chlorophylle avec une augmentation de la concentration des sédiments en suspension. En présence de sédiments, la construction d'un modèle empirique suggère qu'une courbe de régression log-log entre le ratio de réflectance $R_{rs}(440) : R_{rs}(550)$ et la chlorophylle (mg m^{-3}) serait plus sensible qu'un ratio $R_{rs}(490) : R_{rs}(550)$ (Bowers *et al.*, 1996). Les travaux effectués dans les eaux de Type 2 de l'estuaire maritime du Saint-Laurent ont aussi montré qu'un algorithme utilisant deux rapports de bande, dont un vert-rouge (540 : 580 nm), donnait les meilleurs résultats en présence de sédiments (Jacques, 2000).

3.1.5. Les propriétés optiques inhérentes du phytoplancton

Le phytoplancton est composé par des pigments photosynthétiques, comprenant la chlorophylle a , les caroténoïdes et les biliprotéines, qui absorbent le plus significativement la lumière. Les différents groupes taxonomiques de phytoplancton contiennent différentes combinaisons de pigments. Le plus commun, et celui le plus souvent estimé en télédétection, est la chlorophylle a . On doit noter que les propriétés d'absorption des pigments photosynthétiques mesurées sur des cellules intactes (*in vivo*) peuvent être très différentes de celles mesurées des pigments extraits à l'aide d'un solvant.

Bricaud *et al.* (1995) ont rassemblé les données provenant de différentes campagnes de terrain (815 échantillons) afin d'établir des relations empiriques entre les variations dans l'absorption spécifique (a_p^*) et la concentration de chlorophylle a . Dans l'équation 11, l'absorption par le phytoplancton, a_p , se calcule en multipliant le coefficient d'absorption spécifique (a_p^*) par la concentration de chlorophylle a . La courbe d'absorption spécifique de la chlorophylle a montre que les deux régions du spectre les plus absorbées sont le bleu et le rouge (figure 3.4). L'absorption est typiquement plus faible entre 550 et 600 nm. Les variations dans les spectres peuvent être causées par les autres pigments photosynthétiques ou par le compactage des pigments (*pigment packaging effects*) (Bricaud *et al.*, 1995). La figure 3.5. montre les coefficients d'absorption spécifique de différents pigments qui peuvent influencer l'absorption total par le phytoplancton. Si une espèce est composée par un grand nombre de pigments auxiliaires, l'estimation de la concentration de chlorophylle a pourrait être erronée.

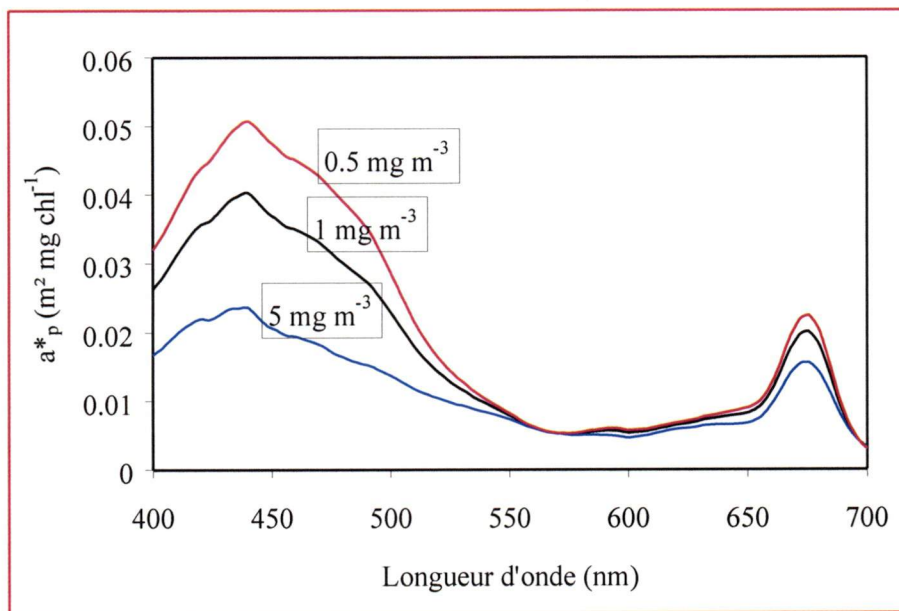


Figure 3.4. – Courbe d'absorption spécifique de la chlorophylle a pour différentes concentrations de chlorophylle a (données de Bricaud *et al.*, 1995)

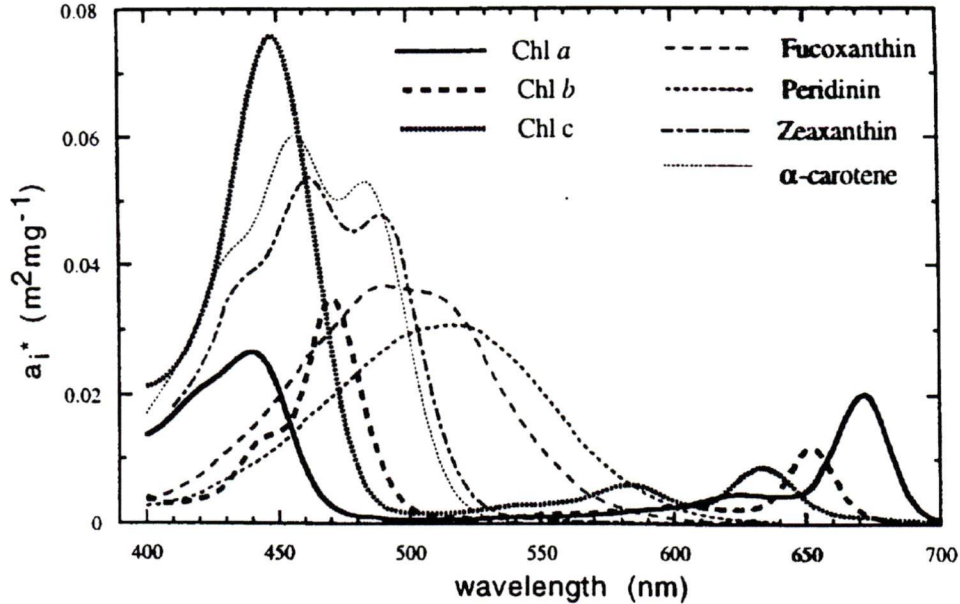


Figure 3.5. – Exemple de coefficients d'absorption spécifique pour différents pigments phytoplanctoniques (tirée de Bricaud *et al.*, 1999)

La diffusion par le phytoplancton est incluse dans la diffusion des particules, donc avec les sédiments (voir section 3.1.4).

3.2. Les corrections atmosphériques

En télédétection de la couleur de l'eau, l'atmosphère compte pour la majeure partie du signal mesuré par le capteur. Les principales contributions de l'atmosphère proviennent de:

- la diffusion par les molécules;
- la diffusion par les particules d'aérosols;
- l'absorption par les gaz.

La luminance ascendante totale mesurée au capteur est donc une sommation de luminance de différente source (Gordon and Wang, 1994a) :

$$L_t(\lambda) = L_r(\lambda) + L_a(\lambda) + L_{ra}(\lambda) + T(\lambda)L_g(\lambda) + t(\lambda)L_{wc}(\lambda) + t(\lambda)L_w(\lambda) \quad (17)$$

où,

$L_t(\lambda)$ = luminance totale reçue au capteur satellital;

$L_r(\lambda)$ = luminance due à la diffusion de Rayleigh;

$L_a(\lambda)$ = luminance due à la diffusion multiple des aérosols en absence d'air;

$L_{ra}(\lambda)$ = luminance due aux interactions multiples entre les molécules et les aérosols;

$L_g(\lambda)$ = luminance spéculaire (*sun glint*);

$L_{wc}(\lambda)$ = luminance provenant de la surface de l'eau incluant la réflexion spéculaire et celle du ciel réfléchi par les moutons (*White Caps*);

$L_w(\lambda)$ = luminance de l'eau (0+);

$T(\lambda)$ = transmittance atmosphérique directe;

$t(\lambda)$ = transmittance atmosphérique diffuse.

$L_t(\lambda)$ est une mesure obtenue après l'étalonnage du signal mesuré par le capteur, $L_w(\lambda)$ est la luminance sortant de l'eau, qu'on tente de connaître pour mesurer la couleur de l'eau, $L_r(\lambda)$ peut être calculée avec une bonne précision car elle est peu sensible aux variations des conditions atmosphériques, et $L_{wc}(\lambda)$ est évaluée en fonction de la vitesse du vent (Gordon and Wang, 1994b; Moore *et al.*, 2000). Les transmittances directe (pour une atmosphère plan-parallèle) et diffuse sont données par,

$$T(\theta_v, \lambda) = \exp \left[- \left(\tau_r(\lambda) + \tau_{oz}(\lambda) + \tau_a(\lambda) \right) \left(\frac{1}{\mu_v} \right) \right], \quad (18)$$

et

$$t(\theta_v, \phi_v, \lambda) = \exp \left[- \left(\frac{\tau_r(\lambda)}{2} + \tau_{oz}(\lambda) \right) \left(\frac{1}{\mu_v} \right) \right] t_a(\theta_v, \lambda) \quad (19)$$

où $\mu_v = \cos \theta_v$, θ_v est l'angle zénithal de visée et τ_r , τ_a et τ_{oz} sont respectivement les épaisseurs optiques de Rayleigh, des aérosols et de l'ozone, et t_a est la transmittance des aérosols (Gordon and Voss, 1999, p. 7). Lorsqu'on s'approche de la région où le soleil est directement réfléchi par la surface (réflexion spéculaire), le terme $T(\lambda)L_g(\lambda)$ devient tellement grand qu'on doit éliminer le pixel. En dehors de ce patron de réflexion spéculaire, avec une mer calme, on assume qu'on peut négliger $L_g(\lambda)$. Par contre, si les vents sont assez importants

pour générer des vagues, on doit tenir compte de la réflexion spéculaire due à un ensemble statistique de facettes de surface qui peuvent être inclinées dans n'importe quelle direction, mais qui suivent une distribution normale d'inclinaison en fonction de la vitesse et de la direction du vent (Cox and Munk, 1954). Il reste donc les termes $L_a(\lambda)$ et $L_{ra}(\lambda)$ qui sont difficile à estimer en raison de la nature, la concentration et la distribution de taille des aérosols qui sont très variables dans l'espace et dans le temps.

Une fois les effets atmosphériques évalués, la luminance sortant de l'eau est normalisée (normalized water-leaving radiance, L_{wn}), définie par Gordon et Clark (1981) comme

$$L_w(\lambda) = [L_w(\lambda)]_N \cos\theta_0 t_0(\theta_0), \quad (20)$$

où $L_w(\lambda)$ est la luminance sortant de l'eau à la longueur d'onde λ , t est la transmission de l'atmosphère et θ_0 est l'angle zénithal solaire. On note que L_w (au-dessus de la surface) est l'équivalent à L_u (dans l'eau) si l'on tient compte de l'interface (voir équation 25). Mueller et Austin (1995) ont ajouté à l'équation 20, un terme pour les variations de la distance Terre-Soleil qui avait été négligé par Gordon et Clark (1981), en raison de l'utilisation de rapports de bandes qui annulaient l'effet de ces variations. Par définition, la luminance normalisée sortant de l'eau est approximativement la luminance qui sortirait de l'eau en absence d'atmosphère avec le soleil directement au zénith. Cette définition était motivée par le désir de réduire les effets de l'atmosphère et de l'angle zénithal solaire sur $L_w(\lambda)$. De plus, ce paramètre peut aussi être relié directement aux propriétés optiques de l'eau comme la réflectance, R et le facteur Q (éq. 4 et 5) (Gordon *et al.*, 1988) :

$$[L_{wn}] = \left[\frac{(1-\rho)(1-\bar{\rho})F_0 R}{m^2 Q(1-rR)} \right], \quad (21)$$

où ρ est la réflectance de Fresnel pour la surface de la mer; $\bar{\rho}$ est l'albédo de réflexion de Fresnel de la surface de la mer pour un éclairage à partir du Soleil et du ciel; F_0 est l'éclairage solaire moyen hors atmosphère; m est l'indice de réfraction de l'eau; r est la réflectance eau-air pour l'éclairage total diffus ($r \approx 0.48$). Cependant, Morel et Gentili (1993; 1996) ont montré que L_{wn} pouvait dépendre de θ_0 et θ_v , essentiellement à cause des effets de la réflectance bidirectionnelle (BRDF).

3.2.1. Corrections atmosphériques pour SeaWiFS

La méthode couramment utilisée pour la correction atmosphérique des images SeaWiFS est celle proposée par Gordon et Wang (1994a). L'algorithme utilisé pour la correction atmosphérique utilise les deux bandes de SeaWiFS dans le proche infrarouge (765 et 865 nm), où l'océan peut normalement être considéré comme une surface noire. Les valeurs mesurées à 765 et 865 nm sont dues à l'atmosphère, d'où on peut déduire la contribution des aérosols et l'extrapoler dans les longueurs d'onde du visible. Dans le proche infrarouge ($\lambda = \text{NIR}$), $\rho_w(\text{NIR}) = 0$ et

$$L_t(\text{NIR}) - L_r(\text{NIR}) - t(\text{NIR})L_{wc}(\text{NIR}) = L_a(\text{NIR}) + L_{ra}(\text{NIR}) \Rightarrow L_{as}(\text{NIR}), \quad (22)$$

où l'indice *as* veut dire qu'il s'agit de la contribution des aérosols en ne tenant compte que de la diffusion simple (*single scattering*); $L_a(\lambda)$, est la luminance de la diffusion multiple des aérosols en absence d'air; et $L_{ra}(\lambda)$, est la luminance des interactions multiples entre les molécules et les aérosols. On trouve les valeurs de $L_{as}(\text{NIR})$ dans les deux bandes du proche infrarouge. Ensuite, on corrige la bande 7 (765 nm) des effets causés par l'absorption de l'O₂ selon la méthode établie par Ding et Gordon (1995). Afin de retrouver la contribution spectrale des aérosols dans les bandes du visible, on calcule le paramètre d'extrapolation spectral atmosphérique (epsilon),

$$\varepsilon(765, 865) = L_{as}(765) / L_{as}(865), \quad (23)$$

pour déduire $\varepsilon(\lambda, 865)$, où $L_{as}(\lambda)$ est la luminance de la diffusion simple des aérosols à chacune des λ . La valeur de $\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j)$ caractérise la variation spectrale des propriétés des aérosols présents dans l'atmosphère. Les algorithmes de correction atmosphérique pour SeaWiFS comparent la valeur calculée à partir des mesures de $\varepsilon(765, 865)$ à 12 modèles d'aérosols (tableau 3.1.). Généralement, quand la valeur de $\varepsilon(765, 865)$ est située entre deux modèles, on suppose que la valeur de $\varepsilon(\lambda, 865)$ se situe proportionnellement entre les deux modèles, c'est-à-dire que epsilon prend la valeur moyenne entre $\varepsilon_{\text{modèle 1}}(\lambda, 865)$ et $\varepsilon_{\text{modèle 2}}(\lambda, 865)$.

Après avoir estimé epsilon pour les bandes du visible, l'étape suivante est de calculer la luminance des aérosols (diffusion simple), $L_{as}(\lambda) = \varepsilon(\lambda, 865) * L_{as}(865)$. Afin de tenir compte de la diffusion multiple, Gordon et Wang (1994a) proposent que la relation entre $L_{as}(\lambda)$ et $L_a(\lambda) + L_{ra}(\lambda)$ peut se déduire des deux modèles d'aérosols choisis. La méthode propose simplement de multiplier $L_{as}(\lambda)$ par un facteur $K(\lambda)$ qui provient des modèles d'aérosol et qui tient compte de la géométrie de visée pour les six bandes spectrales visibles de SeaWiFS (voir figure 7b dans Gordon and Voss, 1999, p. 20). Le facteur K égale 1 si l'on ne tient compte que de la diffusion simple (Gordon and Wang, 1994a; Gordon and Voss, 1999, p 20).

Tableau 3.1. – 12 modèles d'aérosols utilisés pour générer la LUT de SeaWiFS

<i>No du modèle</i>	<i>Nom du modèle</i>	<i>Humidité relative</i>
1-4	Maritime	50, 70, 90 et 99
5-8	Côtier	50, 70, 90 et 99
9-12	Troposphérique	50, 70, 90 et 99

Tiré de Wang, 1999.

L'un des problèmes associé avec cette méthode peut être la présence de particules inorganiques qui augmentent la luminance dans le proche infrarouge (surtout dans les eaux de Type 2). En assumant que $L_w = 0$ à 765 et 865 nm, on surestime la contribution des aérosols dans le proche infrarouge, et donc dans toutes les autres bandes spectrales du visible. Une fois cette contribution atmosphérique soustraite à la luminance totale, les luminances sortant de l'eau pour les courtes longueurs d'onde peuvent être sous estimées et même négatives à 412 et 443 nm, donnant des valeurs de chlorophylle *a* erronées (Hu *et al.*, 2000). Une nouvelle procédure a cependant été proposée dernièrement pour justement améliorer les corrections atmosphériques quand la présence de matières en suspension n'occupent qu'une partie de l'image (Hu *et al.*, 2000).

3.3. Les algorithmes bio-optiques

Après l'étalonnage des données de luminances, l'élimination des nuages, les rectifications géométriques et les corrections atmosphériques réalisées, on veut extraire la concentration de

pigments présents dans l'eau. Pour ce faire, on a besoin d'algorithmes qui relient la concentration de pigments à la réflectance normalisée sortant de l'eau (algorithmes bio-optiques).

Il existe trois approches pour retrouver les paramètres de la qualité de l'eau à partir des données de télédétection :

- *l'approche analytique* - Les propriétés optiques de la colonne d'eau sont physiquement reliées à la réflectance de surface, ensuite à la luminance sortant de l'eau, et finalement à la luminance reçue au satellite. Cette méthode permet donc d'évaluer des paramètres sur la qualité de l'eau directement avec le signal mesuré au satellite. Parmi les modèles trouvés dans la littérature, on retrouve les récents travaux de Sathyendranath et Platt (1997, 1998);
- *l'approche semi-empirique ou semi-analytique* – Dans cette approche, les effets optiques des substances qui co-varient avec la concentration chlorophylle *a* et des autres substances qui ne co-varient pas avec les pigments sont considérés (Morel and Gordon, 1980). Les modèles de Morel (1988) et Gordon *et al.* (1988) sont de bons exemples de modèles semi-analytiques applicables pour les eaux de Type 1. On utilise de plus en plus souvent ce type de modèle pour l'étude des eaux de Type 2 (Lee *et al.*, 1994; Carder, *et al.*, 1999; Ciotti *et al.*, 1999; He *et al.*, 2000);
- *l'approche empirique (statistique)* – Cette approche se base sur le développement de relations statistiques entre les réflectances, ou les luminances normalisées, et les mesures des paramètres de la qualité de l'eau. C'est la méthode qui est employée par le projet SeaWiFS pour le calcul de la concentration de chlorophylle dans les eaux de Type 1 (O'Reilly *et al.*, 1998).

3.3.1. L'approche empirique pour SeaWiFS

L'algorithme bio-optique utilisé pour le calcul de la concentration de chlorophylle est l'algorithme empirique OC2v2, qui est une fonction polynomiale cubique modifiée utilisant le rapport de bande $R_{rs490} : R_{rs555}$ (O'Reilly *et al.*, 1998). L'algorithme OC2v2 a été élaboré à partir d'une base de données comprenant des mesures provenant principalement des régions

tropicales et équatoriales où les concentrations de chlorophylle *a* sont faibles, c'est-à-dire inférieures à 1 mg m^{-3} (O'Reilly *et al.*, 1998).

4. Méthodologie

Dans cette section, sont présentées les méthodes qui ont été utilisées pour traiter les données afin d'atteindre les objectifs qui ont été mentionnés à la section 1 (figure 4.1.). Dans un premier temps, le traitement des données satellitales est décrit en mentionnant les étapes suivies et les algorithmes utilisés. Les méthodes employées pour traiter les mesures *in situ* utilisées dans cette étude sont présentées à la section 4.3. Enfin, on présente les méthodes adoptées pour la validation des images SeaWiFS (section 4.4).

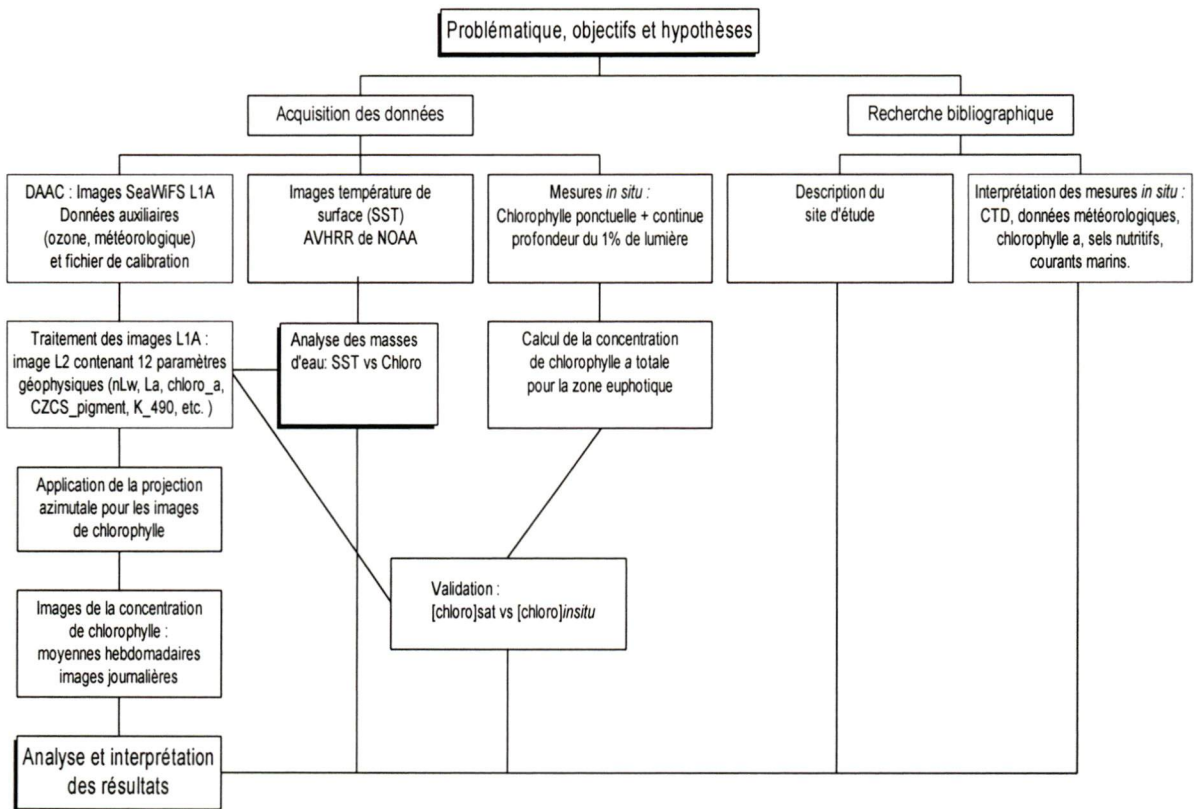


Figure 4.1. – Organigramme méthodologique

4.1. Données satellitales

4.1.1 Images SeaWiFS

Les images satellitales de la couleur de l'eau utilisées dans le cadre de la recherche proviennent du capteur SeaWiFS et ont été acquises au cours des étés 1998 et 1999. Les images SeaWiFS du niveau L1A de type LAC (*local-area-coverage*) contiennent les mesures de luminance dans huit bandes spectrales du visible (tableau 4.1.) avec une résolution spatiale de 1,1 km au nadir. En 1998, 77 images ont été traitées, couvrant la période allant du 3 mai au 19 septembre. En 1999, 97 images ont été traitées couvrant la période allant du 2 mai au 6 septembre. Pour certaines journées complètement dégagées, on a traité jusqu'à 4 images SeaWiFS.

Tableau 4.1. - Paramètres radiométriques nominaux pour SeaWiFS

Bande	Longueur d'onde centrale (nm)	Principale utilisation
1	412 (violet)	Gelbstoff
2	443 (bleu)	Absorption de la chlorophylle
3	490 (bleu-vert)	Absorption des pigments (Type 2), K(490)
4	510 (bleu-vert)	Absorption de la chlorophylle
5	555 (vert)	Pigments, propriétés optiques, sédiments
6	670 (rouge)	Correction atmosphérique (héritage de CZCS)
7	765 (proche IR)	Correction atmosphérique, luminance des aérosols
8	865 (proche IR)	Correction atmosphérique, luminance des aérosols

Les bandes 1 à 6 ont une largeur de 20 nm, les bandes 7 et 8 ont 40 nm de largeur. (Mueller and Austin, 1992)

Les données L1A de SeaWiFS sont distribuées par le *Goddard Distributed Active Archive Center* (DAAC) sous le format HDF (version 4.0r2) aux utilisateurs autorisés. Avec chaque image téléchargée du site FTP du DAAC, des fichiers sur les données météorologiques (vents, pression, humidité et ozone) provenant du NMC (National Meteorological Center) et du TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) sont aussi fournis. Dans le tableau 4.2., on

présente comment les données auxiliaires sont utilisées dans le modèle de correction atmosphérique (Gordon and Wang, 1994a) afin de retrouver L_{wn} .

Tableau 4.2. – Paramètres calculés et donnée(s) auxiliaire(s) requise(s)

Paramètre	Donnée(s) auxiliaire(s)
$\rho_t(\lambda)$	$F_0(\lambda)$
$\rho_r(\lambda)$	$\tau_{Oz}(\lambda), W, P_0$
$\rho_{wc}(\lambda)$	W
$\rho_g(\lambda)$	\vec{W}
$t(\lambda)$	$\tau_{Oz}(\lambda), P_0$
$T(\lambda)$	$\tau_{Oz}(\lambda), P_0, \tau_a(\lambda)$
$\varepsilon(\lambda_i, \lambda_j)$	RH

Les données auxiliaires utilisées sont, $F_0(\lambda)$, l'éclairement solaire extraterrestre, $\tau_{Oz}(\lambda)$ et $\tau_a(\lambda)$, les épaisseurs optiques de l'ozone et des aérosols, P_0 , la pression atmosphérique à la surface, W , la vitesse du vent, \vec{W} , le vecteur vent et RH , l'humidité relative.

Les images L1A libres de nuages sur une partie ($\sim 20 \text{ km}^2$) de la polynie ont été traitées avec le programme *l2gen* du logiciel SeaDAS 3.3, développé par la NASA, pour passer au niveau L2. Les calculs réalisés par cette fonction comprennent : les corrections radiométriques, les corrections atmosphériques, les corrections dues à la géométrie de visée et d'éclairement, les calculs de luminance, le masquage des pixels invalides (terre, nuages, glaces, réflexion spéculaire, correction atmosphérique invalide et luminance invalide) et les calculs bio-optiques (eaux turbides, pigments et chlorophylle *a*). Les fichiers L2 comprennent 12 paramètres géophysiques dont les luminances normalisées, le coefficient d'atténuation diffus (K_{490}), les paramètres atmosphériques et les concentrations de chlorophylle *a* et de pigments (chlorophylle *a* + phaeopigments) en mg m^{-3} . L'algorithme bio-optique utilisé pour le calcul de la concentration de chlorophylle *a* est celui proposé par le *SeaWiFS Bio-optical Algorithm Mini-Workshop* (SeaBAM), soit l'algorithme OC2v2, qui est une fonction polynomiale cubique modifiée (équation 24) utilisant le rapport de bande $R_{rs490} : R_{rs555}$ (O'Reilly *et al.*, 1998).

$$\text{Chloro}_a = 10^{(a_0 + a_1 \cdot \text{RATIO} + a_2 \cdot \text{RATIO}^2 + a_3 \cdot \text{RATIO}^3)} + a_4 \quad (24)$$

où a_0 à a_4 sont des coefficients proposés par SeaBAM [0,2974, -2,2429, 0,8358, -0,0077, 0,0929]; et $\text{RATIO} = \log(R_{rs490} : R_{rs555})$.

On a appliqué la même projection (azimutale) à chacune des sous-images de la polynie afin de comparer les images entre elles et de calculer des moyennes hebdomadaires de chlorophylle a . Ainsi, les 16 images hebdomadaires obtenues pour chacune des deux années ont permis de suivre l'évolution saisonnière des patrons de chlorophylle dans la polynie NOW. Pour l'affichage des images, l'application d'un filtre médian (3X3) a permis de réduire le bruit qui contamine les images de la concentration de chlorophylle a .

4.2. Données climatologiques

Les données climatologiques utilisées dans cette études proviennent du NMC (National Meteorological Center). Ces données sont distribuées par le *Goddard Distributed Active Archive Center* (DAAC) sous le format HDF. Chaque paramètre météorologique correspond à une image couvrant la planète entière dont les pixels ont une dimension de 1 degré de longitude par 1 degré de latitude. Ces images sont générées à partir de modèles climatiques globaux qui utilisent comme données d'entrée les mesures climatologiques en temps réel acquises aux station météorologiques réparties sur la planète (pour plus d'information sur les modèles, voir Kanamitsu, 1989; Kanamitsu *et al.*, 1991; Kalnay *et al.*, 1990). Les données comprennent entre autres la pression atmosphérique à la surface en mbar et les composantes x et y du vent en m s^{-1} .

Pour les données de vents, nous avons calculé la vitesse du vent à chaque jour en utilisant les composantes en x et y de la vitesse du vent, et généré la moyenne pour chaque semaine. Comme pour les images de chlorophylle, on a appliqué la projection azimutale avec les mêmes paramètres aux images de la vitesse du vent, dans le but de les comparer ensemble. Des séries

temporelles montrant la direction et la vitesse du vent ont aussi été réalisées pour différents secteurs dans la polynie.

Des moyennes mensuelles de la pression atmosphérique au-dessus de l'Arctique ont été obtenues à partir des données en temps réel des modèles climatique globaux du NMC. La comparaison des cartes de pression a permis de voir s'il y avait des variations dans les conditions climatiques dans l'Arctique entre 1998 et 1999.

4.3. Mesures *in situ*

Au cours des missions en mer du projet international sur l'étude de la polynie des Eaux du Nord des étés 1998 et 1999 (projet NOW), de nombreuses mesures *in situ* ont été acquises. Ces données serviront à plusieurs équipes de recherche, notamment pour l'études des processus physiques et biologiques.

Les mesures *in situ* de chlorophylle *a* utilisées ont été recueillies en mer à différentes stations. Pour chaque station, on a recueilli des échantillons d'eau à différentes profondeurs, qui ont ensuite été filtrés avec des filtres Whatman GF/F et analysés en laboratoire soit en utilisant un fluorimètre ou encore selon la méthode HPLC (*High Performance Liquid Chromatography*) (Wright *et al.*, 1991). Les données de chlorophylle analysées par fluorométrie proviennent du laboratoire de Louis Legendre (GIROQ, Université Laval), alors que celles HPLC ont été analysées à l'Institut des Sciences de la Mer (ISMER) à Rimouski, gracieuseté du laboratoire de S. Roy (ISMER, Université du Québec à Rimouski). Les deux types d'analyses permettent d'obtenir pour chaque profondeur échantillonnée, une concentration de chlorophylle *a* en mg m^{-3} , ainsi que les différents pigments composant le phytoplancton, dans le cas des analyses chromatographiques.

En 1998, les propriétés optiques apparentes (voir section 3.1.5) de la colonne d'eau ont été mesurées à l'aide des spectroradiomètres SPMR (*SeaWiFS Profiling Multichannel*

Radiometer) et SMSR (*SeaWiFS Multichannel Surface Reference*). Les paramètres optiques mesurés à la surface par SMSR sont l'éclairement incident, $E_d(0,\lambda)$ et la luminance $L_u(0,\lambda)$ dans 13 bandes spectrales incluant sept bandes de SeaWiFS. Le profileur optique SPMR a servi à mesurer des profils de la luminance montante, $L_u(z,\lambda)$ et d'éclairement descendant, $E_d(z,\lambda)$, pour les mêmes bandes spectrales.

Les données acquises avec SMSR et SPMR ont été traitées avec le logiciel Prosoft 5.2c fourni par le manufacturier qui est documenté sur le site FTP de l'université de Dalhousie (<http://raptor.ocean.dal.ca>). D'une part, les mesures de $E_d(z,\lambda)$ ont permis de calculer le coefficient d'atténuation diffus descendant, $K_d(z,\lambda)$, déterminé par les pentes log-naturel des profils d'éclairement spectraux descendant à chaque profondeur en prenant un Δz de 5 m. La luminance normalisée sortant de l'eau, $L_{wn}(\lambda)$, a été calculée à partir de la luminance ascendante dans l'eau, $L_w(\lambda, 0+)$ qui a été calculée à partir des mesures *in situ* de $L_u(\lambda, 0-)$, selon le protocole de traitement des données de SeaWiFS (Mueller and Austin, 1995) (voir équation 4). Avec $L_w(\lambda, 0+)$, on calcule ensuite la luminance normalisée sortant de l'eau (Mueller and Austin, 1995),

$$L_{wn}(\lambda) = L_w(\lambda) \frac{F_0(\lambda)}{E_s(\lambda)}, \quad (25)$$

où F_0 est l'éclairement solaire moyen hors atmosphère et E_s est l'éclairement incident au-dessus de la surface. Ces données *in situ* ont été comparées aux $L_{wn}(\lambda)$, dérivées des données du capteur SeaWiFS.

4.4. Comparaison des [chloro_a]sat avec [chloro_a]*in situ*

Afin de connaître la précision des concentrations de chlorophylle *a* dérivées des données SeaWiFS, on les a comparées aux mesures *in situ* de chlorophylle *a*.

4.4.1. Les données utilisées pour la comparaison

Les mesures in situ de chlorophylle : Les mesures de chlorophylle *a in situ* qui ont servi à la comparaison des données SeaWiFS représentent la valeur mesurée dans l'échantillon de surface. Tel que proposé dans le protocole de validation de SeaWiFS (Mueller and Austin, 1995), on a utilisé les concentrations de chlorophylle *a* mesurées à la surface analysées avec la méthode HPLC.

Les mesures in situ de luminance : nous avons calculé la luminance normalisée sortant de l'eau, $L_{wn}(\lambda)$, pour les stations qui pouvaient être comparées aux données de SeaWiFS. Les algorithmes de Mueller et Austin (1995) sont utilisés pour ce calcul, et sont programmés dans le logiciel *Prosoft 5.2c* fourni par la compagnie Satlantic pour le traitement des données du profileur optique (SPMR).

Les données satellitales : Les paramètres physiques (L2) qui ont servi à la comparaison ont été calculés avec les algorithmes programmés (*l2gen*) dans SeaDAS 3.3. Les valeurs extraites des images SeaWiFS sont la chlorophylle *a* et les valeurs de luminance normalisée sortant de l'eau, $L_{wn}(\lambda)$. Les valeurs utilisées pour la comparaison proviennent de la moyenne de tous les pixels situés à l'intérieur d'une fenêtre 3 X 3 autour du pixel où se retrouve la station d'échantillonnage, donc 9 pixels centrés sur la mesure *in situ*. Lorsqu'il n'y avait pas assez de pixels acceptables à l'intérieur de cette zone, on a calculé la moyenne des pixels acceptables dans une fenêtre 5 X 5.

4.4.2. Critères de comparaison des données

Voici les critères utilisés afin de sélectionner les données pouvant être comparées entre elles.

- La différence de temps entre l'acquisition de l'image et la mesure *in situ* de chlorophylle devait être inférieure à huit heures. Considérant les courants de l'ordre de 5 cm s^{-1} dans la polynie (Melling *et al.*, sous presse), la masse d'eau peut se déplacer de 1.44 km en huit heures, ce qui reste à l'intérieur de la fenêtre de 3 X 3 pixels. Dans le cas des mesures de

luminances, on a plutôt choisi une différence de quatre heures pour minimiser les différences dans les conditions d'éclairement. Cela est en accord avec le critère utilisé par Kahru et Mitchell (2001) pour la comparaison des mesures *in situ* et satellitales du courant de Californie.

- Les pixels masqués (nuages, glaces, réflexion spéculaire, correction atmosphérique invalide et luminance invalide ou négative) ont été éliminés.

5. Résultats de la comparaison entre SeaWiFS et *in situ*: Analyse, interprétation et discussion

Dans cette section, nous présentons tout d'abord les résultats de la validation des concentrations de chlorophylle estimées par SeaWiFS qui nous ont amené à présenter quelques résultats sur les propriétés bio-optiques de la polynie NOW. Ces résultats sont comparés à ceux trouvés dans d'autres régions polaires et tempérées. La section 5.2 présente les résultats de la validation de la luminance normalisée sortant de l'eau et la section 5.3 les limitations qu'impose la région d'étude.

5.1. Comparaison des concentrations de chlorophylle *a* et propriétés bio-optiques de la polynie NOW

Les résultats de la validation des concentrations de chlorophylle *a* dérivées des données SeaWiFS sont présentés dans le tableau 5.1. Avec les données de 1998, 11 points de comparaison qui respectaient les critères ont été trouvés. Aucun point de comparaison n'a pu être obtenu avec les mesures disponibles pour la fin de l'été 1999.

La figure 5.1. montre la comparaison entre les mesures *in situ* et les concentrations de chlorophylle extraites des images SeaWiFS. La tendance générale est que la concentration de chlorophylle *a* dérivée des données de SeaWiFS est inférieure à la concentration de chlorophylle *a in situ*. Le tableau 5.1. montre toutefois que sept des onze stations étudiées respectaient l'objectif de SeaWiFS de 35% de précision sur la concentration de chlorophylle (Mueller and Austin, 1992).

Tableau 5.1. – Résultats de la validation de la chlorophylle *a*

Sta.	Date	Temps d'acquisition (heure TU**)		Δt SeaWiFS – <i>in situ</i>	Chl- <i>a in situ</i> (mg m ⁻³)	Chl- <i>a</i> SeaWiFS (mg m ⁻³) (écart type)		Différence ($C_{sat} - C_{insitu}$) $\frac{C_{insitu}}{C_{insitu}}$ * 100
		SeaWiFS	<i>In situ</i>			R= 1km	R= 2km	
B27	16/5/98	21h31	21h00	0h31	0,49	1,08(0,14)		116,8%
B34	19/5/98	22h06	3h55 *	-5h51	1,60	0,56(0,04)		-65,2%
B38	25/5/98	18h18	11h02	7h16	10,55	7,18(1,37)		-31,9%
B36	25/5/98	18h18	17h31	0h47	10,94	2,00 (0,36)		-81,7%
B36	25/5/98	21h38	17h31	4h07	10,94	4,46(1,79)		-59,2%
B33	29/5/98	21h26	17h34	3h52	2,18	2,05(0,63)		-6,2%
C9	8/6/98	22h12	0h11*	-1h59	8,11		7,41(3,41)	-8,6%
C14	9/6/98	21h38	1h30*	-3h52	6,12	4,02 (4)		-34,4%
C36	18/6/98	18h06	20h32	-2h26	6,02	4,71(2,24)		-21,7%
C36	18/6/98	19h34	20h32	-0h58	6,02		6,68(1,56)	10,9%
C50	22/6/98	19h25	0h00*	-4h35	3,11	3,63(2,62)		16,7%
						Moyenne :		41,3%

* La mesure *in situ* a été prise le lendemain

** TU = temps universel

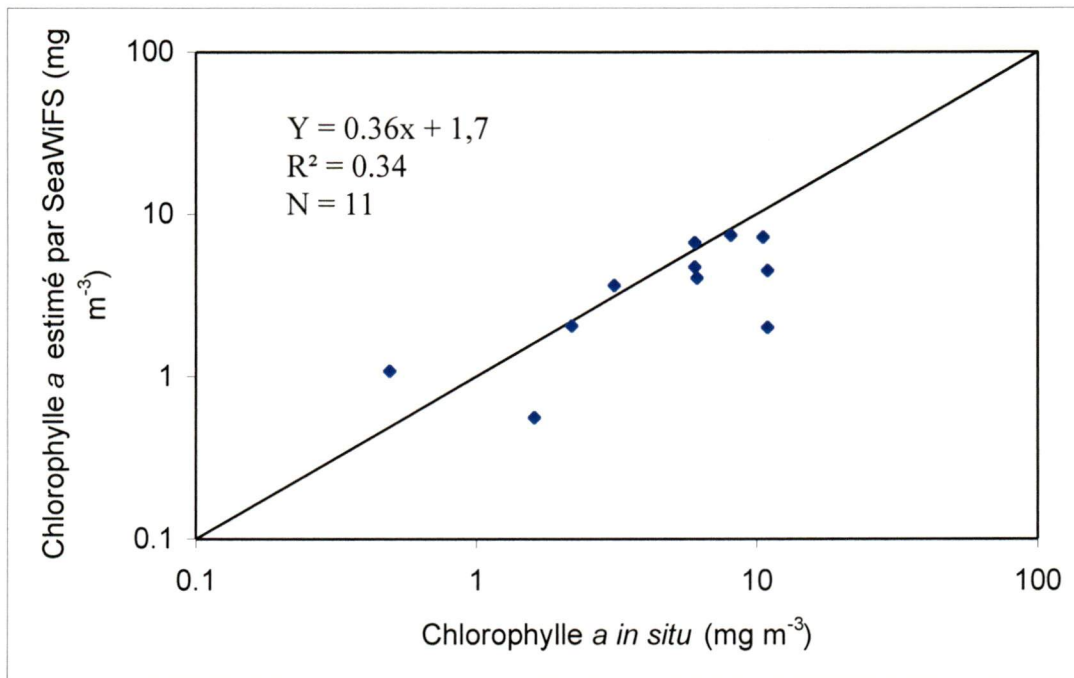


Figure 5.1. – Comparaison entre la concentration de chlorophylle *a* dérivée de SeaWiFS et celle mesurée selon la méthode HPLC (données HPLC fournies par S. Roy)

La station B36, échantillonnée le 25 mai 1998, montrait une très grande différence entre l'estimation de chlorophylle de SeaWiFS et les valeurs *in situ* (-81,7% et -59,2% respectivement). Les images satellitales du 25 mai 1998 montraient que la station B36 se retrouvait dans une région où le gradient d'Est en Ouest de chlorophylle *a* était très fort. Ainsi un léger déplacement des patrons de chlorophylle entre les deux mesures et une erreur dans la précision du positionnement géographique (correction géométrique) pourraient expliquer en partie la forte différence observée. Les stations B27 et B34 montrent aussi d'importantes différences (116,8% et -65,2%). L'erreur globale calculée avec les données est de 41,3 %, ce qui est légèrement plus grand que l'objectif de 35% de SeaWiFS. Cependant, huit des onze points des comparaisons étaient sous-estimés par SeaWiFS.

Il est possible que les données présentées au tableau 5.1. ne représentent pas bien l'erreur de SeaWiFS. Avec seulement 11 points de comparaison il nous est difficile de conclure quoi que ce soit sur les algorithmes de SeaWiFS. En fait, en comparant les valeurs de chlorophylle données par SeaWiFS avec les valeurs *in situ*, on évalue globalement les algorithmes de SeaWiFS, c'est-à-dire autant les algorithmes utilisés pour la correction atmosphérique que les algorithmes bio-optiques qui calculent la chlorophylle. Autrement dit, si à une station donnée SeaWiFS sous-estime la chlorophylle par cinq fois, on ne peut pas affirmer hors de tout doute que l'algorithme bio-optique OC2v2 sous estime la concentration de chlorophylle, car l'erreur peut aussi bien provenir de la procédure utilisée pour retrouver la luminance normalisée sortant de l'eau. L'évaluation des algorithmes bio-optiques doit se faire avec des mesures optiques et biologiques *in situ* et non avec les valeurs de luminance du satellite. Ce travail sera réalisé par une équipe japonaise du projet NOW. Puisque aucun résultat n'a encore été publié à ce jour par cette équipe de chercheurs, nous avons décidé d'évaluer certaines propriétés optiques révélatrices, comme le coefficient d'atténuation diffus, K_d .

Il est connu que les eaux polaires possèdent des propriétés optiques uniques comparées à celles des régions tempérées (Mitchell and Holm-Hansen, 1991; Mitchell, 1992; Sullivan *et al.*, 1993; Arrigo *et al.*, 1998a; Sathyendranath *et al.*, 2001). Afin de comparer les propriétés

optiques de la polynie NOW, nous avons suivi la procédure proposée par Smith et Baker (1978) qui a été reprise par Mitchell (1992) pour analyser les propriétés bio-optiques des eaux de l'Antarctique et de l'Arctique. La méthode proposée consiste à décomposer le coefficient d'atténuation diffus comme,

$$K_d(\lambda) = K_{chl a + phaeo}^*(\lambda)[chl a + phaeo] + K_w + K_s, \quad (26)$$

où $K_{chl a + phaeo}^*(\lambda)$ est le coefficient d'atténuation spécifique de *chl a + phaeo*, et K_w et K_s sont respectivement les coefficients d'atténuation de l'eau pure et des matériaux solubles. Bien que K_d ne soit pas une propriété optique inhérente, nous avons choisi de l'utiliser afin de pouvoir faire des comparaisons avec les résultats de Mitchell (1992). La pente de la relation entre la concentrations de pigments, $[chl a + phaeo]$, et K_d nous donne la valeur de $K_{chl a + phaeo}^*(\lambda)$ et l'ordonnée à l'origine donne la somme de K_w et K_s (figure 5.2.) (Smith and Baker, 1978). De façon générale, Morel (1988) a montré que la forme du spectre de $K_{chl a + phaeo}^*(\lambda)$ était comparable à celle $a_p^*(\lambda)$, le coefficient d'absorption spécifique de la chlorophylle *a* qui est souvent mesuré en laboratoire. De plus, dans la partie bleue du spectre, la valeur absolue de $K_{chl a + phaeo}^*(\lambda)$ est du même ordre que $a_p^*(435)$, mesuré en laboratoire sur des algues en culture (Morel, 1988). Pour les régressions, nous avons utilisé les profils optiques qui n'étaient pas influencés par l'ombrage du bateau et pour lesquels les propriétés physiques et biologiques étaient uniformes dans la couche de mélange (MLD), c'est-à-dire que la masse d'eau était bien mélangée et que ses propriétés étaient constantes. Afin d'être en accord avec la méthode de Mitchell (1992), nous avons choisi d'utiliser les concentrations de pigment (*chl a + phaeo*) récoltées sur des filtres GF/F, et mesurées par fluorométrie à la place des mesures obtenues avec la méthode HPLC.

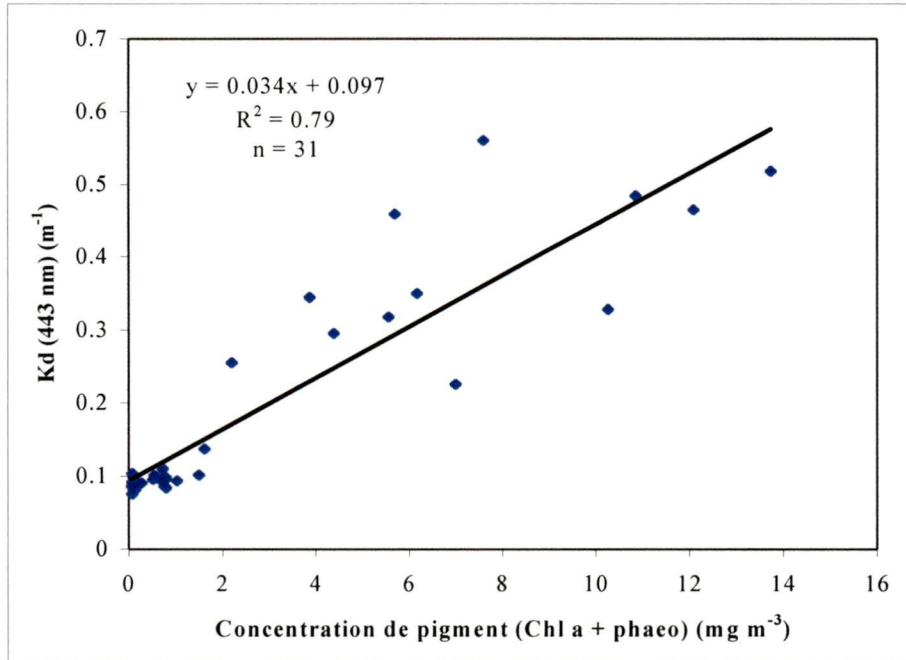


Figure 5.2.- Résultats de la régression linéaire entre K_d (443 nm) et la concentration de pigments dans la couche mélangée [chl *a* + *phaeo*]

Tableau 5.2. – Résultats des régressions linéaires entre K_d et la somme des concentrations de pigments [chl *a* + *phaeo*] pour chaque longueur d'onde mesurée. Les valeurs de K_w sont tirées de Morel (1988) et $K_s = K_{ori} - K_w$, où K_{ori} est la valeur de la droite de régression entre K_d et [chl *a* + *phaeo*] à l'origine (i.e. concentration de pigments = 0).

λ	$K_{chl a + phaeo}^*$	K_{ori}	K_w	K_s	r^2	N
405	0,029	0,144	0,02	0,124	0,78	31
412	0,031	0,136	0,019	0,116	0,78	31
435	0,033	0,106	0,017	0,089	0,80	31
443	0,034	0,097	0,017	0,080	0,79	31
490	0,025	0,069	0,022	0,047	0,81	31
510	0,021	0,077	0,038	0,039	0,81	31
520	0,020	0,083	0,049	0,034	0,81	31
532	0,017	0,086	0,052	0,034	0,80	31
555	0,013	0,099	0,072	0,027	0,80	31
590	0,010	0,173	0,157	0,015	0,77	31
666	0,024	0,345	0,418	-0,073	0,42	31
683	0,016	0,391	0,416	-0,069	0,21	31

Les coefficients de détermination des régressions sont de l'ordre de 0,8, sauf pour les longues longueurs d'onde (590, 666 et 683 nm) où on rencontre souvent des problèmes lors de l'estimation du K_d dans cette partie du spectre (Morel, 1988). Les valeurs de $K_{chla+phaeo}^*(\lambda)$ pour la polynie NOW sont présentées à la figure 5.4. avec les résultats de Mitchell (1992) et des valeurs modélisées par Morel (1988) pour des eaux de Type 1 dans les régions tempérées.

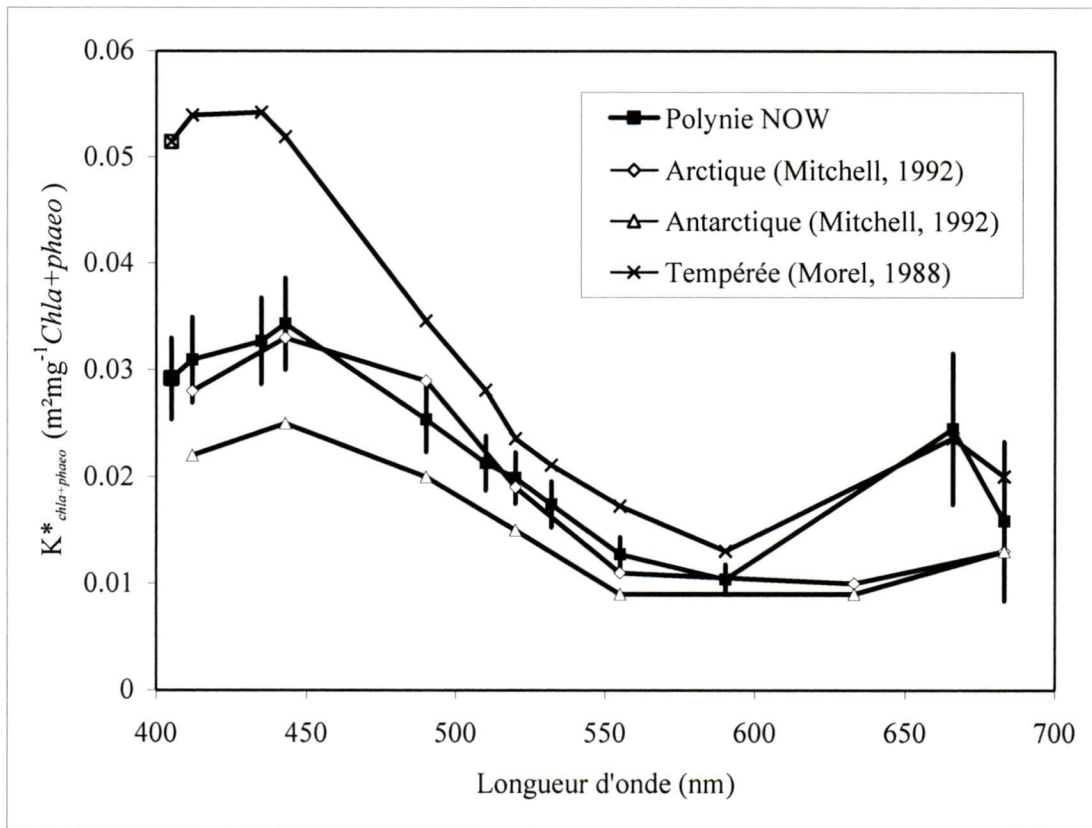


Figure 5.4. – Coefficient d'atténuation spécifique des pigments $K_{chla+phaeo}^*(\lambda)$ pour la polynie NOW avec un intervalle de confiance de 95 %. Il est comparé avec les résultats de Mitchell (1992) et des valeurs modélisées par Morel (1988) pour des eaux de Type 1 dans les régions tempérées.

Les valeurs de $K_{chla+phaeo}^*(\lambda)$ pour la polynie NOW sont du même ordre de grandeur que celles observées dans l'Arctique par Mitchell (1992) et diffèrent du modèle de Morel (1988) élaboré à partir d'observations en régions tempérées. La différence avec le modèle de Morel est surtout

marqué dans la partie bleu du spectre (400-500nm). Ces résultats suggèrent que les pigments qui composent le phytoplancton des eaux de la polynie NOW et des autres régions polaires sont fortement compactés (*pigment package effect*) comparé aux régions tempérées.

D'autres observations réalisées dans la polynie semblent aussi montrer des résultats similaires. Mei *et al.* (communication personnelle) ont mesuré que l'épaisseur de la zone euphotique demeurait constante avec l'augmentation de la concentration de chlorophylle au-delà de 6 mg m^{-3} . Ils ont attribué ce phénomène à un changement dans la structure de la communauté de phytoplancton. À partir de 6 mg m^{-3} , la communauté de phytoplancton de la polynie était dominée par de larges diatomées, dans lesquelles les pigments photosynthétiques étaient compactés. Ainsi, l'absorption spécifique de la chlorophylle diminuait avec l'augmentation de larges diatomées, expliquant la constance de l'épaisseur de la zone euphotique avec l'augmentation de la concentration de chlorophylle au-delà de 6 mg m^{-3} (Mei *et al.*, communication personnelle). Les cellules de diatomées sont relativement grosses dans les eaux polaires et sont hautement compactées, résultant en de faibles coefficients d'absorption spécifique de la chlorophylle.

Une récente étude a aussi montré que quand les diatomées dominaient généralement l'assemblage de phytoplancton, la performance des algorithmes standards était questionnable (Sathyendranath *et al.*, 2001). De plus, les propriétés bio-optiques des eaux de la péninsule Antarctique, composées aussi par des diatomées, présentent de faibles valeurs d'absorption spécifique, ce qui résulte en une augmentation significative de la réflectance dans le bleu (équation 9). Donc pour une même quantité de phytoplancton, les eaux apparaissaient plus bleu en présence de diatomées, ce qui résulte en une sous-estimation de la concentration de chlorophylle par OC2v2 par un facteur 2 (Dierssen and Smith, 2000).

L'ordonnée à l'origine de la régression linéaire entre $K_d(\lambda)$ et la somme des concentrations de pigments [chl *a* + *phaeo*] représente la somme de l'atténuation par l'eau de mer, K_w , et des autres constituants solubles, K_s , qui en principe ne varient pas en fonction de [chl *a* + *phaeo*] (Smith and Baker, 1978; Baker and Smith, 1982). Les résultats de K_s sont présentés à la figure

5.5. et montrent une forme qui ressemble à ce que l'on peut s'attendre de l'absorption des substances jaunes ou « gelbstoff ».

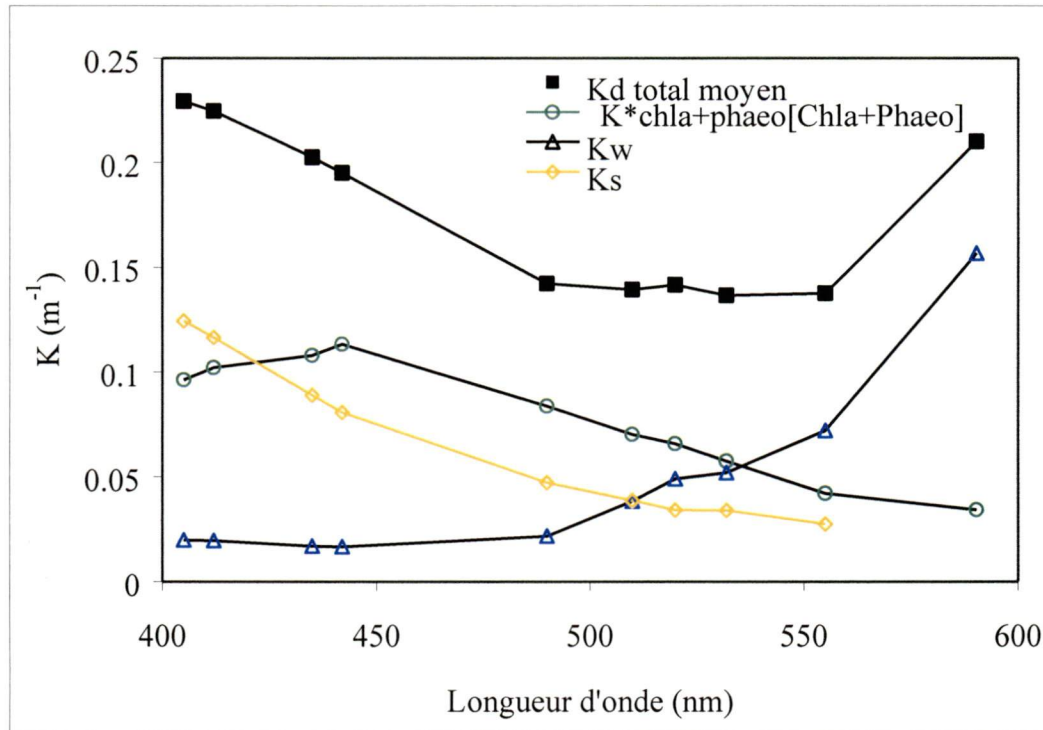


Figure 5.5. - Coefficients d'atténuation moyen des différents constituants des eaux de la polynie NOW. Les valeurs de K sont basées sur l'équation 26 avec les paramètres du tableau 5.2 pour une concentration de pigments moyenne pour la polynie de $3,3 \text{ mg m}^{-3}$ (moyenne des stations utilisées).

Tout comme pour $K_{chla+phaeo}^*(\lambda)$, l'atténuation par les substances solubles dans la polynie NOW, $K_s(\lambda)$, possède des propriétés similaires à celles mesurées dans la mer du Groënland et la mer de Barents (voir figure 3 dans Mitchell, 1992). Le spectre d'absorption des substances dissoutes correspond à de faibles concentrations de matières organiques dissoutes (MOD ou en anglais *DOM*) si on les compare aux zones tempérées, soit $< 0.5 \text{ mg DOM m}^{-3}$ selon le modèle de Baker and Smith (1982).

À la lumière des résultats bio-optiques présentés ci-dessus et sachant que le bloom était composé de diatomées, l'algorithme OC2v2 devrait normalement sous-estimer la

concentration de chlorophylle. Cependant, nous avons remarqué sur plusieurs images des secteurs où la concentration de chlorophylle dépassait 20 mg m^{-3} (voir les figures 6.1. et 6.2). Ceci est peu probable selon les travaux de Tremblay *et al.* (communication personnelle a) et Mei *et al.* (communication personnelle). Cette surestimation de la chlorophylle semble être causée par un autre problème qui est plutôt relié aux calculs de la luminance normalisée sortant de l'eau qui change avec l'heure d'acquisition. Ces problèmes sont discutés en détails à la section 5.3.2.

5.2. Comparaison des luminances normalisées sortant de l'eau

Le second exercice de comparaison de données SeaWiFS a consisté à comparer les valeurs de luminance normalisée sortant de l'eau retrouvée après la correction atmosphérique aux valeurs mesurées en même temps avec le profileur optique SPMR. Cette analyse a été réalisée à l'aide des données prises aux stations C36 et C50 (figure 5.6.).

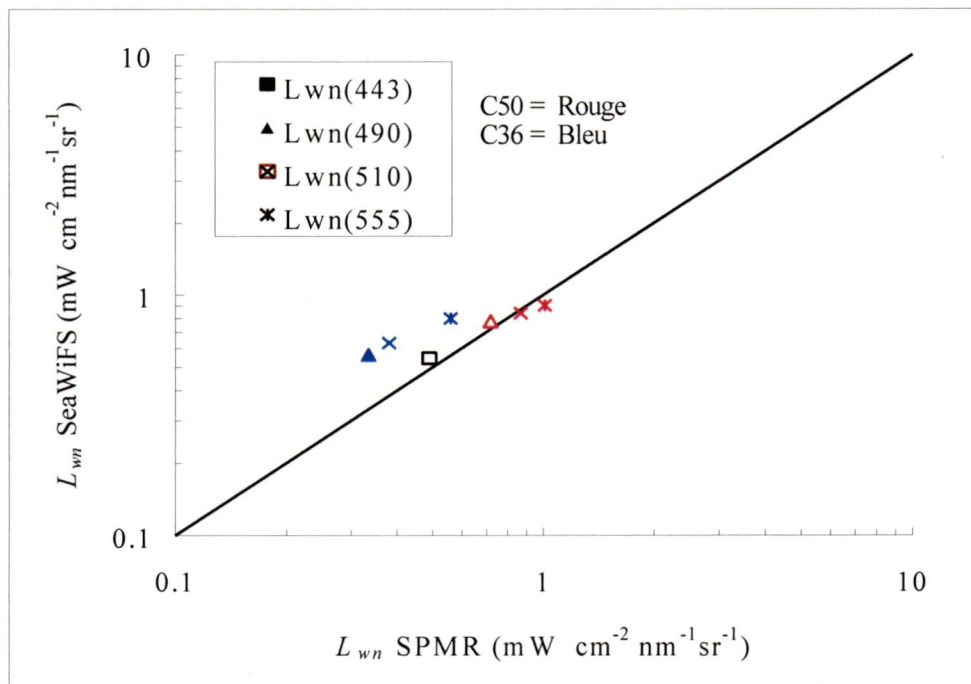


Figure 5.6. – Comparaison entre la luminance normalisée sortant de l'eau mesurée par SeaWiFS et celle mesurée *in situ* (SPMR)

La station C50 échantillonnée le 22 juin à 16h30 TU, montre une excellente correspondance entre les mesures de luminance normalisée sortant de l'eau *in situ* et celles calculées avec les algorithmes de SeaWiFS sur l'image captée à 19h25 TU. Ceci concorde bien avec les résultats de la section précédente qui montraient une différence de seulement 16,7% entre les données de chlorophylle *in situ* et les données de SeaWiFS. Par contre, la station C36 montre une surestimation de la luminance par SeaWiFS. Cette station a été échantillonnée dans le bloom de phytoplancton au centre de la polynie. Sur l'image satellitale du 18 juin à 18h06 TU (non présentée), on observe que la station C36 se retrouve en bordure d'une masse nuageuse. De plus, à l'heure où la station a été échantillonnée (17h20 TU), on a noté la présence de quelques cirrus en haute altitude. Ainsi, la divergence entre les deux types de mesures optiques pourrait être expliquée par l'effet de l'environnement nuageux ou la présence de fins nuages en altitude. Le manque de points de comparaison ne nous permet donc pas de conclure que $L_{wn}(\lambda)$ mesuré par SeaWiFS correspond à une mesure précise de la réalité.

Par ailleurs, plusieurs équipes de recherche, faisant partie du projet SIMBIOS, travaillent présentement à valider des données SeaWiFS. Parmi ceux-ci, Mitchell et Flatau (1999b) ont comparé les mesures de $L_{wn}(\lambda)$ *in situ* et celles retrouvées par SeaWiFS. Ils ont trouvé que SeaWiFS sous-estimait la luminance normalisée pour les courtes longueurs d'onde. La différence serait causée par une correction atmosphérique imprécise. Par contre, les résultats obtenus par Frouin *et al.* (1999) ont plutôt montré que SeaWiFS surestimait $L_{wn}(\lambda)$ aux courtes longueurs d'onde. Ces résultats montrent donc qu'il est impératif de continuer les recherches afin de retrouver avec précision la luminance normalisée sortant de l'eau.

5.3. Limitations

5.3.1. Couverture nuageuse et disponibilité des données SeaWiFS

Deux problèmes principaux ont affecté la disponibilité des données SeaWiFS. Premièrement, les données à haute résolution spatiale transmises par le OrbView2, la plate-forme de

SeaWiFS, sont acquises aux stations de réception HRPT situées à Resolute Bay (HRES) et à l'Université d'Alaska (HUAF). Il est parfois arrivé que ces stations soient hors service, diminuant le nombre d'images disponibles pour notre étude. Deuxièmement, puisqu'elle utilise les longueurs d'onde du visible, la télédétection de la couleur de l'eau est limitée par la présence de nuages et de glace. Le tableau 5.3. montre la répartition du couvert nuageux pour chaque mois étudié.

Tableau 5.3. – Nombre mensuel de jours nuageux

Mois	Dégagés	Partiellement dégagés	Totalement couverts	Données non disponibles
Mai 98	3	10	16	2
Juin 98	2	15	11	2
Juillet 98	4	17	8	2
Août 98	0	14	15	1
Mai 99	1	6	24	0
Juin 99	4	18	8	0
Juillet 99	3	18	9	1
Août 99	4	18	7	2

En 1999, un plus grand nombre d'images était disponible car les deux stations de réception ont fonctionné sans problèmes pendant presque tout l'été. Au mois d'août 1998, la polynie a été recouverte par les nuages pendant dix jours, soit du 10 au 20. Il s'agit de la plus longue période au cours de l'été sans données satellitales. En mai 1999, la glace et les nuages ont fait que les premières bonnes images de la polynie n'ont été acquises qu'à la fin du mois, soit dix jours plus tard qu'en 1998.

Afin de réduire le problème relié aux nuages et d'effectuer le suivi spatio-temporel des patrons de chlorophylle saisonniers, nous avons généré des images composites représentant la moyenne hebdomadaire de la concentration de chlorophylle *a* à partir des images disponibles. Cette technique permet d'obtenir une vision de l'ensemble de la polynie pratiquement exempte de nuages.

5.3.2. Impacts reliés à l'heure d'acquisition des images satellitales

La situation géographique des stations de réception fait en sorte que chaque fois que le satellite passe au-dessus de l'Arctique canadien, les données émises par ce dernier peuvent être acquises par l'une des deux stations. Ainsi, on a pu obtenir jusqu'à cinq images montrant la polynie à plus ou moins 96 minutes d'intervalle pour une même journée. L'impact potentiel relié à l'heure d'acquisition provient du fait que les angles zénithaux solaire et de visée changent avec l'heure d'acquisition, ce qui pourrait causer des imprécisions dans les calculs de correction atmosphérique. Pour le 19 juin 1999, 4 images de la polynie étaient disponibles. Il s'agit de la période où l'angle zénithal solaire est le plus bas, soit environ $53,5^\circ$ au centre de la polynie (latitude de 77°N) à 18h32 TU. Afin d'illustrer les effets causés par l'heure d'acquisition, nous avons tout d'abord extrait des lignes de pixels au centre de la polynie pour différents paramètres géophysiques, à trois heures d'acquisition différentes. L'image de 23h29 TU n'a pas été utilisée car la chlorophylle était masquée presque partout dans la polynie, résultat d'une correction atmosphérique invalide. Les lignes de pixels débutent à l'Ouest de la polynie, sur la bordure de la glace ($77,18^\circ\text{N}$; $75,86^\circ\text{W}$) et se terminent à l'est de la polynie, tout près du Groënland ($77,15^\circ\text{N}$; $72,25^\circ\text{W}$). La figure 5.7. montre les valeurs de luminance normalisée, $L_{wn}(\lambda)$, à 490 et 555 nm pour les trois heures d'acquisition.

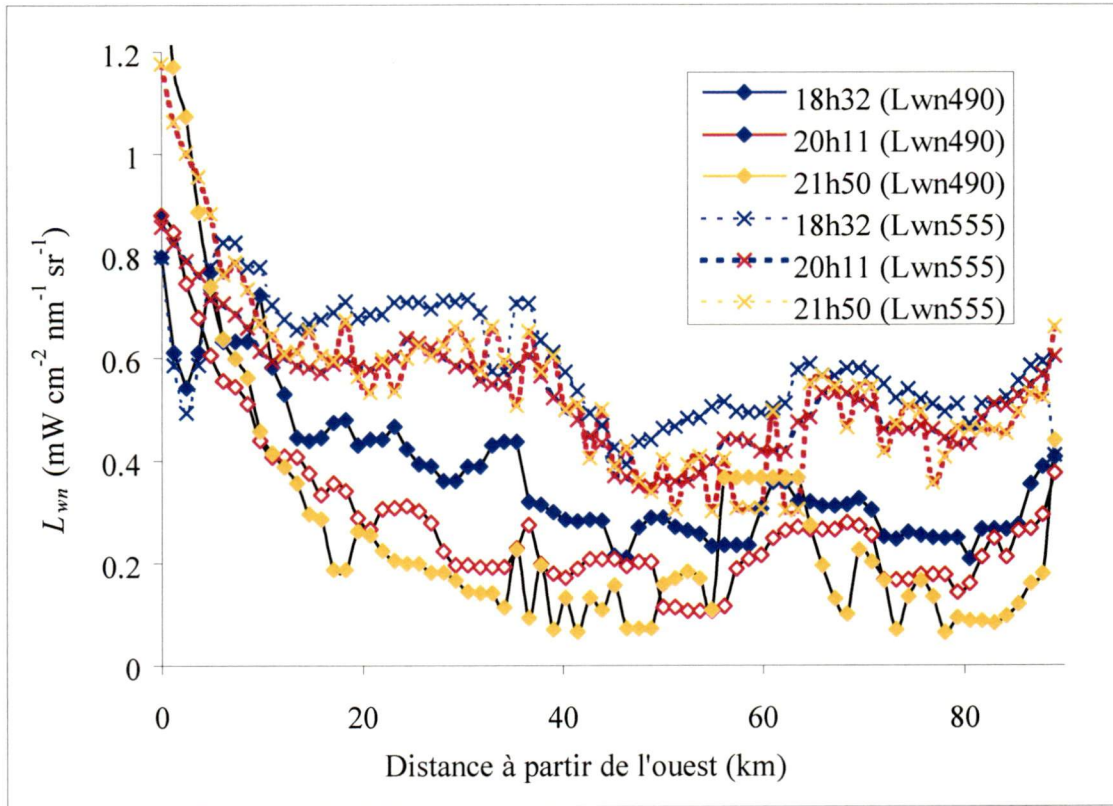


Figure 5.7. – Luminance normalisée sortant de l'eau à 490 et 555 nm pour trois heures d'acquisition le 19 juin 1999

En général, plus les données sont acquises tard dans la journée et plus la luminance normalisée diminue. Toutefois, la diminution apparaît moins importante entre l'image de 20h11 et celle de 21h50 TU. La diminution est plus importante pour $L_{wn}(490)$ que pour $L_{wn}(555)$. Ainsi, le ratio entre $R_{rs}(490)$ et $R_{rs}(555)$ diminue au cours de la journée, résultant en une augmentation de l'évaluation de la concentration de chlorophylle à mesure que la journée avance (figure 5.8.).

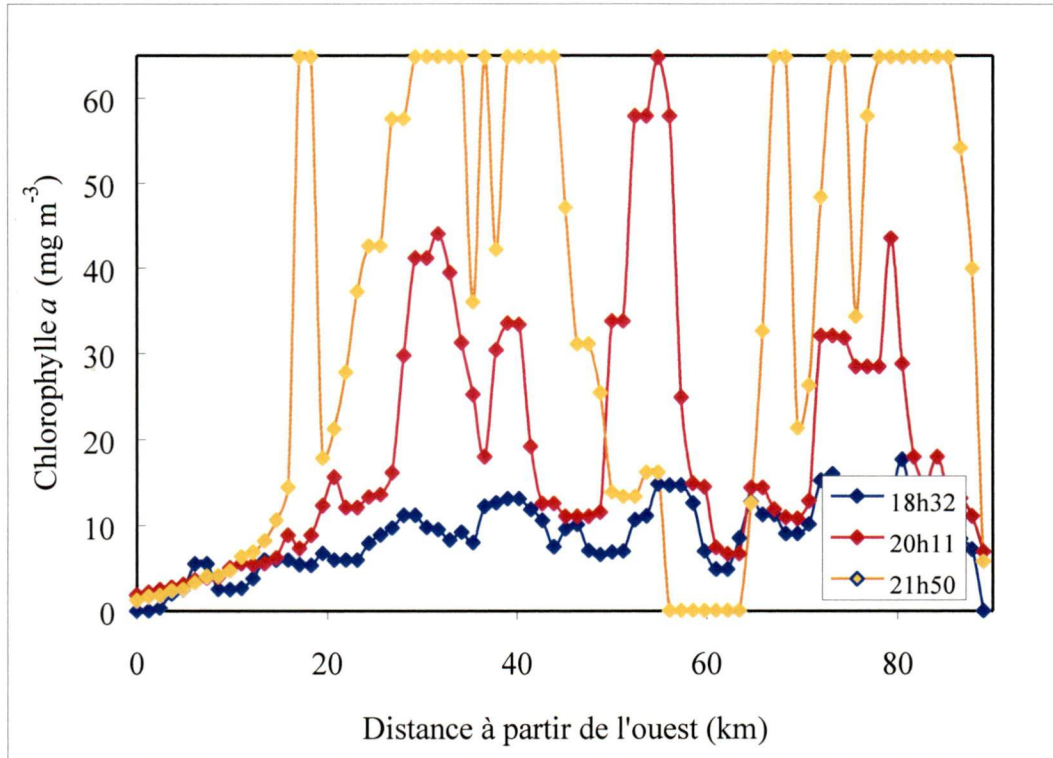


Figure 5.8. – Concentration de chlorophylle a pour trois heures d'acquisition le 19 juin 1999

À 21h50 TU, la concentration de chlorophylle montre de très fortes valeurs, soit $64,767 \text{ mg m}^{-3}$, ce qui représente la valeur maximale affichée dans le format L2 de SeaWiFS. Les mesures *in situ* de chlorophylle a du bloom de 1998 ne dépassent pas 20 mg m^{-3} , indiquant que les images acquises en fin de journée peuvent montrer des concentrations de chlorophylle beaucoup plus élevées que la réalité. Bien que l'image acquise à 20h11 TU montre des concentrations de chlorophylle supérieures à celles de l'image de 18h32 TU, les patrons de chlorophylle semblent assez bien corrélés. Le léger décalage observé entre les pics des deux courbes (18h32 et 20h11 TU) peut être le résultat de l'advection des masses d'eau ou de la précision de la correction géométrique ($\pm 1 \text{ km}$ selon SeaWiFS). La cohérence entre ces deux images nous a encouragé à présumer qu'elles étaient adéquates pour suivre l'évolution spatio-temporelle de chlorophylle, et non son amplitude.

Nous avons quand même tenté de comprendre pourquoi la luminance normalisée diminuait à mesure que l'angle zénithal solaire (θ_0) augmentait. Selon la définition donnée par Gordon et

Clark (1981) (voir éq. 20 à la section 3.2), la luminance normalisée sortant de l'eau est approximativement la luminance qui sortirait de l'eau en l'absence d'atmosphère avec le soleil directement au zénith. Si l'on assume que la concentration de chlorophylle varie peu au cours d'une journée, on s'attend donc à retrouver une luminance normalisée sortant de l'eau plus ou moins la même à mesure que θ_0 augmente.

Deux études de la couleur de l'eau avec le capteur CZCS dans la mer de Barents ont déjà noté les mêmes effets reliés à l'heure d'acquisition (Kögeler and Rey, 1999; Mitchell *et al.*, 1991). Ces études avaient indiqué que les différences entre les concentrations de chlorophylle calculées semblaient être le résultat de problèmes reliés aux corrections atmosphériques (augmentation de la diffusion multiple avec l'augmentation de θ_0). Nous avons donc regardé comment les corrections atmosphériques appliquées aux images SeaWiFS pouvaient expliquer cette diminution de la luminance.

Comme il a été mentionné à la section 3.2, le choix du modèle d'aérosols utilisé pour la correction atmosphérique s'effectue à partir du calcul de $\epsilon(765, 865) = \rho_{as}(765) / \rho_{as}(865)$. Plus la valeur de $\epsilon(765, 865)$ est élevée, plus la dépendance spectrale des aérosols sera grande. Comme on peut l'observer à la figure 5.9., $\epsilon(765, 865)$ est plus élevé ($\sim 1,14$) sur les images captées à 20h11 et 21h50 TU que sur celle de 18h32 TU ($\sim 1,05$). Ceci signifie que la dépendance spectrale de la contribution des aérosols est plus importante sur les images plus tardives.

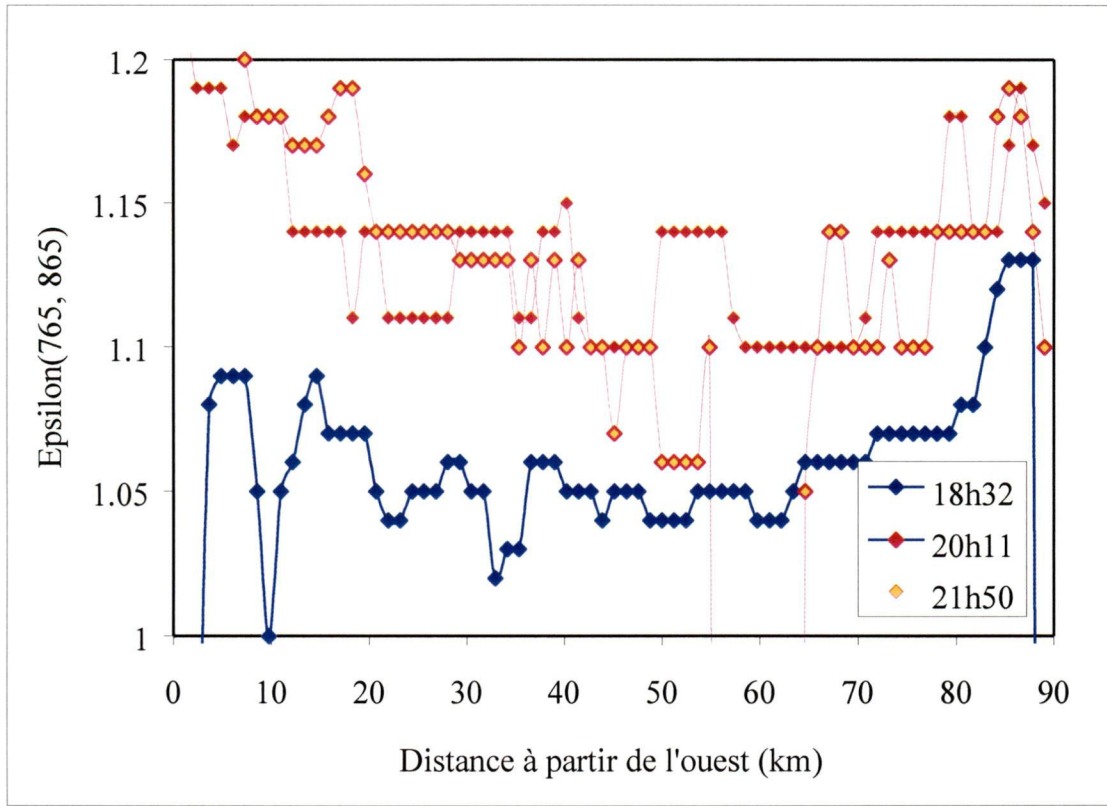


Figure 5.9. - $\epsilon(765, 865)$ pour les trois images du 19 juin 1999

Le modèle d'aérosol choisi pour évaluer la contribution de l'atmosphère diffère donc entre la première et les deux autres images, avec pour résultat que la correction atmosphérique est plus importante sur les courtes longueurs d'onde pour les dernières images. Le ratio $R_{rs,490} : R_{rs,555}$ est donc plus petit sur l'image de 18h32, et s'explique en partie en raison du choix du modèle d'aérosol utilisé dans la correction atmosphérique.

Bien que nos résultats montrent qu'une dépendance spectrale de l'effet de l'atmosphère est possible dans le proche infrarouge en fonction de l'angle zénithal solaire, il semble qu'elle n'explique pas entièrement nos observations. D'ailleurs, entre l'image de 20h11 TU et celle de 21h50 TU, la valeur moyenne d' $\epsilon(765, 865)$ est similaire, alors que la luminance est quand même plus faible. La définition de la luminance normalisée sortant de l'eau donnée par Gordon et Clark (1981) dit que c'est la luminance qui sortirait de l'eau en absence d'atmosphère avec le soleil directement au zénith. Cependant, Morel et Gentili (1993) ont

montré que L_{wn} pouvait dépendre de θ_0 . Dans leurs travaux, Morel et Gentili (1991, 1993, 1996) ont étudié théoriquement les effets bidirectionnels (BRDF ou aussi nommé Q factor) en utilisant les modèles de transfert radiatif et des approximations réalistes des fonctions de phase ($P=\beta/b$) ainsi que des propriétés optiques inhérentes (IOP) de l'eau. Les simulations des effets de la BRDF et de l'angle zénithal solaire sur la luminance normalisée à partir de leurs modèles ont ensuite été confirmées expérimentalement avec des mesures *in situ* de la distribution de la luminance sous l'eau (Morel *et al.*, 1995).

Dans le cas d'une surface isotropique (i.e. une surface lambertienne) la réflexion se fait également dans toutes les directions et le facteur $Q = \pi$. Les simulations et les mesures de Q (Morel and Gentili, 1993, 1996; Morel *et al.*, 1995) ont présenté des valeurs variant entre 1 et 7 en fonction des angles d'éclairement et de visée, la concentration de chlorophylle et λ . Par contre le facteur Q variait entre 3 et 5 pour des conditions typiques d'éclairement et de visées, c'est-à-dire quand $\theta_0 < 35^\circ$ et $\theta_v < 48^\circ$. Bref, il a été conclu qu'ignorer les variations angulaires n'était pas justifié pour les applications en télédétection. C'est pourquoi Morel et Gentili (1993, 1996) ont repris la définition qui avait été donnée par Gordon et Clark (1981) en tenant compte des effets bidirectionnels de la réflectance :

$$L_{wn}^{ex} = \frac{\mathfrak{R}_0}{\mathfrak{R}(\theta_v)} \frac{f_0}{f(\theta_0, \lambda, Chl)} \frac{Q(\theta, \theta_0, \phi, \lambda, Chl)}{Q_0} L_{wn}^{sat}, \quad (27)$$

où les indices *ex* et *sat* de L_{wn} identifient la luminance exacte et satellitale et où L_{wn}^{sat} est la valeur de luminance normalisée tel que définie à l'équation 20 par Gordon et Clark (1981);

$\frac{\mathfrak{R}_0}{\mathfrak{R}(\theta_v)}$ est le sommaire combiné de la réflexion et la réfraction Fresnel de l'interface entre l'air

et l'eau ($\sim \frac{0.529}{\mathfrak{R}(\theta_v)}$); f est un facteur qui relie la réflectance et les propriétés inhérentes du milieu

(voir éq. 9 et 10) et dépend de θ_0 , λ et la concentration de chlorophylle; f_0 et Q_0 sont les valeurs quand $\theta_0 = 0$ (pour la démonstration mathématique de la relation, consulter Morel et Gentili, 1996). Dans l'équation 27, $\mathfrak{R}(\theta_v)$ varie très peu quand on considère une géométrie de

visée satellitale (~ 0.518). Les effets directionnels proviennent principalement du ratio f/Q , lequel a été modélisé par Morel et Gentili (1996).

Afin de regarder plus en détail les variations de la luminance normalisée dérivée de SeaWiFS en fonction de l'angle zénithal solaire, nous avons choisi deux secteurs de la polynie où l'on pouvait observer la surface de l'eau sur les quatre images acquises le 19 juin 1999. De plus, pour minimiser le mouvement des masses d'eau et d'autres artefacts, la moyenne des luminances pour un secteur d'environ 100 km² a été calculée. Le premier secteur choisi était situé au nord du détroit Smith (78.87°N; 73.57°W), où les concentrations de chlorophylle estimées à 18h32 TU étaient d'environ 0.5 mg m⁻³. Le deuxième secteur se trouvait environ 115 km plus au sud (77.78°N; 73.47°W), où la concentration moyenne de chlorophylle à 18h32 TU était de 1.92 mg m⁻³. La figure 5.10. et le tableau 5.4. présentent les résultats et les paramètres qui ont été mesurés pour les deux secteurs dans la bande 490 nm. Nous sommes conscients qu'il peut y avoir eu un changement dans l'atmosphère entre les mesures. Par contre, les deux régions choisies reflètent la tendance qui a été systématiquement observée dans notre banque d'images.

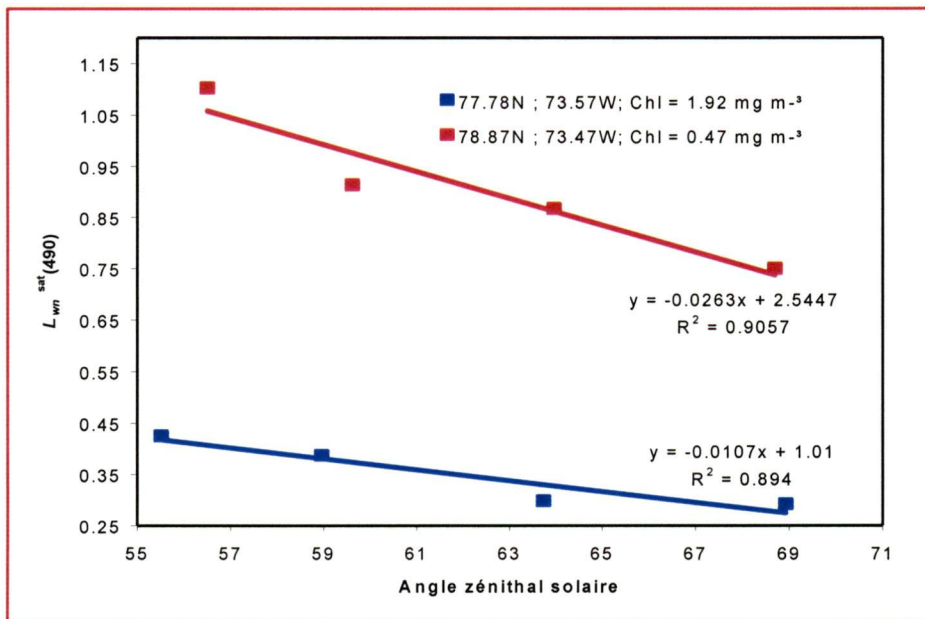


Figure 5.10. – Luminance normalisée mesurée au capteur en fonction de l'angle zénithal solaire dans deux secteurs dégagés de la polynie le 19 juin 1999

Tableau 5.4 – Conditions d'éclairement et de visée des deux secteurs étudiés et paramètres f et Q de Morel et Gentili (1996)

Heure TU	77,78°N; 73,57°W; [Chl] = 1,9; W = 8 m s ⁻¹ ; $Q_0 = 3,9$; $f_o = 0,32$				78,87°N; 73,47°W; [Chl] = 0,5; W = 11 m s ⁻¹ ; $Q_0 = 3,95$; $f_o = 0,33$			
	θ_0	θ_v	ϕ	Q/f	θ_0	θ_v	ϕ	Q/f
18h32	55,51	21,69	73,07	4,9/0,42	56,50	24,34	69,8	5/0,43
20h11	58,96	7,83	98,35	5/0,435	59,62	1,95	99,45	5,1/0,44
21h50	63,74	21,37	73,43	5/0,44	63,96	18	77,1	5,1/0,45
23h29	68,92	23,32	130,6	5/0,445	68,69	18,4	110	5,1/0,46

Contrairement aux attentes, en appliquant les valeurs des paramètres f et Q obtenus à partir des tables de Morel et Gentili (1996) dans l'équation 27, on obtient des valeurs de L_{wn}^{ex} diminuant encore plus avec l'heure d'acquisition. Les effets de la BRDF ne peuvent pas expliquer la diminution de L_{wn} observée avec l'augmentation de l'angle zénithal solaire (ou de l'heure d'acquisition). Nous concluons que le problème provient de la procédure de correction atmosphérique.

Que les explications soient de nature atmosphérique ou océanique, les résultats présentés ici soulèvent un problème réel pour la télédétection de la couleur de l'eau dans l'Arctique. Tout d'abord, la réflectance mesurée par SeaWiFS dépend de θ_0 , θ_v , ϕ et de la concentration de chlorophylle. De plus, nous avons observé (pas montré ici) que cette dépendance variait aussi avec la longueur d'onde. La luminance normalisée à 555 nm est moins dépendante de θ_0 que celle à 490 nm. Ainsi, même en faisant un rapport de bandes pour calculer la concentration de chlorophylle, les effets de θ_0 ne sont pas éliminés. D'autre part, le fait que l'angle zénithal solaire change avec les saisons produit un effet différent entre une image acquise à 18h30 au mois de juin et une autre au mois d'août. La prochaine étape concernant ce problème sera de vérifier si ces effets sont éliminés après le retraitement des données qui a été réalisé par la NASA l'été dernier, ainsi que l'amélioration des algorithmes L2 dans la version 4.0 de SeaDAS.

L'effet de l'environnement, l'impact d'une surface brillante tels les nuages ou la glace peuvent aussi occasionner certain problème dans la télédétection de la couleur de l'eau. Ces effets sont discutés dans l'annexe A à la fin du travail.

Pour conclure sur la comparaison des données SeaWiFS avec les mesures *in situ*, on se rend compte que la télédétection de la couleur de l'eau dans une région comme la polynie NOW peut encore être améliorée. Deux problèmes s'imposent : les propriétés bio-optiques des eaux étudiées et les corrections atmosphériques en haute latitude. D'une part, les propriétés bio-optiques de ces eaux sont différentes et l'utilisation d'un algorithme comme OC2v2 a tendance à sous-estimer la concentration de chlorophylle. D'autre part, les algorithmes utilisés pour la correction atmosphérique sont moins précis dans les hautes latitudes en raison de la faible élévation du soleil, ayant comme résultat que le rapport de bande change avec l'heure d'acquisition de l'image. Si cette dernière est captée en fin de journée, le rapport de bande diminue et la chlorophylle est surestimée. De plus, l'utilisation d'un modèle atmosphérique à plan parallèle commence à être imprécis par rapport à la réalité (sphérique) quand les valeurs de θ_0 sont très élevées.

Les deux problèmes identifiés dans cette section jettent un doute sur l'évaluation quantitative de la chlorophylle dans la polynie. Par exemple, sur une image acquise en fin de journée, il est possible que la chlorophylle soit surestimée, et ce par plus de 3 fois (voir figure 5.8.). Malgré ces problèmes, la précision observées des données SeaWiFS (41,3%) est très acceptable pour faire un suivi spatio-temporel de la chlorophylle dans la polynie NOW. En évitant les images acquises après 21h00 TU et en calculant des moyennes hebdomadaires, on parvient à éliminer en partie ces artéfacts. D'ailleurs, les patrons spatiaux observés par satellite étaient similaires à ceux obtenus en interpolant les mesures *in situ* prises durant la mission de 1998 (Mei *et al.*, communication personnelle).

6. Résultats

Dans cette section, nous présentons les résultats obtenus dans le cadre de la recherche. Les sections 6.1 et 6.2 présentent les moyennes hebdomadaires de la concentration de chlorophylle ainsi qu'une description des patrons de chlorophylle observés. Dans la section 6.3, nous présentons les résultats de façon à faire ressortir les variations spatio-temporelles pour chacun des deux étés étudiés et les variations interannuelles. Enfin, nous présentons la vitesse et la direction des vents au cours de la période à l'étude dans la section 6.4.

6.1. Images SeaWiFS de l'été 1998

Les moyennes hebdomadaires de 1998 calculées à partir des images SeaWiFS sont présentées à la figure 6.1. Afin de compléter les images SeaWiFS, nous avons superposé les mesures *in situ* prises au cours de la même période. Ces mesures sont identifiées par des +, et la concentration de chlorophylle *a* en mg m^{-3} à la surface est indiquée entre parenthèses.

Durant la semaine du 3 au 9 mai (figure 6.1a), les concentrations de chlorophylle calculées à partir des images SeaWiFS étaient faibles ($< 1 \text{ mg m}^{-3}$) dans le détroit Smith et un peu plus au sud le long du côté canadien. Du côté du Groënland, des concentrations de chlorophylle entre 1 et $1,5 \text{ mg m}^{-3}$ ont été calculées et mesurées, et s'étendaient à partir du détroit Smith jusque dans le secteur des îles Carey, où le navire a mesuré $1,63 \text{ mg m}^{-3}$ de chlorophylle. Au sud de 77°N la glace était toujours présente dans la polynie. Du 10 au 23 mai (figure 6.1b et c), les concentrations mesurées le long du Canada à partir du bassin Kane (79°N) jusqu'au sud du détroit Smith (77°N) étaient toujours inférieures à 1 mg m^{-3} . À partir du sud-est du détroit Smith jusqu'à la latitude 76°N , entre les méridiens 73 et 75°W , les images montrent des valeurs de chlorophylle de l'ordre de $1,5 \text{ mg m}^{-3}$ avec quelques pixels montrant des concentrations entre 5 et 10 mg m^{-3} . Ce résultat est en accord avec la concentration mesurée à la station B18 ($77,8^\circ\text{N}$; $73,15^\circ\text{W}$) qui était de $7,5 \text{ mg m}^{-3}$.

La semaine du 24 au 30 mai (figure 6.1d) a montré un changement important dans le contenu en chlorophylle des eaux de la polynie. La partie est, à partir du sud-est du détroit Smith jusqu'à la latitude 75,5°N, était caractérisée par des concentrations de chlorophylle élevées. L'étendue de la zone où la concentration était supérieure à 5 mg m⁻³ de chlorophylle était d'environ 20000 km². On note de faibles valeurs de chlorophylle près de la côte du Groënland à la hauteur des îles Carey (<1 mg m⁻³). Cette moyenne hebdomadaire montre que les concentrations de chlorophylle peuvent atteindre des valeurs supérieures à 15 mg m⁻³, ce qui concorde avec les mesures *in situ* des stations B38, B49, B52 et B54 (11,82 à 15,68 mg m⁻³). Dans la partie est du détroit Smith, on retrouvait des concentrations de ~ 2,5 mg m⁻³, alors qu'à l'ouest du détroit, elles étaient encore faibles (<1 mg m⁻³).

C'est au cours de la semaine du 31 mai au 6 juin (figure 6.1e) que le bloom de phytoplancton a atteint son étendue maximale (environ 24500 km²). Le patron de chlorophylle s'est étendu vers le Sud, avec des concentrations supérieures à 10 mg m⁻³, jusqu'à l'est de l'île Devon. Le secteur où les valeurs de chlorophylle étaient les plus élevées se retrouvait au centre de la polynie, autour de la position 76,25°N et 74,5°W, où les mesures *in situ* montraient 11,38 mg m⁻³ de chlorophylle. Le long de la côte du Groënland, on retrouvait de faibles concentrations (~0,5 mg m⁻³).

Seulement la partie nord de la polynie était visible lors de la semaine du 7 au 13 juin (figure 6.1f). Les concentrations de chlorophylle étaient toujours élevées dans la partie sud-est du détroit Smith (12,53 mesuré à la station C18). Du côté canadien, la chlorophylle était toujours inférieure à 1 mg m⁻³. À la latitude de 77,35°N, les données des trois stations (C23, C25 et C27) montraient des concentrations de chlorophylle encore élevées (10,26 à 11,43 mg m⁻³). L'image SeaWiFS nous montre que ces fortes valeurs semblaient s'étendre vers le Sud, au moins jusqu'à la latitude 76°N.

Durant la semaine du 14 au 20 juin (figure 6.1g), le pont de glace au nord du détroit Smith s'est brisé, permettant ainsi à la glace du bassin de Kane de pénétrer dans la polynie. Le

composé coloré du 19 juin (non présenté) montre d'ailleurs la présence d'icebergs le long de la côte d'Ellesmere dans le détroit Smith. Le bloom de phytoplancton s'est étendu vers l'Ouest occupant ainsi presque toute la partie nord de la polynie. À la latitude 77°N, les mesures *in situ* de chlorophylle montraient des concentrations élevées (5,98 à 12 mg m⁻³), avec une variabilité spatiale importante. Plus au sud, l'étendue du bloom semble avoir diminué, ce qui est en accord avec les mesures de la station C52 (76,28°N; 73,05°W; [Chlorophylle] = 1,86 mg m⁻³).

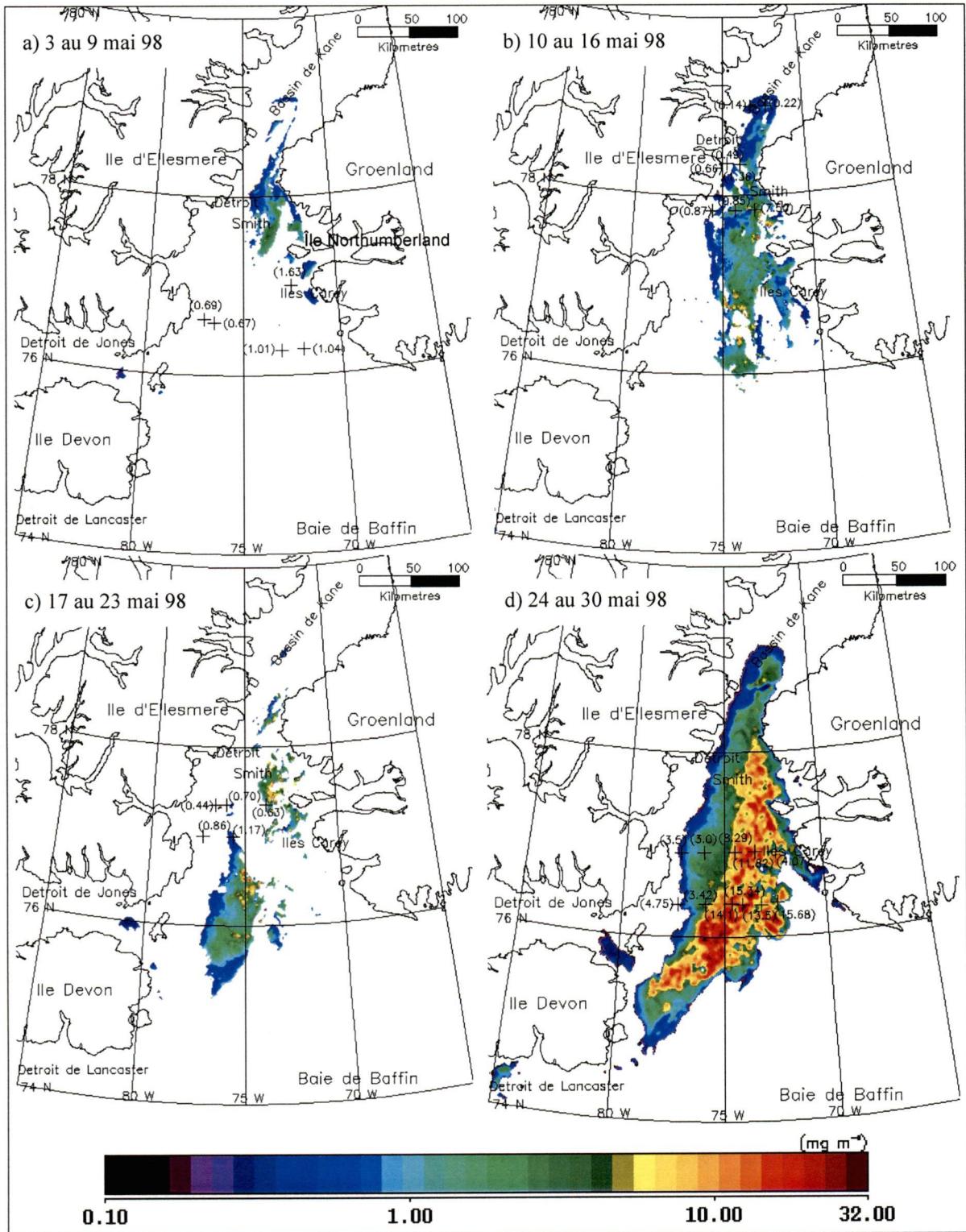
Une baisse marquée de la biomasse de chlorophylle a été observée lors de la semaine du 21 au 27 juin (figure 6.1h). Les concentrations supérieures à 5 mg m⁻³ se retrouvaient uniquement dans le secteur situé le long de la côte du Groënland, à partir du détroit Smith jusqu'à l'île Northumberland. Du côté canadien, la présence de glace a empêché la télédétection de la chlorophylle. Au sud, les mesures *in situ* prises entre l'île Devon et le Groënland montraient de faibles valeurs (< 1 mg m⁻³), excepté pour les deux stations situées près de l'île Devon (2,03 et 1,36 mg m⁻³). Peu de changements ont été notés par rapport à la semaine précédente au cours de la semaine allant du 28 juin au 4 juillet (figure 6.1i). Au nord de la latitude 76,5°N, les concentrations étaient de l'ordre de 2 mg m⁻³, sauf au nord-est des îles Carey où la biomasse de chlorophylle était faible (<1 mg m⁻³). Plus au sud, les concentrations de chlorophylle étaient faibles (< 1 mg m⁻³) et le patron de distribution spatial semble suggérer une intrusion dans le détroit de Lancaster en longeant l'île Devon.

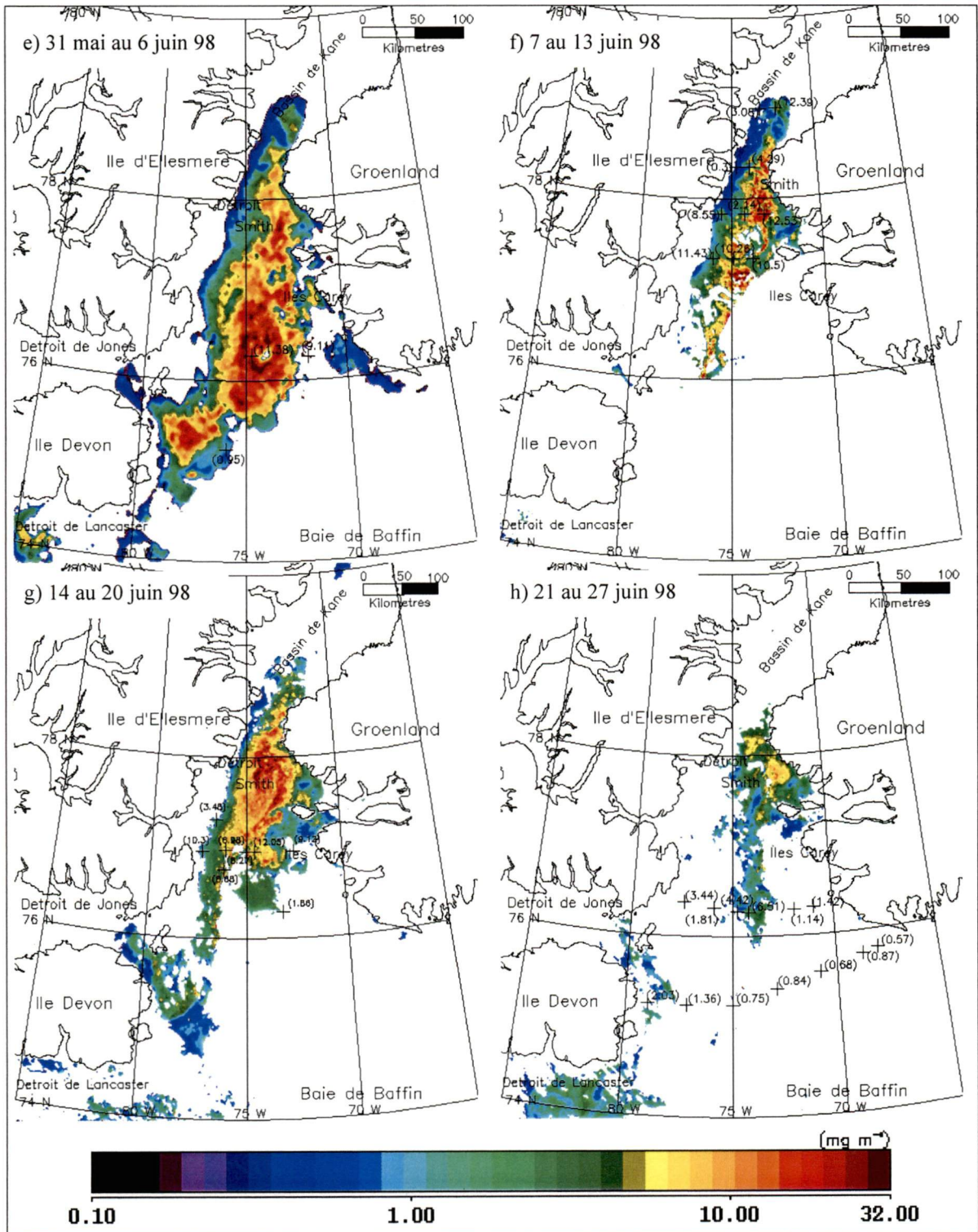
Les nuages présents pendant la semaine du 5 au 11 juillet (figure 6.1j) ne nous ont pas permis de suivre adéquatement l'évolution de la chlorophylle. Cependant la mesure *in situ* de chlorophylle à la station N2 dans le détroit Smith était de 5,02 mg m⁻³, indiquant le développement d'une biomasse le long de l'île d'Ellesmere.

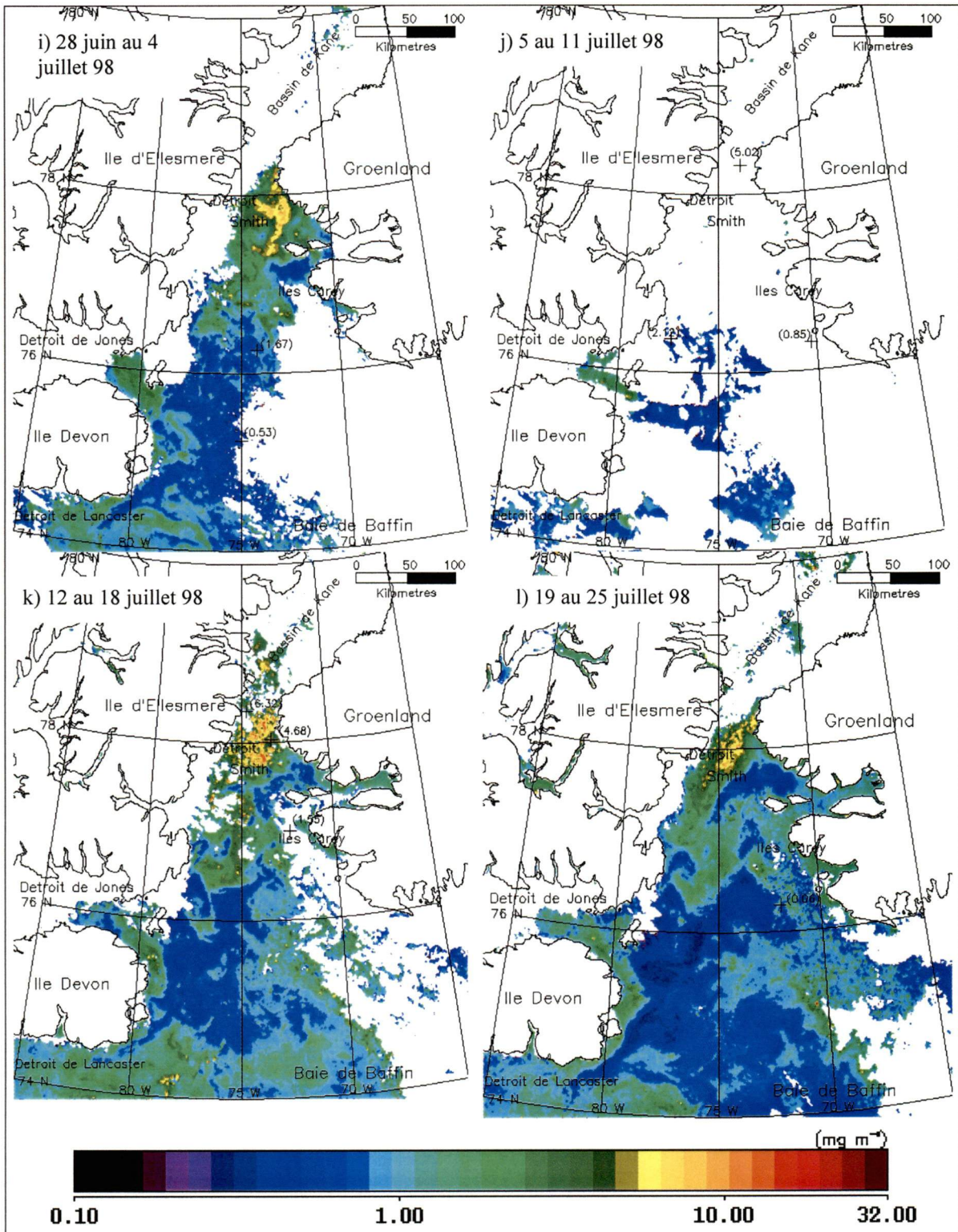
Du 12 juillet au 8 août (figures 6.1k, l, m et n), les fortes concentrations de chlorophylle (5 à 10 mg m⁻³) occupaient le secteur du détroit Smith et s'étendaient vers le sud jusqu'à 77,75°N. Une diminution de la chlorophylle (<1,5 mg m⁻³) est notée dans le secteur situé au nord-ouest de l'île Northumberland. Par contre, on a observé une augmentation des valeurs de chlorophylle le long de l'île d'Ellesmere. Malgré la présence de glace du côté canadien, on

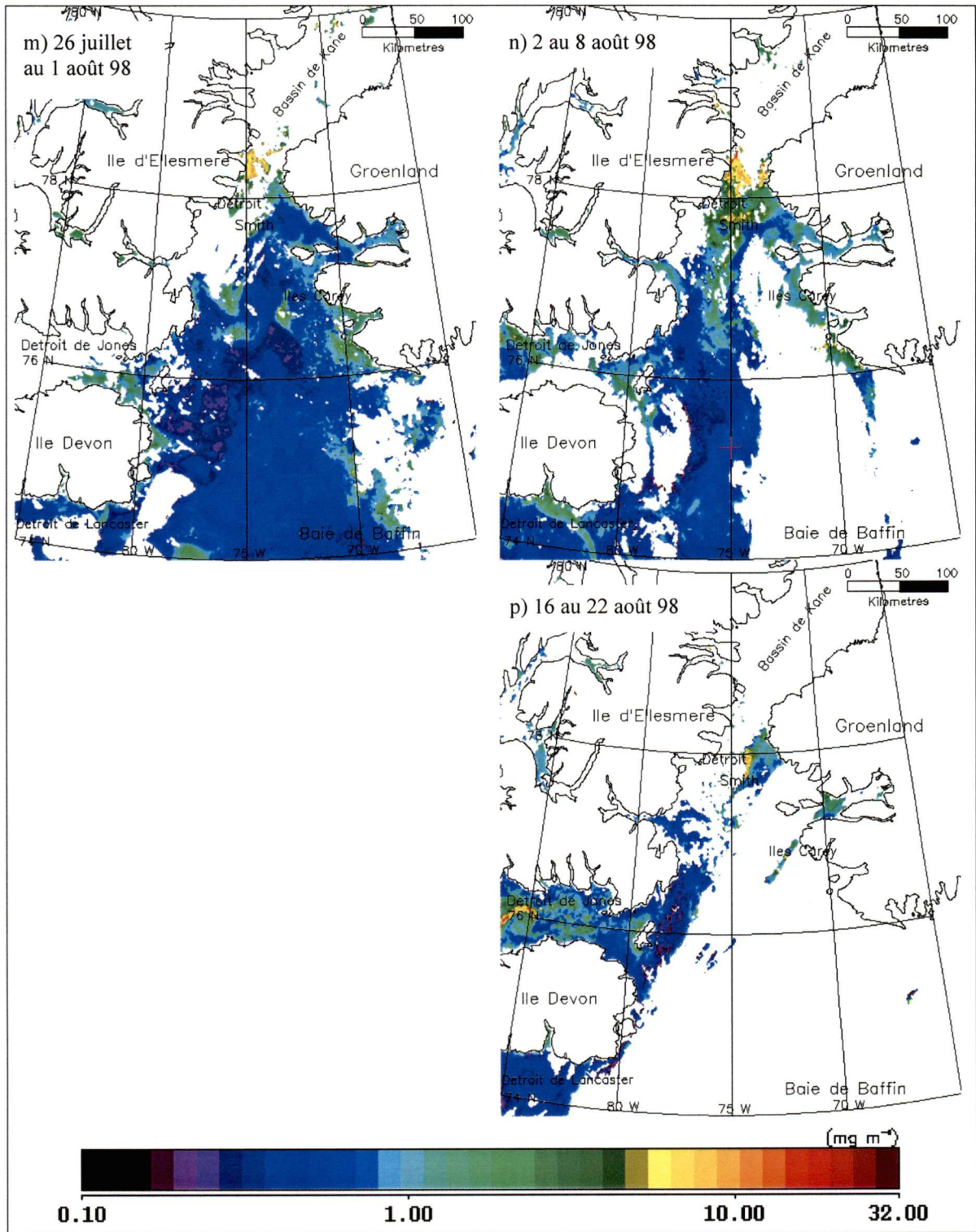
peut observer que les concentrations pouvaient atteindre des valeurs aussi fortes que 7 mg m^{-3} dans ce secteur. Autour des îles Carey et dans la partie sud-est de la polynie, on note des valeurs de chlorophylle un peu plus élevées (2 mg m^{-3}). On note aussi l'intrusion des faibles concentrations ($< 0,5 \text{ mg m}^{-3}$) dans le détroit de Lancaster. Aucune image n'était disponible pour la semaine du 9 au 15 août.

Pour les trois dernières semaines de l'été 1998 (figures 6.1p, q et r), les fortes concentrations de chlorophylle (5 mg m^{-3}) semblaient toujours présentes dans le secteur du détroit Smith, du côté du Groënland. Pour ce qui est du reste de la baie, les concentrations de chlorophylle étaient de l'ordre de $0,5 \text{ mg m}^{-3}$.









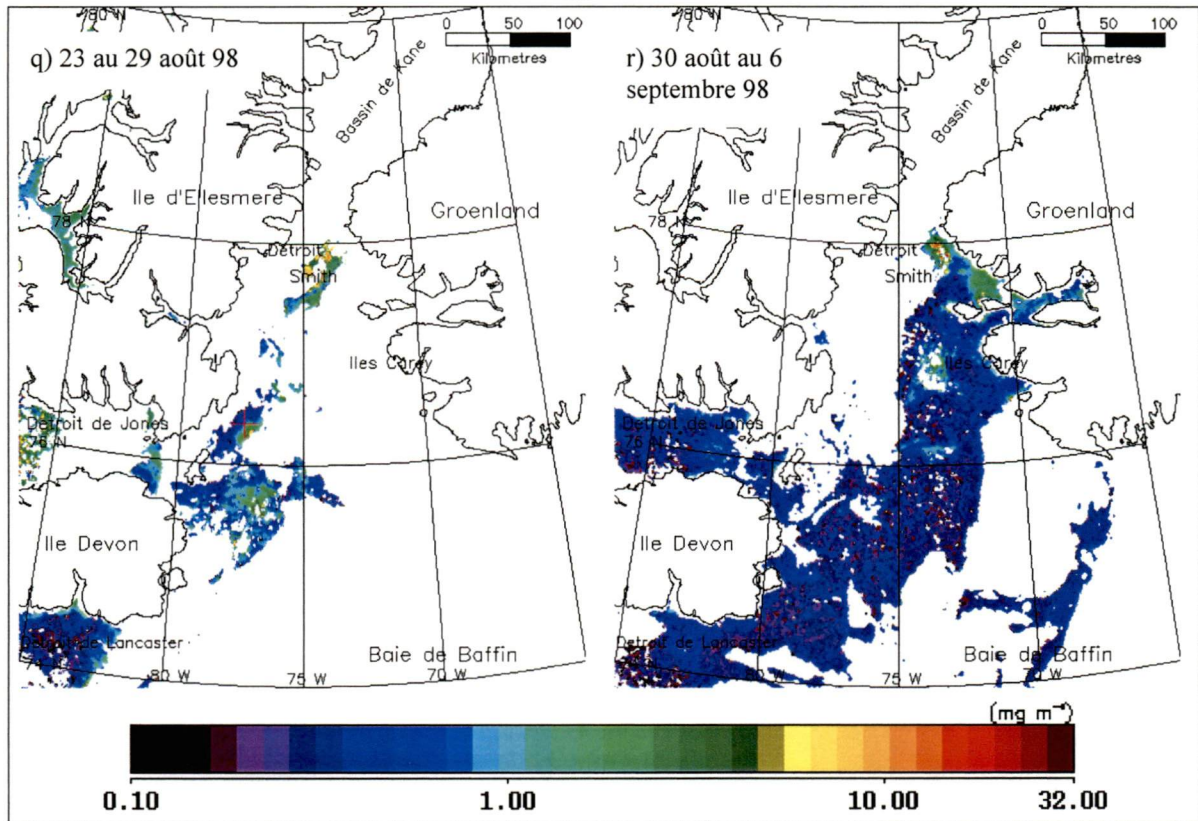


Figure 6.1. – Moyennes hebdomadaires de la concentration de chlorophylle estimées à l'aide des données SeaWiFS en 1998. Les chiffres entre parenthèses représentent les mesures *in situ* de chlorophylle *a* en mg m^{-3} à la surface.

6.2. Images SeaWiFS de l'été 1999

En mai 1999 (figures 6.2a, b et d), la polynie a commencé à se former à la hauteur du détroit Smith, le long du Groënland. Dans ce secteur, les concentrations de chlorophylle étaient faibles ($< 0,7 \text{ mg m}^{-3}$) au début du mois et atteignaient 2 mg m^{-3} à la fin du mois (figure 6.2d). Du côté canadien, les figures 6.2c et 6.2d montrent de faibles concentrations ($< 0,5 \text{ mg m}^{-3}$). Il est intéressant de noter qu'un couvert nuageux sur la polynie a duré pendant dix jours, soit du 17 au 26 mai. Malgré cette longue période de temps sans images, on n'a remarqué qu'une très légère augmentation de la chlorophylle (jusqu'à 2 mg m^{-3}) dans le détroit Smith.

Lors de la semaine du 31 mai au 6 juin (figure 6.2e), des augmentations importantes de l'étendue des eaux ouvertes et des concentrations de chlorophylle ont été observées. Une importante biomasse (5 à 10 mg m^{-3}) s'est développée dans la région comprise entre le sud-est du détroit Smith jusqu'à la latitude de $76,25^\circ\text{N}$ et entre les longitudes 73 et $74,5^\circ\text{W}$. Ailleurs, les concentrations étaient faibles ($< 1 \text{ mg m}^{-3}$) du côté canadien, à partir du nord du détroit Smith, alors que près de la côte du Groënland, à la hauteur du Cap Perry, les concentrations de chlorophylle étaient d'environ 2 mg m^{-3} .

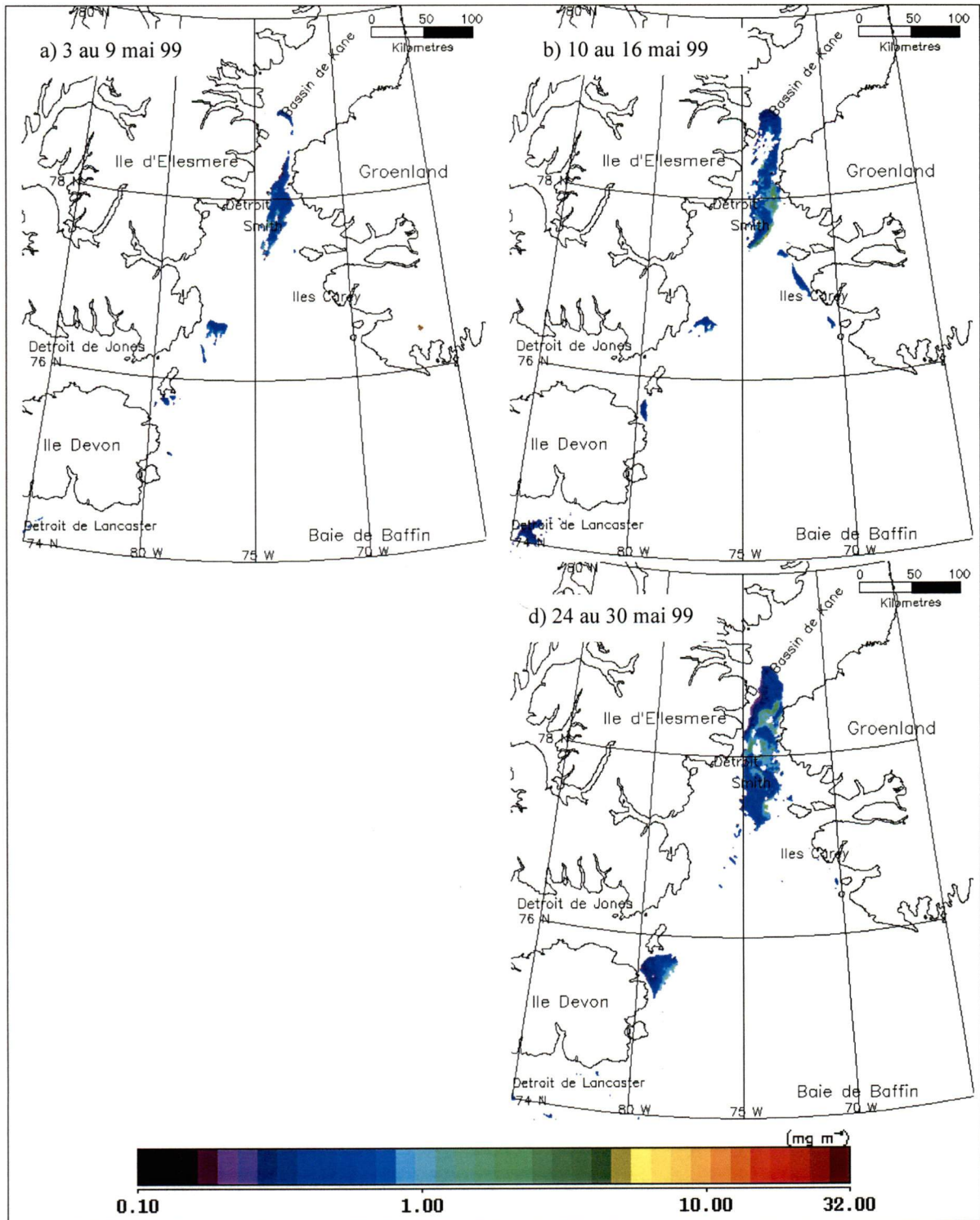
Dans la semaine du 7 au 13 juin (figure 6.2f), le bloom de phytoplancton qui avait débuté la semaine précédente a pris de l'expansion et augmenté en intensité. Au centre de ce bloom, les concentrations de chlorophylle calculées étaient au-delà de 10 mg m^{-3} . On a évalué l'étendue du bloom ($[\text{chloro}] > 5 \text{ mg m}^{-3}$) à environ 22700 km^2 . Entre les îles Carey et le Groënland, on a observé des concentrations entre 1 et 2 mg m^{-3} . Les faibles valeurs de chlorophylle ($< 1 \text{ mg m}^{-3}$) le long de la banquise de l'île d'Ellesmere ont persisté dans le détroit Smith. Dans le sud de la polynie, le couvert de glace était toujours présent. Au cours de la semaine du 14 au 20 juin (figure 6.2g) le bloom de phytoplancton s'est étendu vers le sud jusqu'à la sortie du passage Lady Ann, atteignant son étendue maximale de 29500 km^2 . Deux zones où les concentrations de chlorophylle dépassaient 15 mg m^{-3} ont été observées entre les 14 et 27 juin (figures 6.2g et h), soit juste au nord des îles Carey et au centre de la polynie, à la position $76,25^\circ\text{N}$; 74°W . Comme pour les semaines précédentes, les concentrations étaient faibles ($< 1 \text{ mg m}^{-3}$) du côté canadien et de l'ordre de 2 mg m^{-3} entre les îles Carey et la côte du Groënland.

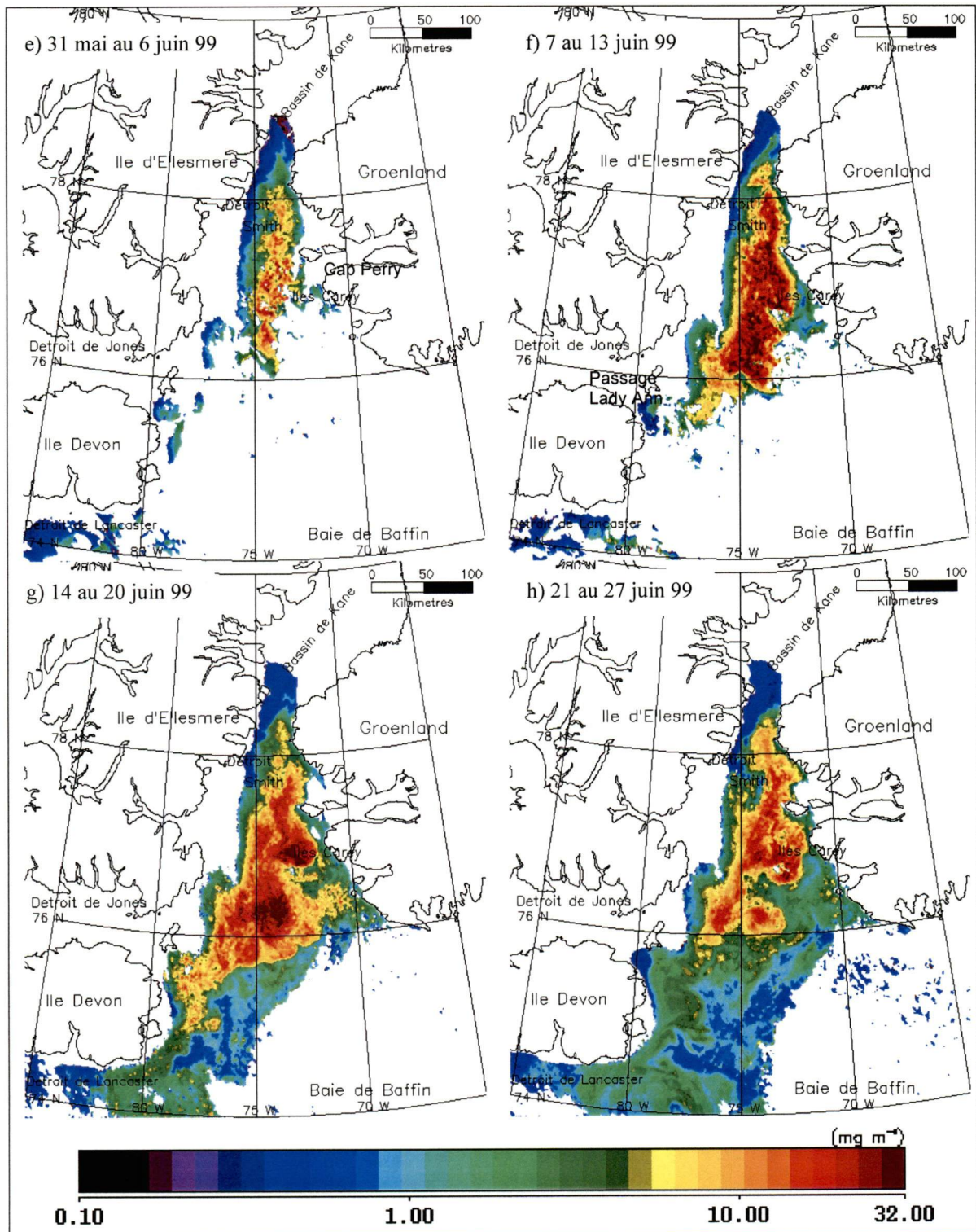
Malgré, une diminution de l'étendue à partir de la semaine du 21 au 27 juin (figure 6.2h), le bloom de phytoplancton montre encore de très fortes valeurs ($>10 \text{ mg m}^{-3}$) entre le 28 juin et 18 juillet (figures 6.2i, j et k). Bien que l'étendue du bloom soit restée plus ou moins constante ($\sim 15500 \text{ km}^2$), on remarque un léger déplacement de la biomasse de chlorophylle vers le détroit Smith. À l'ouest et au nord du bloom, il y avait toujours de faibles valeurs de chlorophylle ($< 1 \text{ mg m}^{-3}$). Au sud du bloom de phytoplancton, les concentrations variaient entre $0,5$ et 1 mg m^{-3} . Au cours de la semaine du 12 au 18 juillet (figure 6.2k) on observe les

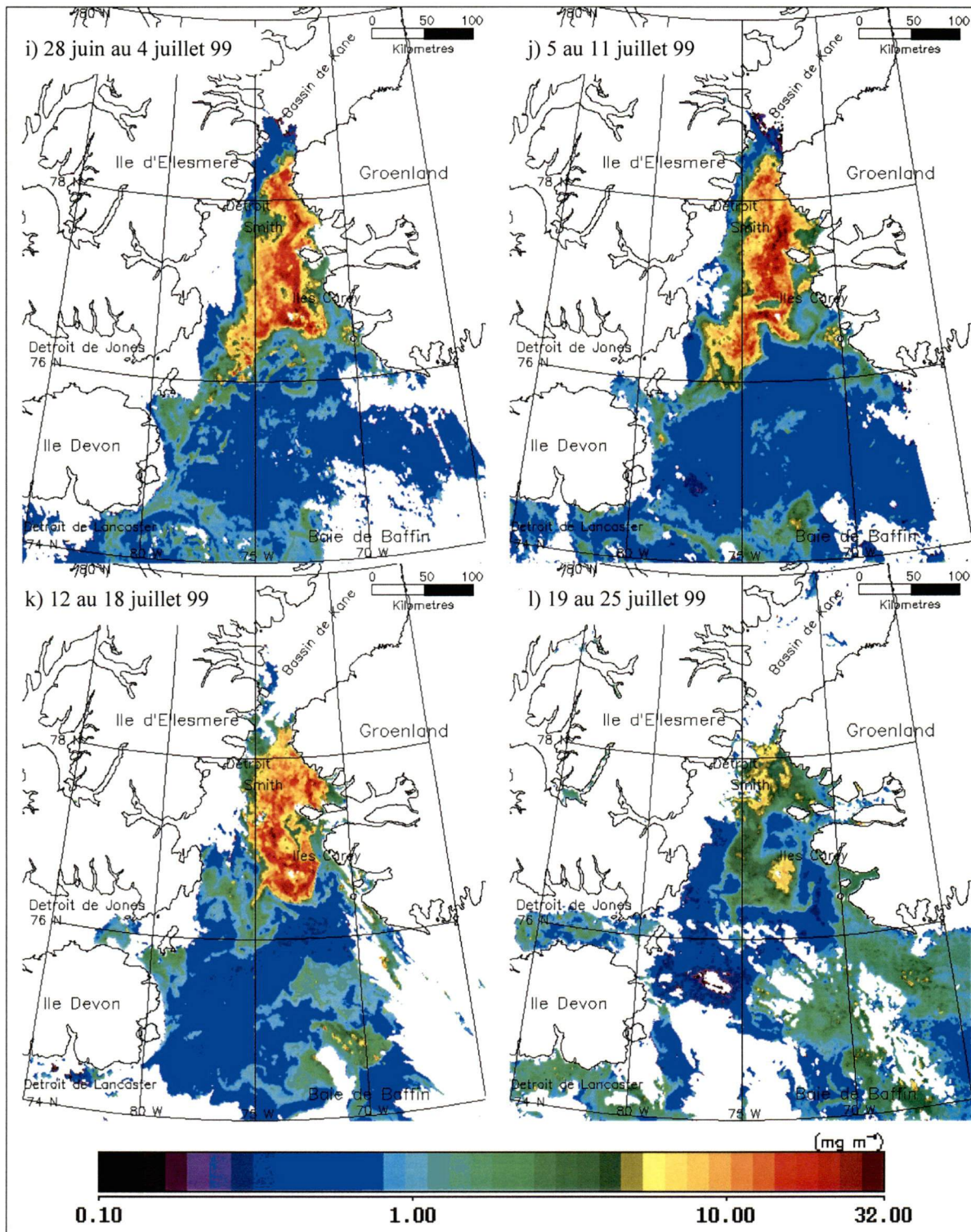
premières glaces dérivantes provenant du bassin Kane, indiquant la brisure du pont de glace qui caractérise ce secteur au printemps et tôt en été.

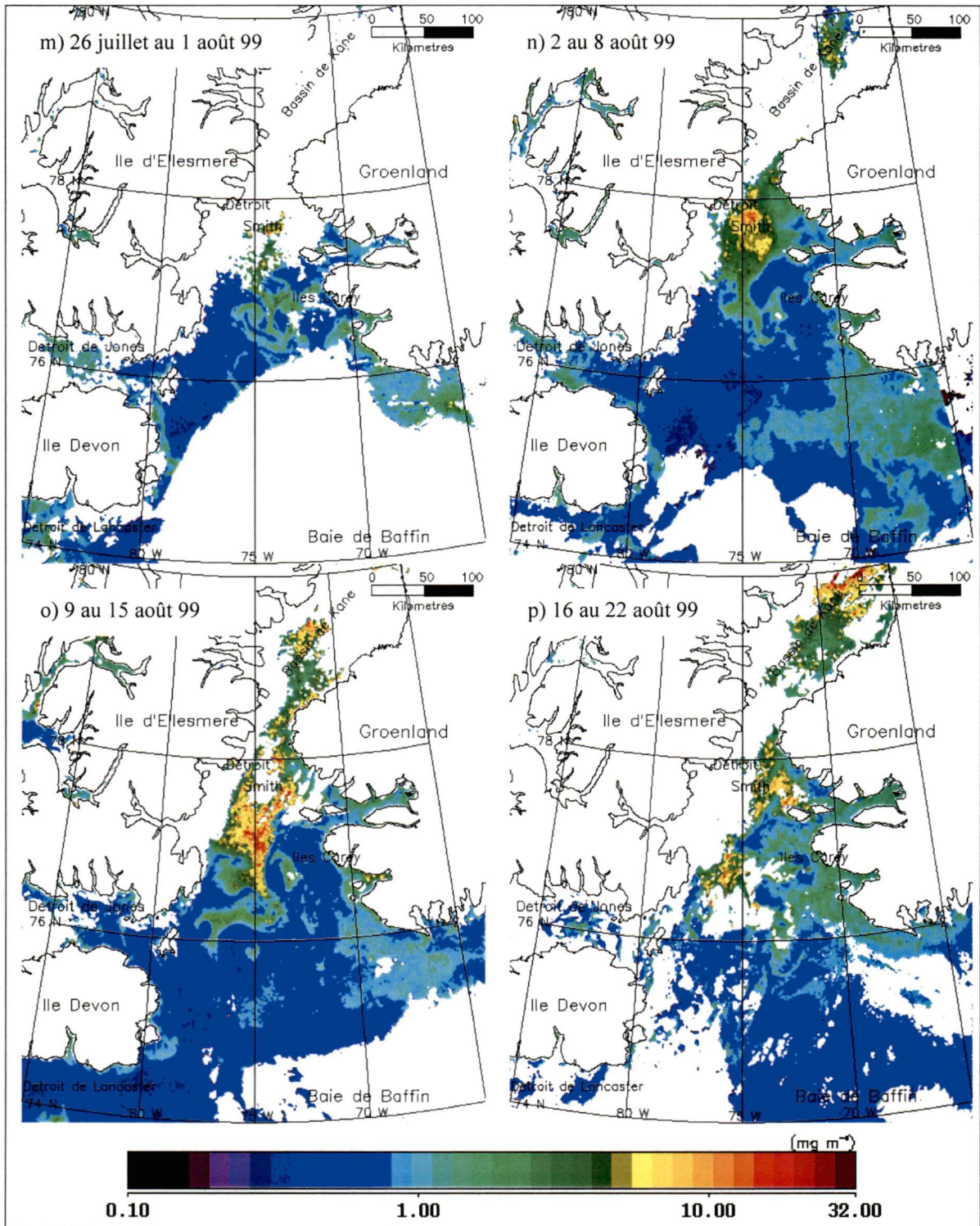
L'important bloom observé depuis la semaine du 30 mai au 6 juin s'est finalement terminé lors de la semaine du 19 au 25 juillet (figure 6.2l). Cependant, deux zones de concentration de chlorophylle encore assez importantes ($5 \text{ à } 10 \text{ mg m}^{-3}$) étaient présentes autour des îles Carey et au sud du détroit Smith. Du côté canadien, la quantité de glace provenant du bassin de Kane a augmenté. Du 2 au 15 août (figures 6.2n et o) la zone de fortes concentrations en chlorophylle était encore présente au sud du détroit Smith, au-delà du parallèle $77,25^\circ\text{N}$. Au cours de cette période, les concentrations variant de $5 \text{ à } 10 \text{ mg m}^{-3}$ se retrouvaient essentiellement du côté canadien et le long du méridien 75°W . L'étendue de ce patron de chlorophylle a augmenté entre ces deux semaines, passant de 2300 km^2 à 7000 km^2 . La partie ouest du détroit Smith était toujours affectée par la présence de glace provenant du bassin Kane. Des concentrations de l'ordre de 2 mg m^{-3} étaient aussi présentes dans le secteur des îles Carey.

Pour les trois dernières semaines de 1999 (figures 6.2p, q et r), la chlorophylle était encore élevée ($5 \text{ à } 10 \text{ mg m}^{-3}$) le long du Groënland dans le secteur du détroit Smith et plus au sud, du côté canadien ($2 \text{ à } 5 \text{ mg m}^{-3}$). À la station E2 échantillonnée le 2 septembre 1999, la concentration de chlorophylle était de $4,27 \text{ mg m}^{-3}$, ce qui est dans le même ordre de grandeur que les estimations de SeaWiFS. Dans le Nord du bassin de Kane, les concentrations de chlorophylle atteignaient jusqu'à 10 mg m^{-3} . Au sud du parallèle 76°N , les concentrations étaient toujours faibles ($<0,5 \text{ mg m}^{-3}$).









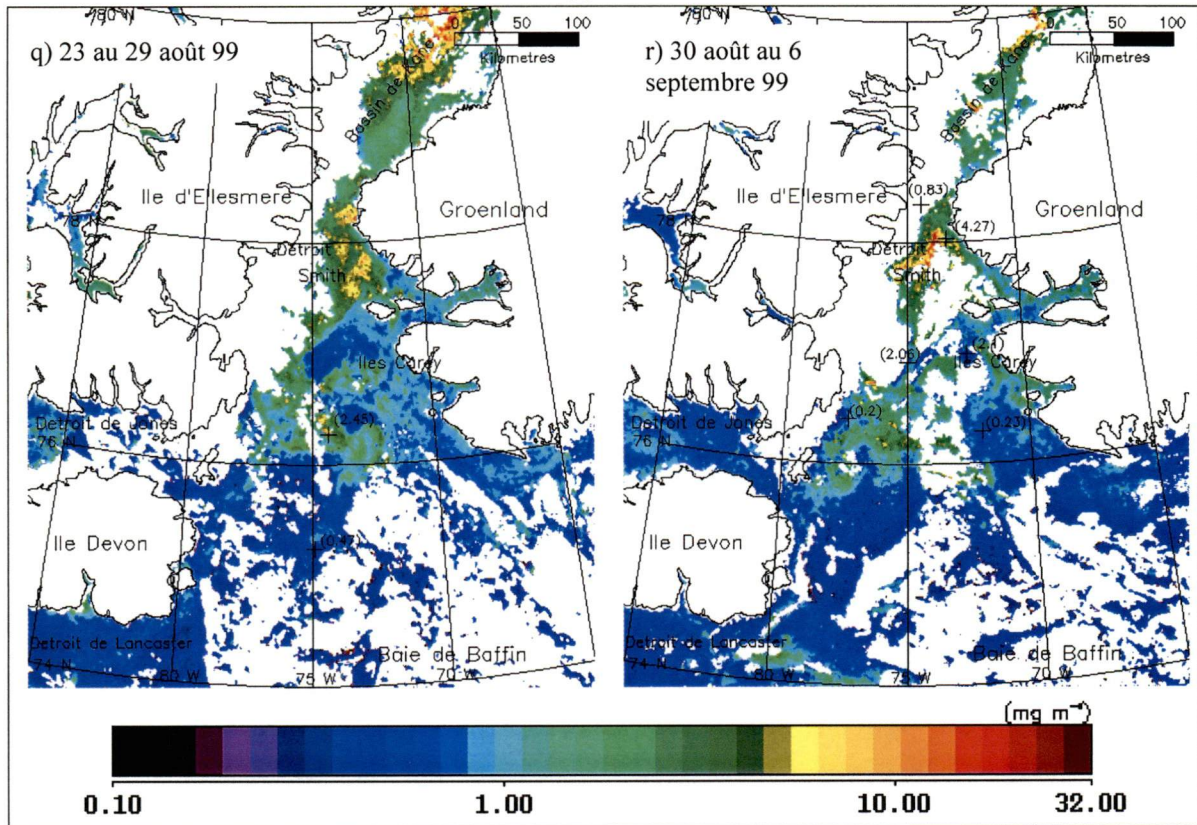


Figure 6.2. - Moyennes hebdomadaires de la concentration de chlorophylle estimées à l'aide des données SeaWiFS en 1999. Les chiffres entre parenthèses représentent les mesures *in situ* de chlorophylle *a* en mg m^{-3} à la surface.

6.3. Variations spatio-temporelles de la concentration de chlorophylle aux stations de monitoring et d'échantillonnage

En août 1997, neuf stations de monitoring comprenant des courantomètres et des trappes à sédiments ont été installées dans la polynie à partir du NGCC Louis S. St-Laurent aux positions indiquées sur la figure 6.3. En juillet 1998, à bord du NGCC Pierre Radisson, on a remplacé les instruments installés en 1997. Enfin en août 1999, lors de la mission NOW99, on a récupéré les instruments installés l'année précédente. Un suivi de la concentration de

chlorophylle de surface par télédétection à ces stations s'avère donc d'un grand intérêt afin de compléter les mesures *in situ*.

Le groupement par secteurs des stations, proposé par Klein *et al.* (communication personnelle), a été repris ici pour la présentation de l'évolution temporelle des concentrations de chlorophylle estimées à l'aide des données de SeaWiFS en 1998 et 1999 (figure 6.3.). En plus des stations de monitoring, nous avons aussi sélectionné d'autres stations échantillonnées à plusieurs reprises en 1998 et calculé la concentration moyenne pour chaque secteur défini par Klein *et al.* (communication personnelle).

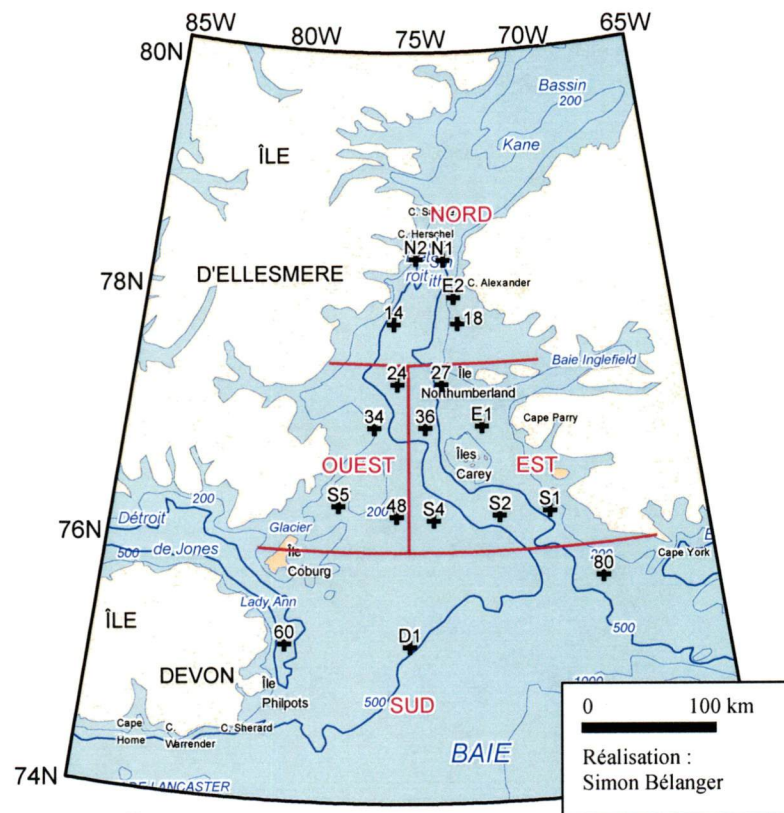


Figure 6.3. – Localisation des régions et des stations étudiées. Les stations de monitoring sont indiquées par une lettre (D, E, S, N)

6.3.1. Secteur nord

Le secteur nord représente la région située au nord de 77,5°N, comprenant le détroit Smith et ses environs (figure 6.3.). Trois stations de monitoring (N1, N2 et E2) et deux stations d'échantillonnage (14 et 18) ont été sélectionnées pour suivre l'évolution spatio-temporelle de la chlorophylle dans cette région (figure 6.4.). La figure 6.4. montre que la concentration de chlorophylle varie dans l'espace et dans le temps à l'intérieur de ce secteur. En 1998, la chlorophylle a commencé à augmenter dès la semaine du 10 au 16 mai à la station 18, située du côté du Groënland. Lors de la semaine du 7 au 13 juin, le bloom a atteint son maximum d'intensité aussi du côté du Groënland aux stations E2 et 18 (19,8 et 18,5 mg m⁻³ respectivement). La chlorophylle est restée supérieure à 7 mg m⁻³ à la station 18 jusqu'à la fin de juin. Bien que les concentrations soient plus faibles du côté canadien, on note des valeurs de 8,5 et 5 mg m⁻³ à la station 14 lorsque le bloom atteint son maximum (7 au 20 juin). Dans le détroit Smith, les concentrations sont plus faibles du côté canadien ($0,38 < N2 < 0,64$ mg m⁻³) que du côté du Groënland ($0,97 < N1 < 3,18$ mg m⁻³). En juillet et août 1998, les valeurs les plus élevées étaient du côté canadien (N2 et 14), avec des valeurs de l'ordre de 5 mg m⁻³. En fin de saison, on note une augmentation de la chlorophylle à la station 18, au sud-est du détroit Smith.

En mai 1999, toutes les stations ont montré de faibles concentrations de chlorophylle (0,31 à 1,94 mg m⁻³). Au cours de cette période les plus fortes concentrations ont été mesurées aux stations E2 et 18, soit 1,76 et 1,94 mg m⁻³ respectivement. Durant le bloom, la chlorophylle était plus abondante aux stations situées du côté du Groënland (N1, E2 et 18) que pour celles du côté canadien (N2 et 14). Le premier pic est survenu lors de la semaine du 7 au 13 juin, où l'on a mesuré 16,5 et 12,6 mg m⁻³ de chlorophylle aux stations E2 et 18 respectivement. Le bloom a atteint son maximum lors de la semaine du 21 au 27 juin à la station 18 (21 mg m⁻³) et une semaine plus tard à la station E2 (17,6 mg m⁻³).

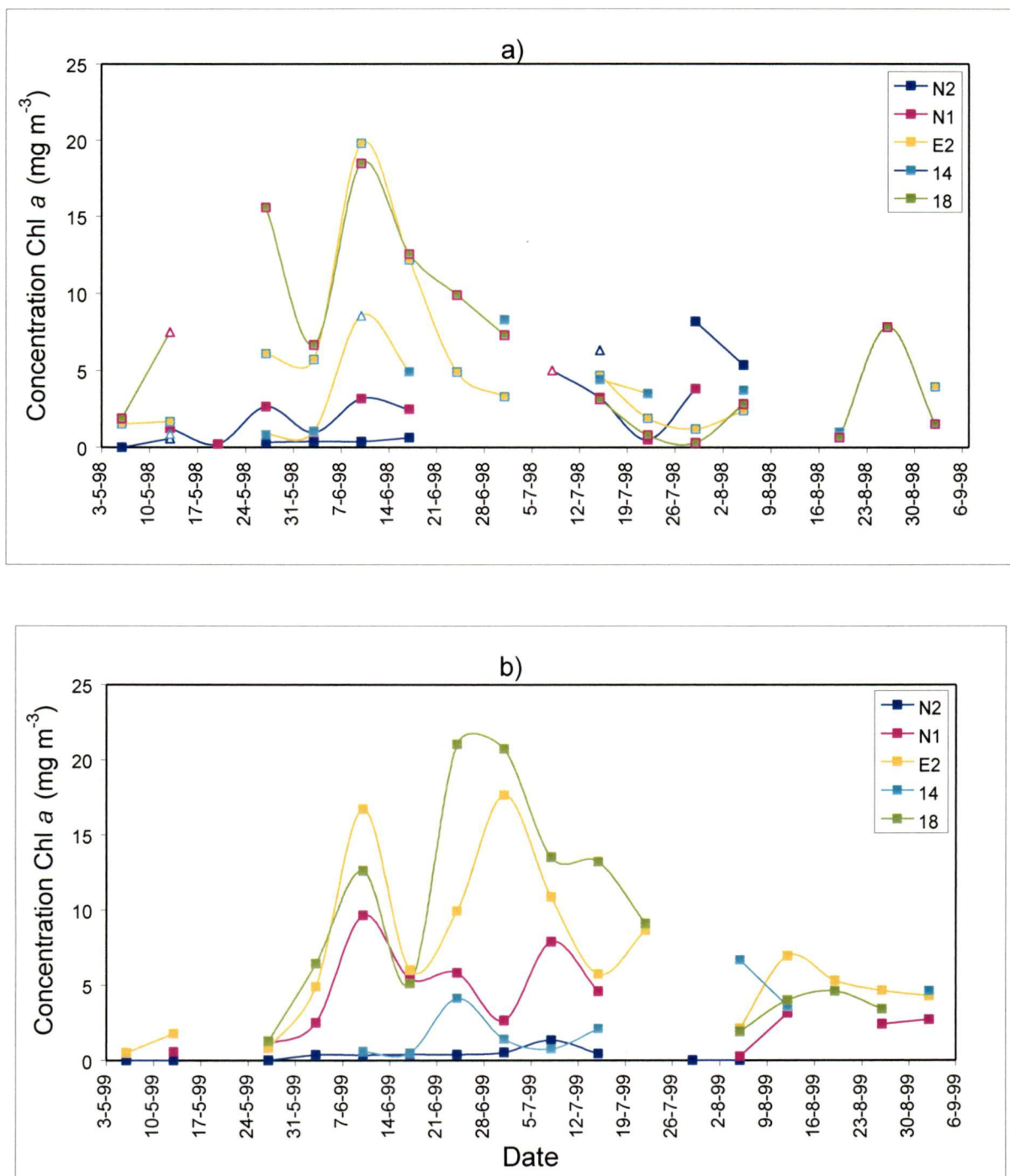


Figure 6.4. – Concentration de chlorophylle à cinq stations situées dans le secteur nord de la polynie. a) 1998 et b) 1999. Les triangles représentent les mesures *in situ* pour la zone euphotique en mg m⁻³.

Les concentrations sont restées supérieures à 5 mg m^{-3} à ces deux stations jusqu'à la mi-juillet. Durant le bloom, les stations du côté canadien ont montré de faibles valeurs de chlorophylle ($0,35$ à $0,58 \text{ mg m}^{-3}$), sauf à la station 14 lors de la semaine du 21 au 27 juin où l'on a mesuré une concentration de $4,1 \text{ mg m}^{-3}$. La station N1, située près du Groënland, a montré des concentrations supérieures à $2,5 \text{ mg m}^{-3}$ avec un maximum de $9,6 \text{ mg m}^{-3}$ atteint lors de la semaine du 7 au 13 juin. Contrairement à 1998, la chlorophylle du côté du Groënland (stations E2 et 18) est restée de l'ordre de 5 mg m^{-3} jusqu'à la fin août. Cependant, comme en 1998, on a aussi noté une augmentation de la chlorophylle du côté canadien après le bloom printanier, où l'on a même mesuré des concentrations de 4 et $6,7 \text{ mg m}^{-3}$ à la station 14.

6.3.2. Secteur est

Le secteur est représente la région située à l'est du méridien 75°W , et est compris entre les latitudes 76° et $77,5^\circ\text{N}$ (figure 6.3.). Dans ce secteur, quatre stations de monitoring (E1, S1, S2 et S4) et deux stations d'échantillonnage (27 et 36) ont été choisies pour suivre l'évolution temporelle de la concentration de chlorophylle (figure 6.5.).

En 1998, le bloom de phytoplancton était présent aux stations 27 et 36 entre le 24 mai et le 21 juin. La concentration de chlorophylle la plus élevée (23 mg m^{-3}) a été observée lors de la première semaine de juin, à la station 27 située au nord-ouest du secteur. Aux stations S4 et S2 situées au sud des îles Carey, de fortes concentrations ont été mesurées ($15,68$ et $15,34 \text{ mg m}^{-3}$) lors des deux premières semaines du bloom (24 au 30 mai). À la station E1 située au nord-est des îles Carey, on a aussi mesuré $9,12 \text{ mg m}^{-3}$ de chlorophylle lors de la dernière semaine du bloom (14 au 20 juin). Par contre, à la station la plus sud-est de la région (S1), les concentrations de chlorophylle sont restées faibles toute la saison. On remarque aussi que le mois d'août a été peu observé par SeaWiFS en raison de la présence d'un couvert nuageux.

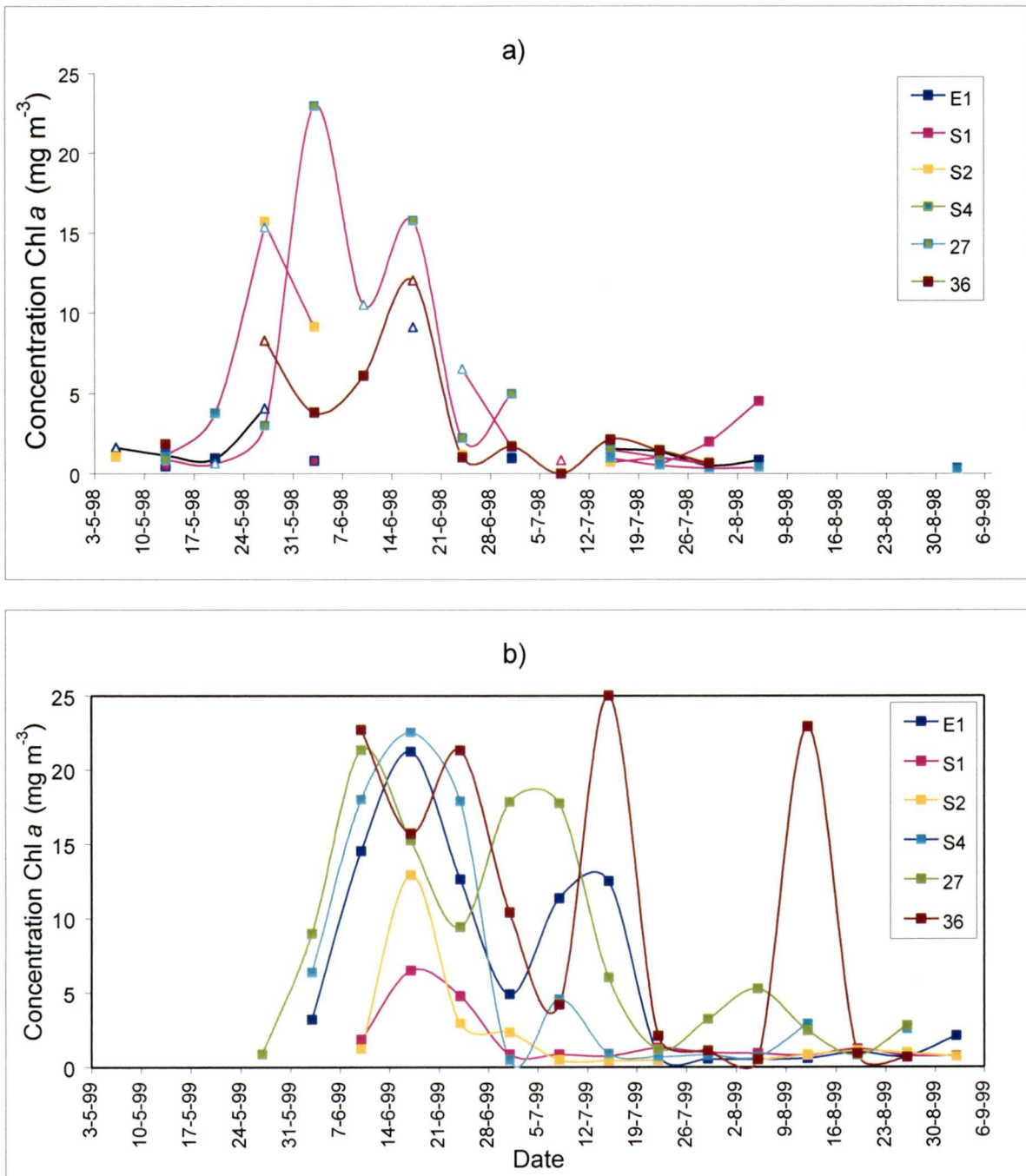


Figure 6.5. - Concentration de chlorophylle à six stations situées dans le secteur est de la polynie. a) 1998 et b) 1999. Les triangles représentent les mesures *in situ* pour la zone euphotique en mg m^{-3} .

En 1999, la présence d'un couvert de glace en mai a empêché l'observation de la chlorophylle dans le secteur est de la polynie. Le bloom débute lors de la première semaine de juin, alors que les stations E1, S4 et 27 ont montré des concentrations de 3,2, 6,35 et 8,9 mg m⁻³ respectivement. La chlorophylle variait entre 14,5 et 23 mg m⁻³ aux stations S4, E1, 27 et 36 entre les 7 au 13 juin. Les fortes concentrations ont d'ailleurs persisté aux trois stations situées au nord des îles Carey (27, 36 et E1) jusqu'aux environs du 18 juillet. Une deuxième augmentation de la chlorophylle a été observée au début du mois d'août aux stations 36 et 27 situées au nord-ouest des îles Carey. À la station S4 située au sud-ouest du secteur, on a mesuré de fortes valeurs de chlorophylle seulement pour les trois premières semaines du bloom (7 au 27 juin). Les deux stations situées au sud-est des îles Carey (S2 et S1) ont montré des concentrations plus faibles, sauf lors de la troisième semaine de juin où l'on a observé 12,9 mg m⁻³ à S2 et 6,5 mg m⁻³ à S1.

6.3.3. Secteur ouest

Le secteur ouest est situé à l'Ouest du méridien 75°W, le long de l'île d'Ellesmere, et est compris entre les latitudes 76°N et 77.5°N (figure 6.3.). Une station de monitoring (S5) située près de la côte d'Ellesmere, dans la glace une grande partie de l'été, et trois stations d'échantillonnage (24, 34 et 48) ont été choisies afin de couvrir cette région (figure 6.6.).

En 1998, les concentrations de chlorophylle ont augmenté (stations 34 et 48) lors des deux dernières semaines du mois de mai, atteignant 17,1 mg m⁻³ à la station 48 durant la première semaine de juin. Un peu plus au nord, à la station 24, une augmentation graduelle de la chlorophylle entre le 24 mai et le 20 juin a été observée pour finalement atteindre 10,9 mg m⁻³. Après le bloom, les concentrations sont restées assez faibles à toutes les stations. On a d'ailleurs observé à la station S5 de faibles concentrations à partir du 21 juin jusqu'au 6 septembre.

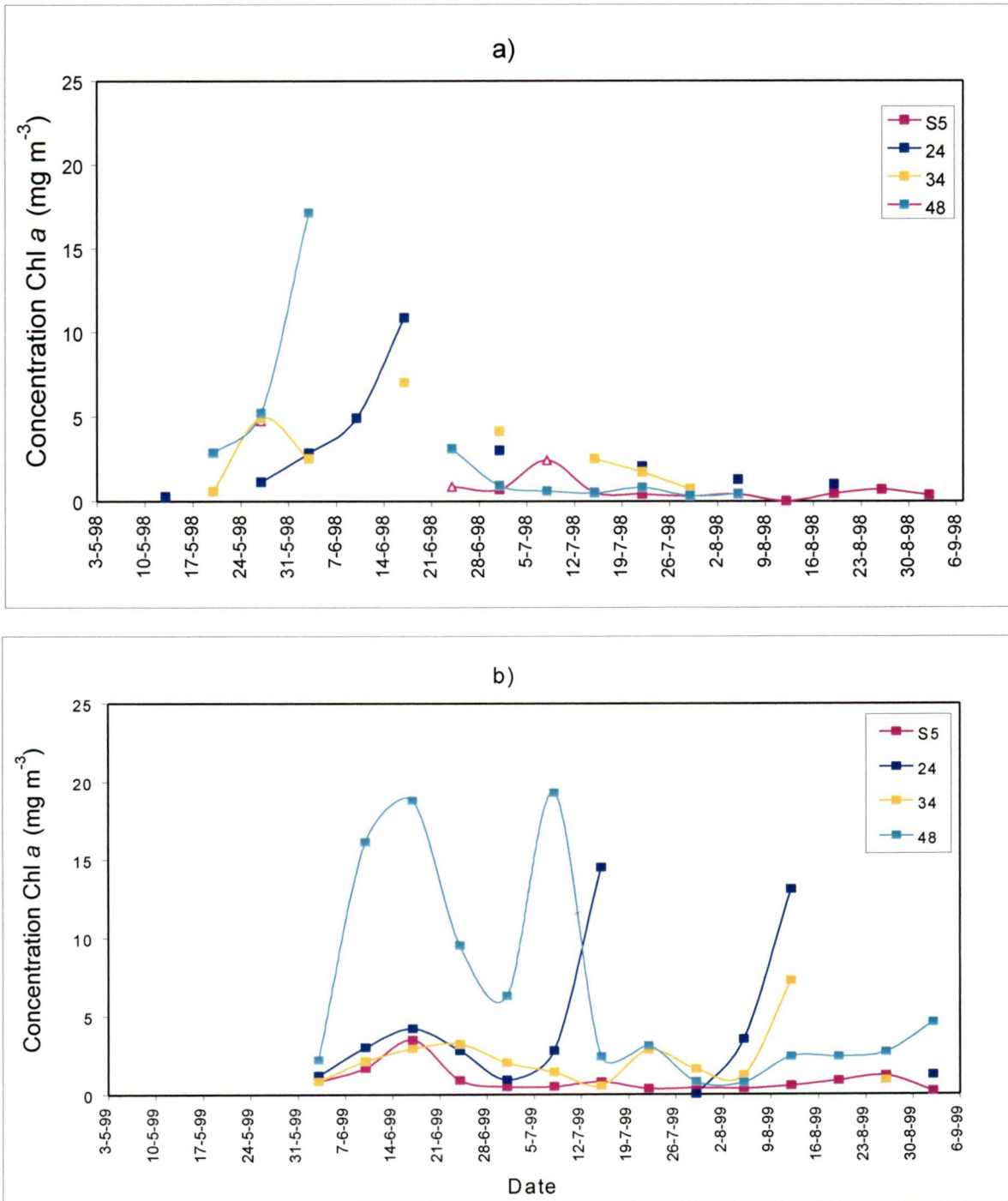


Figure 6.6. - Concentration de chlorophylle à quatre stations situées dans le secteur ouest de la polynie. a) 1998 et b) 1999. Les triangles représentent les mesures *in situ* pour la zone euphotique en mg m^{-3} .

Au début juin 1999, les concentrations de chlorophylle étaient faibles aux quatre stations étudiées (0,8 à 2,1 mg m⁻³). À la station 48, située dans le sud-est du secteur, on a observé de très fortes valeurs de chlorophylle (6 à 18,8 mg m⁻³) entre le 7 juin et le 12 juillet. À la station 24 située plus au nord, on a observé deux pics de chlorophylle (13 et 14 mg m⁻³), soit lors de la dernière semaine du bloom (12 au 18 juillet) et entre les 9 et 15 août. Durant cette période, on note aussi une concentration de 7 mg m⁻³ de chlorophylle à la station 34. Comme en 1998, la chlorophylle a été faible à la station S5 pour toute la saison.

6.3.4. Secteur sud

Le secteur sud de la polynie a été défini comme étant la région située au sud du parallèle 76°N (figure 6.3.). Une station de monitoring (D1) et deux stations d'échantillonnage (60 et 80) ont été choisies dans ce secteur (figure 6.7.).

En 1998, les concentrations de chlorophylle étaient plus élevées (1,3 à 2,8 mg m⁻³) à la station 60, située près de l'île Devon. Aux stations D1 et 80, les concentrations ont été faibles durant toute la saison (<1 mg m⁻³). Plus ou moins le même scénario a été observé en 1999. Cependant, deux semaines après la fonte de la glace le long du Groënland (12 au 18 juillet), à la station 80, on note une concentration de chlorophylle atteignant 3,1 mg m⁻³.

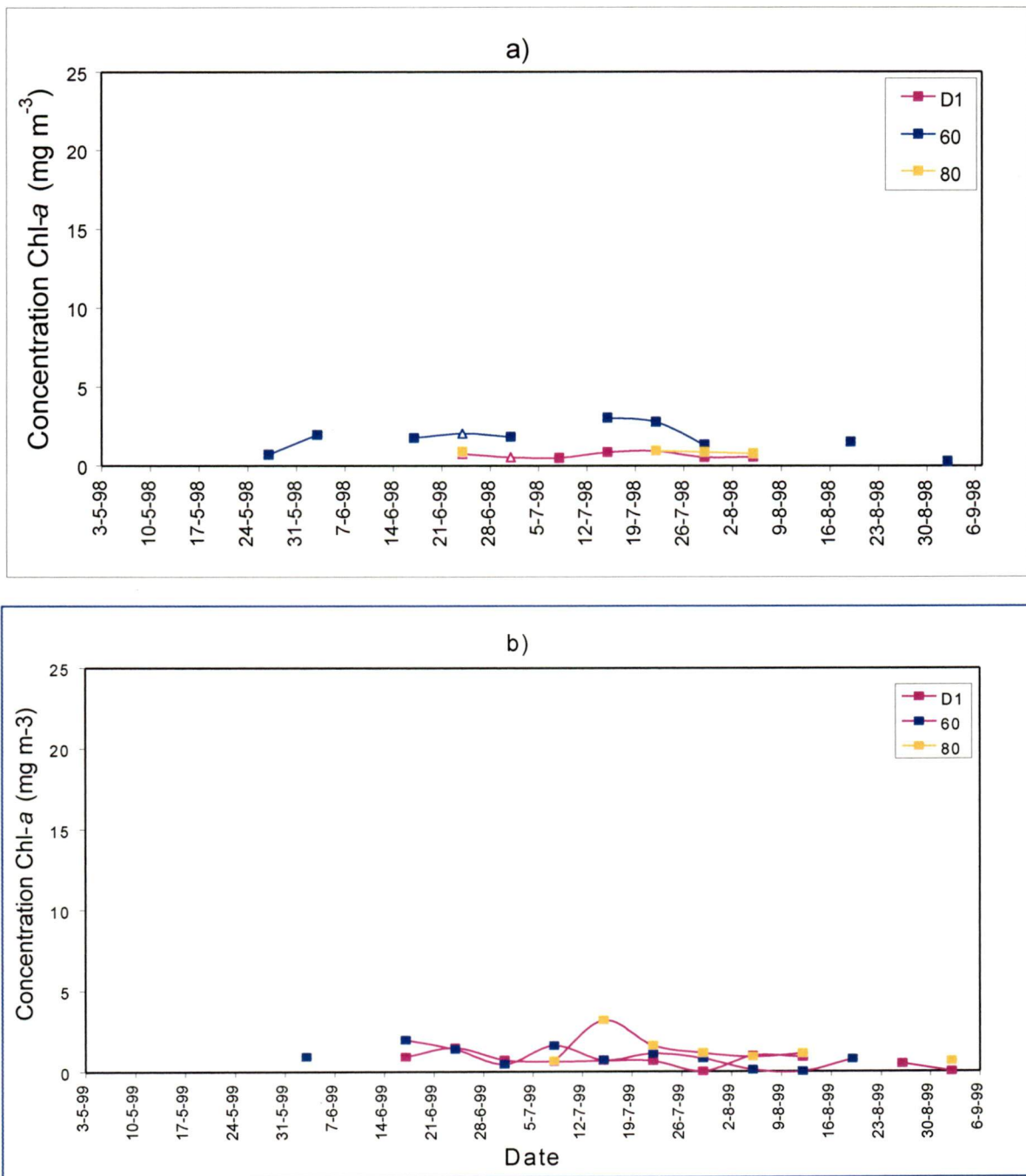


Figure 6.7. - Concentration de chlorophylle à trois stations situées dans le secteur sud de la polynie. a) 1998 et b) 1999. Les triangles représentent les mesures *in situ* pour la zone euphotique en mg m^{-3} .

6.3.5. Sommaire des variations spatio-temporelles des concentrations de chlorophylle pour la polynie NOW

Pour chaque semaine des étés 1998 et 1999, nous avons calculé la concentration de chlorophylle moyenne pour chacun des secteurs de la polynie (figure 6.3.) à partir des images SeaWiFS. Seulement les pixels valides (voir la section 4.1.) ont servi pour le calcul de la moyenne. La figure 6.8. permet de suivre l'évolution spatio-temporelle de la chlorophylle dans la polynie à partir des quatre secteurs définis. Dans le tableau 6.1. sont présentés les pourcentages de couverture des pixels utilisés pour calculer la moyenne par région. Plus le pourcentage est élevé, plus la moyenne calculée est représentative de la réalité. On remarque qu'en mai et juin, peu de pixels sont utilisés pour calculer la concentration de chlorophylle *a* moyenne dans le secteur sud de la polynie en raison de la présence d'un couvert de glace. Pour les secteurs est, ouest et sud, un couvert de glace en mai 1999 a aussi réduit le nombre de pixels disponibles. Enfin, on peut mettre en doute les concentrations moyennes de chlorophylle *a* obtenues pour la semaine du 5 au 11 juillet 1998, alors que la présence de nuages empêchait la télédétection de la polynie.

Les résultats montrent que l'évolution spatiale des patrons de chlorophylle était similaire pour les deux étés. Pour les deux années étudiées, le bloom de phytoplancton a débuté du côté est et était plus fort que dans les autres parties de la polynie. Durant le bloom printanier, l'augmentation de la chlorophylle dans le secteur ouest se fait une semaine après l'augmentation dans l'Est. Cela est dû au fait que le patron de phytoplancton qui s'est d'abord développé du côté est s'étend jusque dans le secteur ouest. Dans la partie nord, les concentrations de chlorophylle augmentent graduellement pendant le bloom et atteignent un maximum lors de la dernière semaine du bloom. Après le bloom, les concentrations de chlorophylle restent assez élevées ($\sim 4 \text{ mg m}^{-3}$) dans la partie nord de la polynie. Dans le secteur sud, bien qu'on observe un pic de chlorophylle en même temps que le bloom, les concentrations sont généralement inférieures à 1 mg m^{-3} .

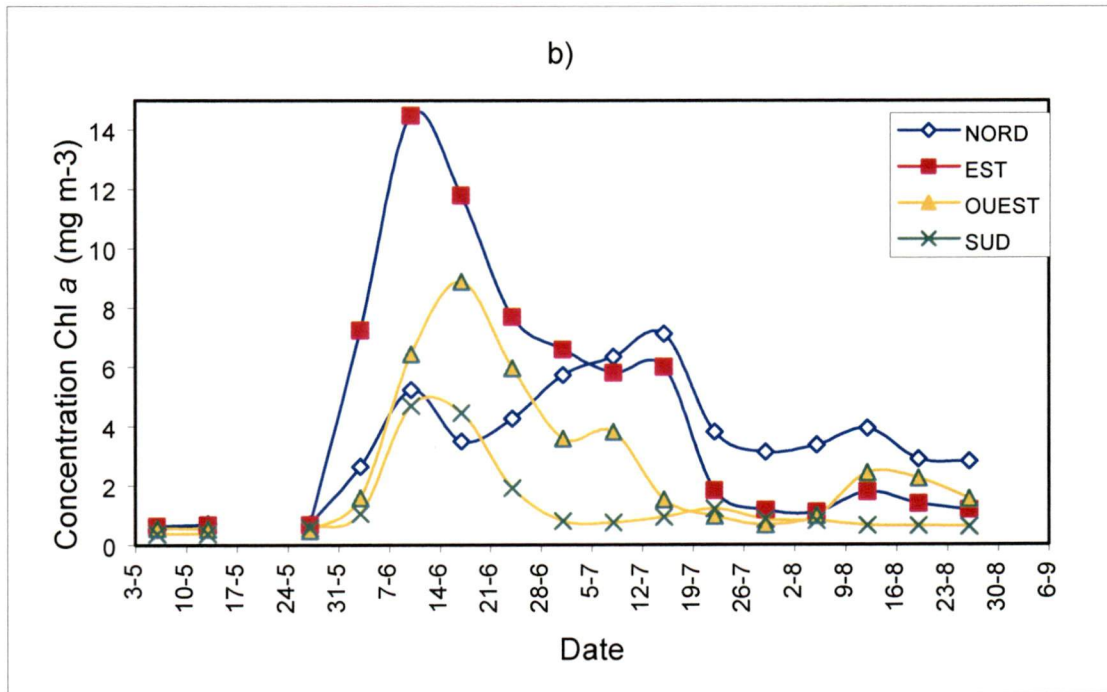
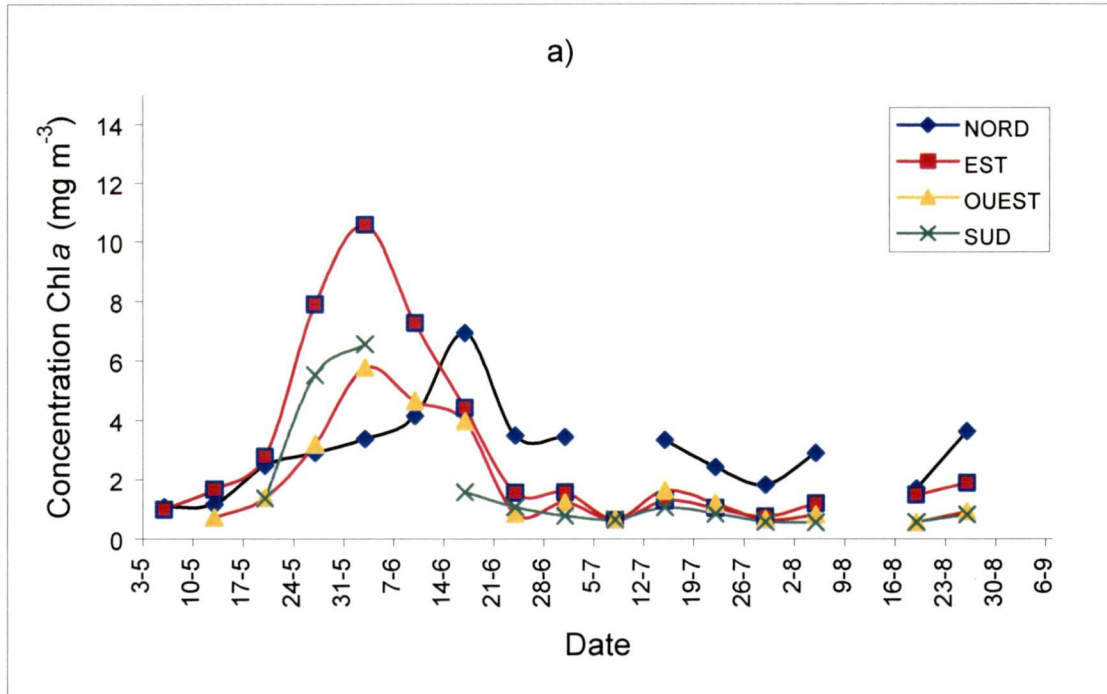


Figure 6.8. – Concentration de chlorophylle moyenne pour les secteurs nord, est, ouest et sud de la polynie. a) 1998; b) 1999.

Tableau 6.1. – Pourcentage de pixels disponibles pour calculer la concentration de chlorophylle *a* moyenne dans chaque secteur de la polynie

Semaine	1998				1999			
	Nord (%)	Sud (%)	Est (%)	Ouest (%)	Nord (%)	Sud (%)	Est (%)	Ouest (%)
3-9 mai	42	--	10	--	19	0,5	1,1	6
10-16 mai	66	--	54	12	54	2.3	6	9
17-23 mai	20	7	21	28	--**	--	--	--
24-30 mai	94	15	72	67	53	2.3	5	2
31-6 juin	100	24	80	72	74	3.5	44	36
7-13 juin	100	--	16	48	77	11	73	58
14-20 juin	97	10	43	40	82	33	100	60
21-27 juin	53	5	36	0,03	86	50	100	66
28-4 juil.	60	39	72	75	89	77	100	70
5-11 juil.	--	18	6	18	99	90	100	73
12-18 juil.	78	74	76	87	61	58	83	75
19-25 juil.	83	85	100	100	52	57	100	60
26-1 août	51	78	100	83	9	19	94	84
2-8 août	77	81	100	100	75	92	100	94
9-15 août	--*	--	--	--	57	76	100	97
16-22 août	26	7	9	63	47	70	100	47
23-29 août	27	39	20	55	80	45	96	58

Les données indiquées en rouge sont ceux où le pourcentage est inférieur à 20, donc peu fiable.

*Aucune image disponible lors de la semaine du 9 au 15 août 1998.

** Aucune image disponible lors de la semaine du 17 au 23 mai 1999.

Lorsque le bloom de phytoplancton atteint son maximum en étendu, de fortes concentrations sont observées en deçà de la latitude 76°N dans la région libre de glace, ce qui explique le pic de chlorophylle dans le secteur sud en juin. Enfin, on peut résumer l'évolution spatiale de la chlorophylle ainsi : le bloom se développe d'abord du côté est, prend de l'expansion vers le Sud-ouest et ensuite vers le Nord où les concentrations de chlorophylle restent élevées jusqu'à la fin de la saison.

Bien que l'évolution spatiale de la chlorophylle semble être la même pour 1998 et 1999, l'évolution temporelle diffère grandement entre les deux années étudiées. En 1998, on observe une décroissance constante de la chlorophylle lors des trois semaines suivant le pic de chlorophylle. Par contre en 1999, les fortes concentrations ont été observées pendant encore

cinq semaines après le maximum (7 au 13 juin). Dans le secteur est, bien qu'il commence plus tard et plus brusquement en 1999, le bloom de phytoplancton dure au total environ trois semaines de plus que celui de 1998.

Nous avons évalué la superficie occupée par les concentrations de chlorophylle supérieures à 5 mg m^{-3} calculées à partir des moyennes hebdomadaires produites avec les images SeaWiFS (figure 6.9.). Il est possible que la superficie des semaines du 17 au 23 mai et du 7 au 13 juin 1998 soit sous-estimée en raison de la présence de nuages sur les images. Malgré ce fait, on observe une superficie plus grande en 1999 lors des deux semaines où le bloom atteint son étendue maximale (20000-24500 km^2 en 1998 comparé à 22000-29500 km^2 en 1999). On observe aussi une augmentation de la superficie durant les deux premières semaines du mois d'août 1999. Finalement, les résultats montrent qu'il est toujours possible de trouver des zones ayant des concentrations de chlorophylle supérieures à 5 mg m^{-3} dans la polynie, et ce pendant toute la saison estivale.

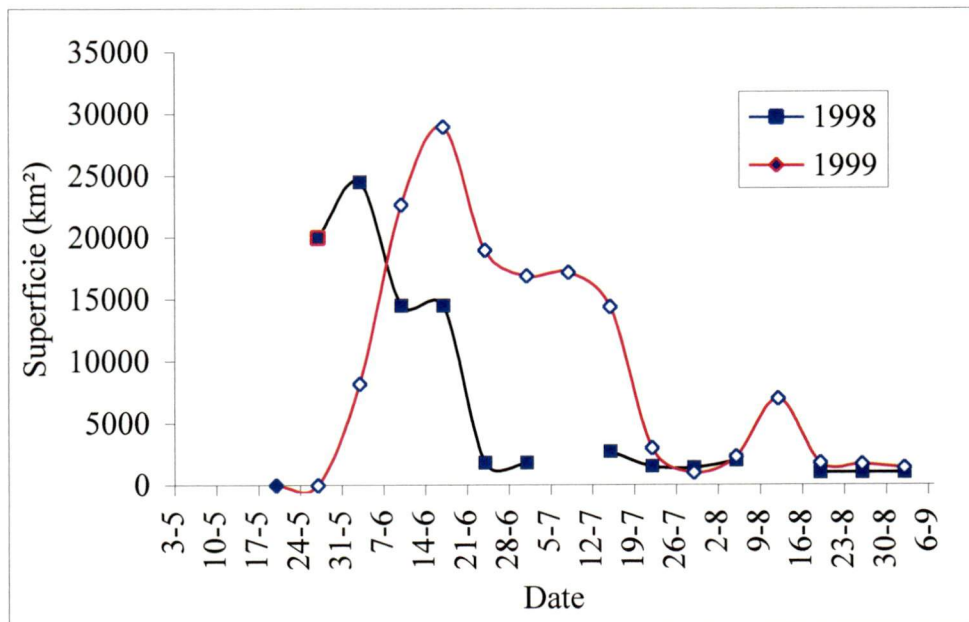


Figure 6.9. – Comparaison des superficies occupées par les concentrations de chlorophylle supérieures à 5 mg m^{-3}

6.4. Vitesse et direction des vents pour 1998 et 1999

Dans cette section, nous présentons les données de vents extraites des fichiers météorologiques fournis par le NMC. L'interprétation de ces données et leur importance pour expliquer les patrons de chlorophylle observés avec SeaWiFS seront abordés à la section suivante. Afin de comparer la vitesse et la direction des vents entre les deux années étudiées, nous avons extrait la vitesse et la direction moyenne journalière pour l'un des pixels situé au centre-est de la polynie (77,5°N et 73°W) (figure 6.10.). Au printemps, les vents sont surtout importants car ils représentent le mécanisme physique dominant pour l'ouverture de la polynie NOW. La direction des vents dominants était du nord nord-est, soit dans le même axe que le détroit Smith, poussant les glaces vers le Sud, ce qui permet d'ouvrir la polynie.

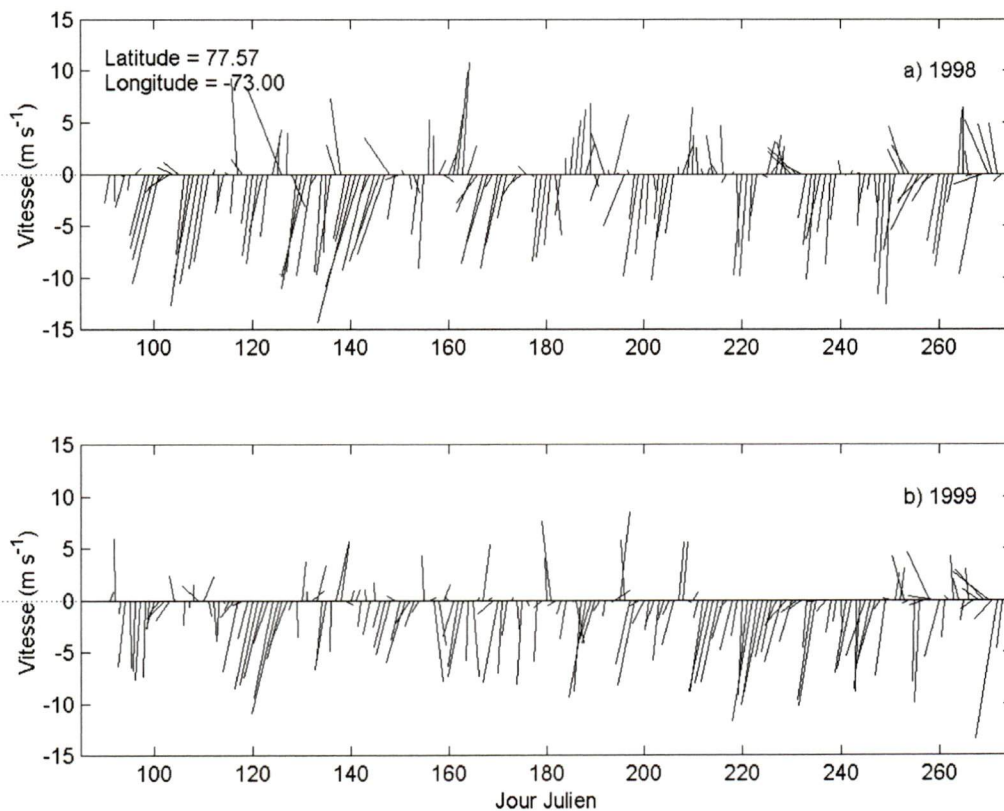


Figure 6.10. – Direction et vitesse des vents dans la polynie NOW.

a) 1998 et b) 1999. L'amplitude du vent correspond à la longueur du vecteur.

En plus d’agir comme mécanisme d’ouverture de la polynie, les vents sont souvent identifiés comme un facteur important pour mélanger la colonne d’eau et pour déterminer l’épaisseur de la couche mélangée. Puisque la direction du vent a peu d’importance pour le mélange, nous présentons uniquement la moyenne journalière de la vitesse des vents pour la partie nord de la polynie (figure 6.11.).

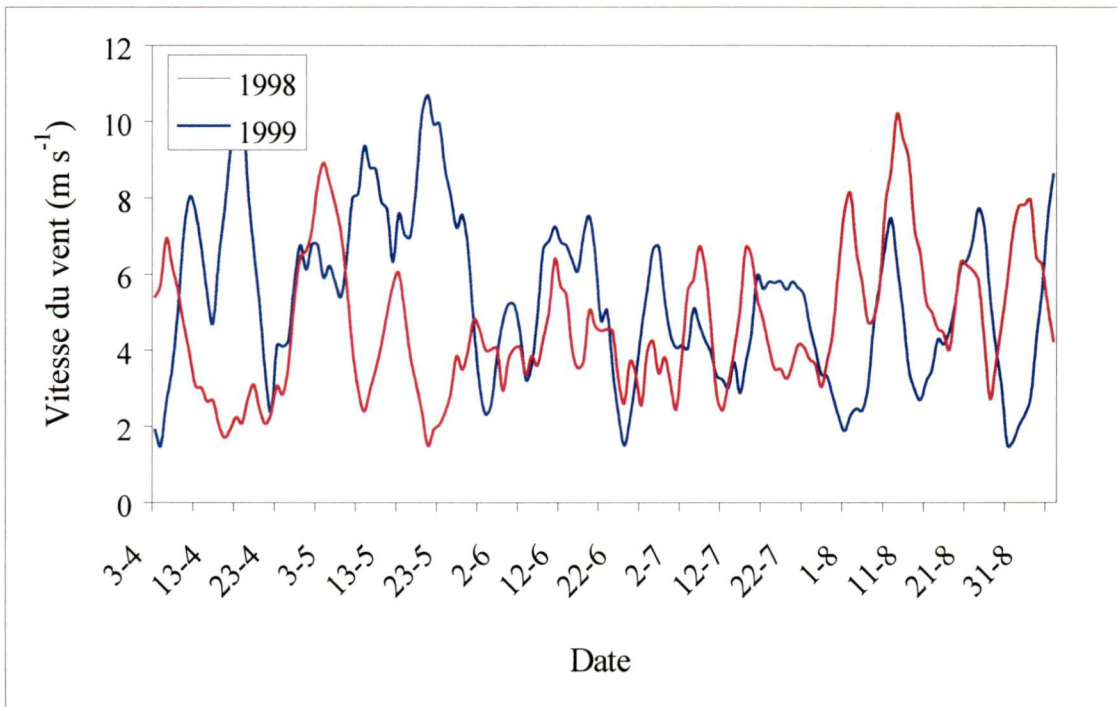


Figure 6.11. – Vitesse journalière des vents dans le Nord de la polynie pour 1998 et 1999

On remarque quelques différences majeures entre le régime des vents de 1998 et celui de 1999. Tout d’abord, la vitesse moyenne du vent pour avril et mai 1998 était supérieure à celle de 1999 ($6,4 \text{ m s}^{-1}$ comparé à $4,1 \text{ m s}^{-1}$). Durant cette période, il y a eu quatre épisodes de vent supérieurs à 8 m s^{-1} en 1998 contre seulement un épisode pour 1999. Du 7 au 28 mai 1998, qui correspond à la période où les eaux ont été libérées de glace, les vents n’ont pas diminué en deçà de 6 m s^{-1} . Par comparaison, du 7 au 28 mai 1999, la vitesse moyenne des vents n’a été que de $3,6 \text{ m s}^{-1}$. Bien que pour le mois de juin la différence soit moins importante, on remarque que les vents étaient plus forts en 1998 ($5,1 \text{ m s}^{-1}$ comparé à $4,1 \text{ m s}^{-1}$).

Une deuxième différence importante dans les vents a été observée au cours des deux premières semaines du mois d'août. Il s'agit de la période où les vents ont été les plus forts pour 1999, montrant une vitesse moyenne de $7,2 \text{ m s}^{-1}$. Du 10 au 12 août 1999, des vitesses de vent supérieures à 10 m s^{-1} ont même été mesurées.

7. Interprétation et discussion des patrons de chlorophylle

Pour les deux années étudiées, le bloom de phytoplancton a débuté dans la partie sud-est de la polynie, du côté du Groënland, où les concentrations de chlorophylle atteintes étaient plus élevées que dans les autres régions. Après la diminution rapide du phytoplancton dans la partie sud-est, les fortes concentrations se déplacent graduellement vers le détroit Smith et même du côté canadien vers la fin de l'été. La distribution générale du phytoplancton observée sur les images SeaWiFS de mai et juin 1998 concorde bien avec celle obtenue à partir des observations *in situ* décrites dans les travaux de Mei *et al.* (communication personnelle) et de Klein *et al.* (communication personnelle).

Au printemps 1998, la campagne de terrain réalisée dans la polynie NOW a permis de caractériser la série d'événements qui a mené au bloom de phytoplancton observé en mai et juin. Avant de discuter des variations spatio-temporelles observées avec les données SeaWiFS, nous commençons par présenter les principaux résultats obtenus durant la campagne de terrain de 1998.

En avril 1998, la distribution horizontale des nitrates était remarquablement homogène partout dans la polynie (Tremblay *et al.*, communication personnelle a). Par contre, la concentration élevée de silicate dans la partie ouest du détroit Smith reflétait la présence de l'eau arctique (SRAW) dans ce secteur. Dans la partie est, l'épaisseur du couvert de glace était < 70 cm, alors qu'elle était souvent > 110 cm du côté ouest de la polynie. Pour ce qui est des températures de surface, les eaux de la baie de Baffin (BBW) montraient généralement des températures de $0,1$ à $0,3^{\circ}\text{C}$ plus chaudes que celles de SRAW. Au cours de cette période, quelques stations ont présenté des concentrations de chlorophylle $> 1 \text{ mg m}^{-3}$ du côté du Groënland dans l'eau BBW, où la salinité était plus élevée et l'épaisseur de la couche mélangée plus mince (*mixed layer depth*, MLD) (Mei *et al.*, communication personnelle).

En mai 1998, l'épaisseur du couvert de glace a diminué rapidement, ce qui a permis de libérer les eaux dans le sud-est de la polynie dès la mi-mai (figure 7.1.). Les concentrations de chlorophylle ont augmenté rapidement du côté du Groënland, atteignant des valeurs aussi élevées que 20 mg m^{-3} lors de la dernière semaine du mois. Ces fortes concentrations retrouvées du côté du Groënland étaient reliées aux plus faibles salinités et aux plus hautes températures (Mei *et al.*, communication personnelle). Bien que la température de l'air soit restée froide ($< -8^\circ\text{C}$), on a mesuré des températures de $0,8^\circ\text{C}$ plus chaudes dans l'eau BBW, située du côté du Groënland, que dans l'eau SRAW retrouvée le long d'Ellesmere. Cette dernière était plus abondante en mai et juin qu'en avril, et occupait la majeure partie de l'Ouest de la polynie en raison d'une forte entrée par le détroit Smith (Tremblay *et al.*, communication personnelle a). L'augmentation prononcée de la température de surface du côté du Groënland entre la mi-mai et la mi-juin est apparue en même temps que la diminution des vents (Tremblay *et al.*, communication personnelle b).

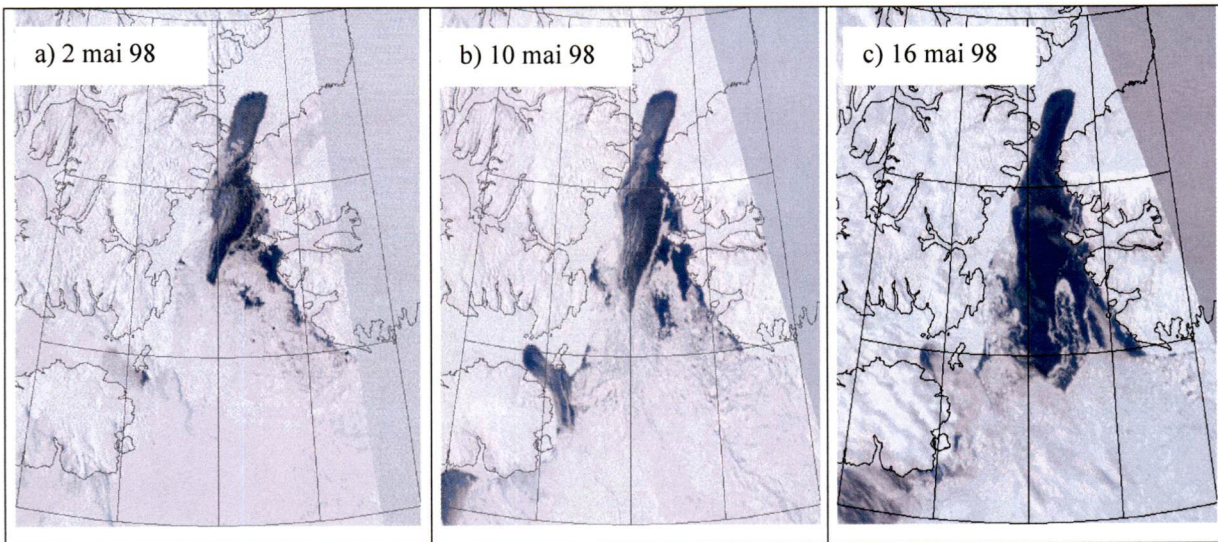


Figure 7.1. – Couvert de glace dans la polynie les a) 2, b) 10 et c) 16 mai 1998.

Images SeaWiFS en quasi-couleur vraie (composé coloré 6, 5, 1).

Au début de juin 1998, le bloom a atteint son maximum pour ensuite diminuer graduellement jusqu'à la mi-juin. Les fortes concentrations de chlorophylle étaient corrélées principalement avec les plus hautes températures, tandis qu'au sud-est, la stratification verticale a entraîné l'épuisement des sels nutritifs dans la couche de surface (Mei *et al.*, communication

personnelle). La forte relation négative entre les concentrations de chlorophylle et de sels nutritifs a montré que la croissance du phytoplancton était limitée par la concentration en nitrate (Tremblay *et al.*, communication personnelle a). Il a été calculé, en se basant sur l'inventaire initial en sels nutritifs, qu'environ 39% des nitrates consommés dans la couche de surface devaient avoir été fournis à travers la pycnocline. L'épuisement abrupt des nitrates dans les premiers 10 m au début juin a marqué ainsi une baisse drastique dans les échanges diapycnaux (Tremblay *et al.*, communication personnelle b).

À la lumière des résultats mentionnés ci-haut, diverses conclusions ont été proposées pour tenter d'expliquer comment certains facteurs physiques pouvaient contrôler le bloom de phytoplancton de la polynie NOW. Le bloom de phytoplancton a débuté dans les eaux de la baie de Baffin du côté du Groënland, riche en sels nutritifs, où les entrées de chaleur sensible auraient ralenti la formation de glace et favorisé la stabilité verticale de la colonne d'eau. L'alternance de périodes de vents forts et calmes lors des mois d'avril et mai a créé un phénomène de «tension et relâchement» qui a permis le renouvellement en sels nutritifs dans la couche de surface (Tremblay *et al.*, communication personnelle b). L'éclairement moyen reçu dans la couche de surface au début du mois de mai était suffisant pour le développement du phytoplancton (Mei *et al.*, communication personnelle) mais imposait une contrainte majeure sur le taux de croissance net. La croissance s'est terminée quand les nitrates ont été épuisés dans la couche de surface, coïncidant avec le changement radical du climat de la fin du mois de mai. La diminution des vents, en conjonction avec l'augmentation de la température de l'air, ont renforcé la pycnocline et ainsi empêché le renouvellement en sels nutritifs provenant de la couche sous-jacente. En juin, le phytoplancton est resté dans la couche de surface avant que la sédimentation des cellules et le broutage par le zooplancton aient pu contribuer à la diminution de la biomasse phytoplanctonique (Michel *et al.*, communication personnelle). Le développement de la biomasse dans l'eau arctique (SRAW), située dans le Nord-ouest de la polynie, se fait deux mois plus tard que dans l'eau de la baie de Baffin (BBW). Le retard peut s'expliquer par la présence de température plus froide et d'une couche mélangée profonde causée par les forts vents et courants le long d'Ellesmere jusqu'en juillet (Mei *et al.*, communication personnelle). L'augmentation de la concentration de chlorophylle

dans la partie nord-ouest correspond à la diminution des vents et à l'augmentation de la température, indiquant que le forçage atmosphérique contrôle les conditions nécessaires pour l'apparition d'un bloom de ce côté de la polynie. De plus, les travaux de Melling *et al.* (sous presse) ont montré qu'il y avait une forte pycnocline à la base de la couche mélangée qui empêchait l'entrée de chaleur à la surface de ce côté de la polynie.

En résumé, le début du bloom dans BBW semble être contrôlé par les conditions océaniques qui apportent la chaleur dans la couche de surface, alors que la fin du bloom serait plutôt contrôlée par les conditions atmosphériques (Tremblay *et al.*, communication personnelle b; Mei *et al.*, communication personnelle). Par contre, ce sont ces mêmes conditions atmosphériques, c'est-à-dire la diminution des vents et l'augmentation de la température qui apparaissent responsables du début du bloom dans l'eau SRAW (Tremblay *et al.*, communication personnelle b). La situation observée en 1998 avec nos données de chlorophylle et de vent (figure 7.2.) correspond bien au scénario qui a été élaboré par Tremblay *et al.* (communication personnelle b) et Mei *et al.* (communication personnelle) présenté ci haut.

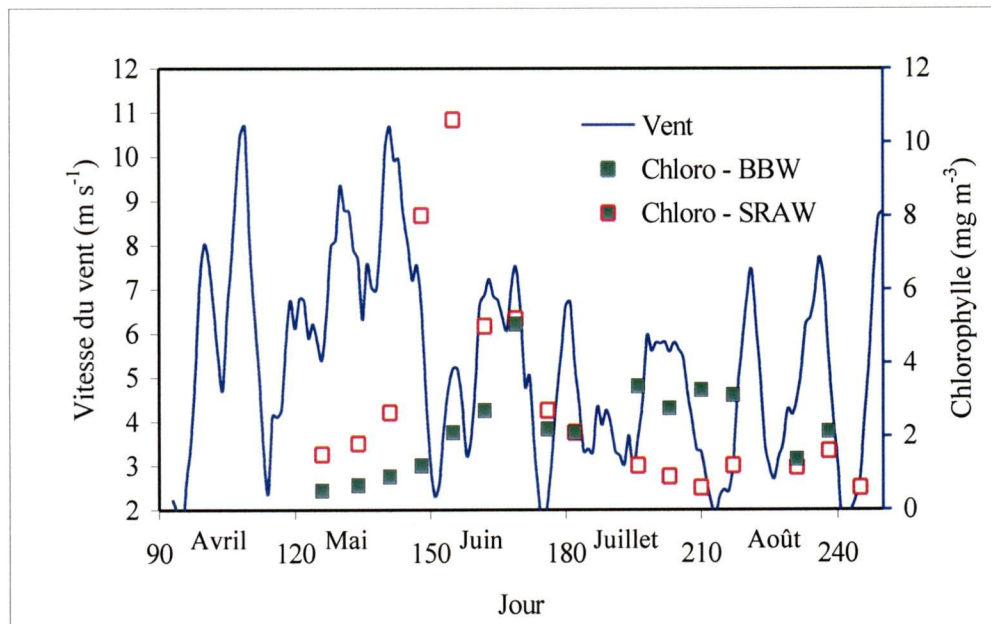


Figure 7.2. – Concentration de chlorophylle et vitesse des vents (filtrée) dans la polynie pour

1998

7.1. Contrôle du bloom dans le Sud-est (BBW) de la polynie NOW

Nos résultats sur la distribution de la chlorophylle ont montré une différence interannuelle importante que nous avons tenté d'expliquer en comparant les observations de 1998 et celles de 1999. Dans les eaux de la baie de Baffin, qui occupent le Sud-est de la polynie à partir du détroit Smith, deux différences majeures ont été observées concernant le bloom printanier de phytoplancton. Tout d'abord, le début du bloom de 1999 a été observé plus tard qu'en 1998. L'autre différence concerne la durée, laquelle a été plus longue lors du second été étudié.

7.1.1. Début du bloom de phytoplancton dans BBW

Dès les mois d'avril et mai, on remarque que les vents étaient plus faibles en 1999 qu'en 1998 (figures 7.2 et 7.3.). Cette différence semble avoir eu un impact sur le développement du bloom puisque contrairement à 1998, où des concentrations de chlorophylle $> 5 \text{ mg m}^{-3}$ avaient déjà été mesurées du côté du Groënland lors de la deuxième semaine de mai, on a observé de faibles biomasses tout au long du mois de mai 1999.

Nos résultats montrant une ouverture rapide de la polynie en mai 1998 (figure 7.1.) et l'observation de trois épisodes de forts vents du nord sont en accord avec les résultats de Mundy (2000) (figure 7.2). De plus, les travaux de Melling *et al.* (sous presse) ont montré que les mécanismes de chaleur latente (i.e. les vents et courants) étaient essentiellement responsables de l'ouverture de la polynie, sauf le long de la côte du Groënland. Le stress ainsi causé par les vents et l'augmentation de l'absorption des radiations par l'eau a donc permis cette ouverture précoce de la polynie en 1998. Selon cette hypothèse, des vents moins forts au printemps retarderaient le balayage des glaces et par conséquent l'ouverture complète de la polynie. C'est d'ailleurs ce que nous avons observé en mai 1999, c'est-à-dire un couvert de glace plus important (figure 7.4.) et des vents de faibles à modérés en avril et mai (figure 7.3.).

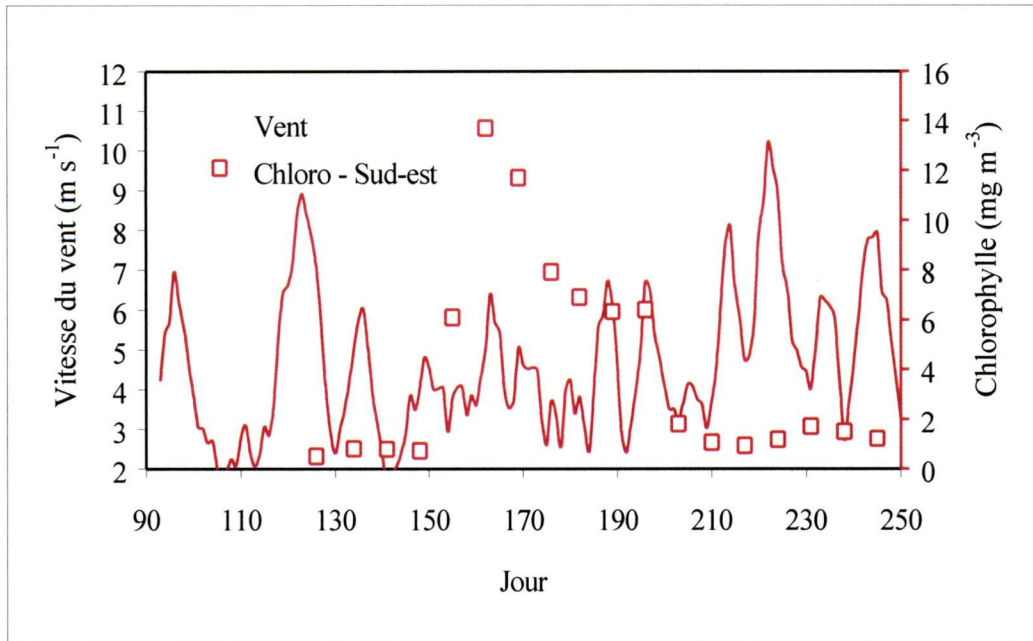


Figure 7.3. - Concentration de chlorophylle et vitesse des vents (filtrée) dans le Sud-est de la polynie pour 1999

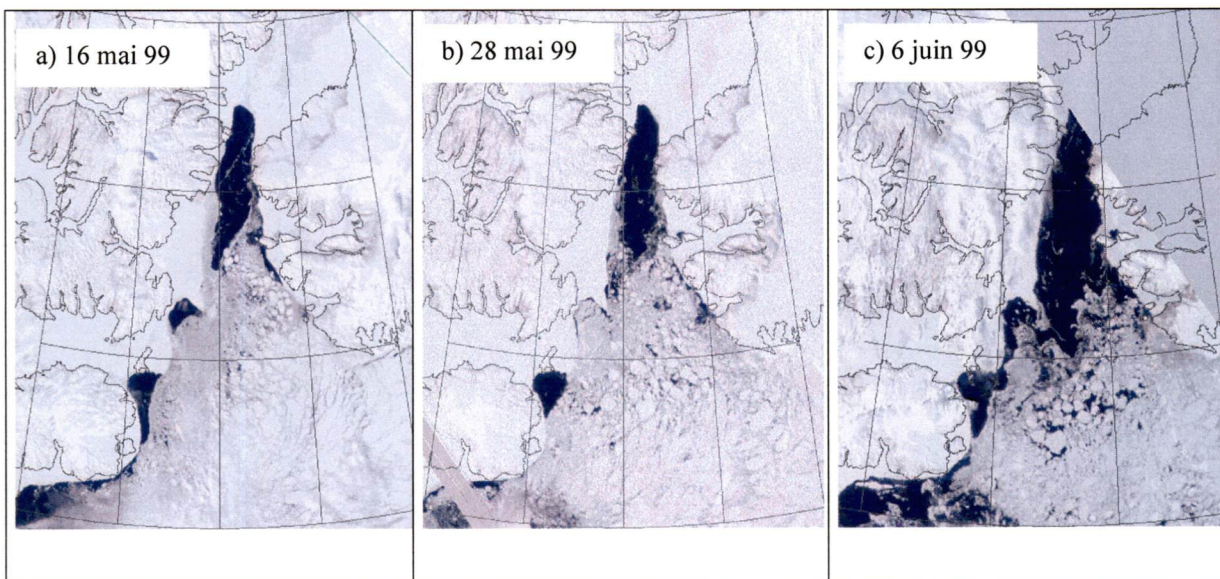


Figure 7.4. – Couvert de glace dans la polynie les a)16 mai, b)28 mai et c) 6 juin 1999.

Images SeaWiFS en quasi-couleur vraie (composé coloré 6, 5, 1).

La vitesse moyenne des vents calculée entre le 16 et le 28 mai 1999 était de $3,34 \text{ m s}^{-1}$, ce qui n'était pas suffisant pour ouvrir la polynie dans la partie sud-est. On a aussi observé une basse

pression atmosphérique au sud-est de l'Islande, connue sous le nom d'*Icelandic Low*, qui n'était pas présente en 1998 (figure 7.5.). Cette observation est importante car il est connu que les centres de pressions atmosphériques peuvent refléter les patrons généraux du climat dans l'Arctique. Lors de forts événements de l'*Icelandic Low* observés dans les années 70 et 80, des températures moyennes de 3,3°C et 2,9°C inférieures à la normale avaient été mesurées sur la terre de Baffin et au Groënland respectivement (Wang *et al.*, 1994). Ces températures anormalement froides avaient fait augmenter la production de glace dans l'Arctique canadien.

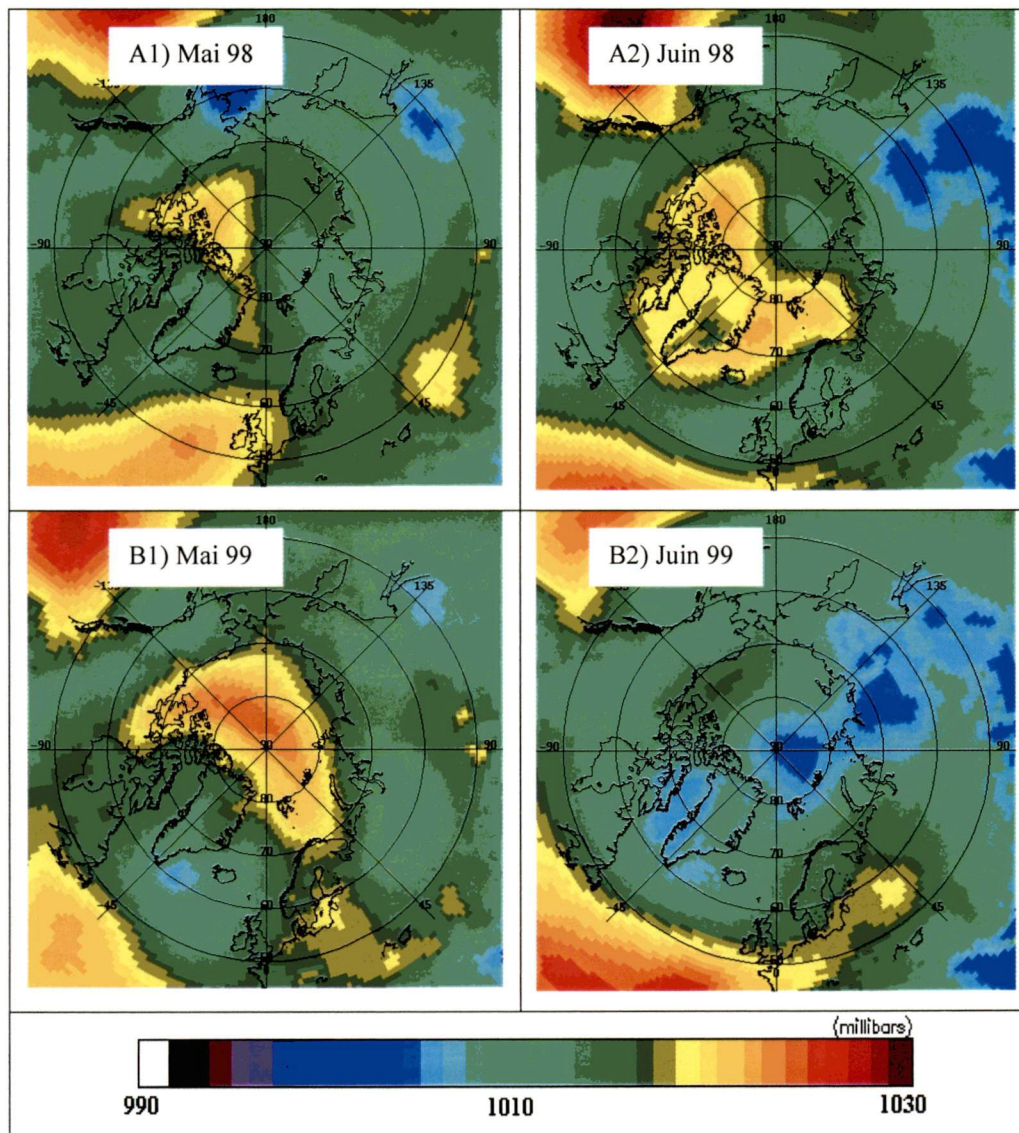


Figure 7.5. – Centres de pression atmosphérique dans l'Arctique en mai et juin.

a) 1998 et b) 1999.

Il est donc possible qu'en plus des vents faibles à modérés, les températures de l'air aient été plus froides en 1999, ce qui aurait aussi ralenti l'ouverture de la polynie au mois de mai.

Bien que le couvert de glace ait été plus abondant au sud-est de la polynie en mai 1999 (surtout au sud du parallèle 77°N), l'absence de glace a aussi été observée dès le début du mois de mai 1999 dans les eaux BBW, situées tout juste au sud-est du détroit Smith (stations E2 et 18). On peut donc considérer que la quantité de lumière reçue dans ce secteur était la même qu'en 1998. Dans ce secteur, on a observé des concentrations de l'ordre de 7 mg m⁻³ au début mai 1998 comparé à 1,94 mg m⁻³ en 1999. Selon les travaux de Mei *et al.* (communication personnelle), la température était le principal facteur limitant la croissance du phytoplancton à la fin avril et au début mai 1998. Si en 1999 le phytoplancton a pris plus de temps à se développer dans ce secteur de la polynie (stations E2 et 18), c'est peut-être parce que la température de l'eau était plus basse.

Le bloom de phytoplancton de 1999 a débuté durant la semaine du 29 mai au 6 juin et a atteint son maximum la semaine suivante. Entre le 29 mai et le 6 juin, le couvert de glace a diminué considérablement (figure 7.4), alors que les vents ont augmenté légèrement ($\sim 4 \text{ m s}^{-1}$) avec des vitesses maximales mesurées le 31 mai et le 6 juin (7 et 8 m s⁻¹ respectivement). Le 6 juin, on a observé de fortes concentrations de chlorophylle s'étendant à partir du détroit Smith jusqu'à la banquise située dans le secteur des îles Carey. Comme en 1998, la biomasse s'est d'abord développée dans la partie sud-est de la polynie, le long du Groënland. Cependant, le début du bloom est apparu quand les vents étaient faibles ($\sim 3,5 \text{ m s}^{-1}$), alors qu'en 1998, ils étaient de l'ordre de 8 m s⁻¹. Le développement rapide de la biomasse observé à la fin mai 1998 était corrélé avec l'augmentation de la température de l'eau et la diminution de l'épaisseur de la couche mélangée (Mei *et al.*, communication personnelle). Cette augmentation de température serait en partie expliquée par une plus grande quantité d'énergie absorbée dans la couche de surface due à la présence de phytoplancton et à l'augmentation de l'éclairement et de la longueur des jours. Ainsi, une biomasse dense de phytoplancton aurait permis de réchauffer et stabiliser la surface qui a mené au développement du bloom (Mei *et*

al., communication personnelle). Les vents modérés, la diminution du couvert de glace et l'augmentation de la chlorophylle entre le 28 mai et le 6 juin 1999 suggèrent aussi que la température de l'eau a augmenté rapidement au cours de cette période. Cette augmentation de température peut avoir été causée par une combinaison de facteurs : plus grande entrée de chaleur sensible océanique, une augmentation de la température de l'air et une augmentation de l'éclairement dans la couche de surface. Malheureusement, aucune donnée *in situ* sur la température de surface n'est disponible pour le début juin 1999, ce qui ne nous permet pas de vérifier cette hypothèse. De plus, il est aussi possible que l'amincissement de la couche mélangée ait été plus rapide en 1999 en raison des vents plutôt modérés. Donc peu de temps après la disparition des glaces dans le Sud-est de la polynie, une biomasse a pu s'établir rapidement dans un milieu relativement stable et bien éclairé.

7.1.2. *Durée du bloom de phytoplancton dans BBW*

La décroissance de la biomasse à la mi-juin 1998 a été attribuée à l'épuisement des nitrates dans la couche de surface. En conjonction avec l'augmentation de température et l'abattement des vents, l'augmentation de la stratification a sevré la couche de surface des eaux sous-jacentes riches en sels nutritifs (Tremblay *et al.*, communication personnelle b; Mei *et al.*, communication personnelle). Puisque la disponibilité en sels nutritifs a été le facteur limitant pour la production primaire en 1998, on fait l'hypothèse qu'ils sont aussi limitants en 1999. Si le renouvellement des sels nutritifs dans la couche de surface se fait de la même manière d'année en année, on s'attend à ce que la durée du bloom soit assez constante. Cependant, nos résultats montrent plutôt que les fortes concentrations de chlorophylle ont persisté jusqu'à la mi-juillet. En fait, nous avons observé en 1999 une biomasse élevée dans les eaux de la baie de Baffin pendant environ sept semaines, comparé à environ quatre semaines en 1998. Les résultats des trappes à sédiments installées à 200 m aux stations S2 et S4 (voir figure 6.3.) ont aussi montré des flux de pigments de deux à six fois plus importants au cours la deuxième année de l'étude, soit 1998-1999 (Tableau 7.1.).

Tableau 7.1. – Flux de pigment dans BBW (les données ont été fournies par B. Hargrave)

Station	Date	Date		Somme- Pigment ng/m2/j	Somme- Chlorophylle ng/m2/j
		Début	Fin		
S4A	1998	avr-30	Mai-15	20,8	0,9
		mai-15	Mai-31	40,1	1
		mai-31	Juin-15	39,1	1,8
		juin-15	Juil-01	75,6	0,8
		juil-01	Août-01	73,6	3,2
	1999	mai-01	Juin-01	37,5	0,5
		juin-01	Juin-15	70,1	1,1
		juin-15	Juil-01	139	9,4
		juil-01	Juil-15	451,7	12,8
		juil-15	Août-01	148,5	9,9
S2A	1998	avr-15	Mai-15	42,7	0,8
		mai-15	Mai-31	669,6	0,8
		mai-31	Juin-15	443,9	17,1
		juin-15	Juil-01	247,4	23,1
		juil-25	Août-15	327,4	76,3
	1999	mai-15	Juin-01	564,3	41
		juin-01	Juin-15	139,3	26,6
		juin-15	Juil-01	879,5*	132,1*
		juil-01	Juil-15	350,2	138
		juil-15	Août-01	280,2	159,2

* Données de la trappe inférieure, 515 m de profondeur. Les autres trappes étaient à 200 m de profondeur.

Les plus forts flux de pigments à S2 et S4 en 1999 n'étaient pas seulement dus au plus haut taux de sédimentation pour la même période à chaque année, mais aussi à la plus longue période de forts flux en 1999 comme le montrent les images SeaWiFS. Les forts flux de chlorophylle (ou *sum-chl*) ont débuté à la fin mai 1999 et ont continué jusqu'en juillet, alors qu'en 1998 l'augmentation a commencé en juin. La somme des flux de chlorophylle en juillet 1999 était de deux à quatre fois plus élevée qu'à la même période en 1998 (Hargrave *et al.*, communication personnelle).

Nous avons donc examiné diverses hypothèses pouvant expliquer cette importante différence interannuelle : 1) un changement dans les conditions océaniques; 2) un changement dans l'activité biologique; 3) un changement dans les conditions climatiques.

Les conditions océaniques

Lorsqu'on parle d'un changement dans les conditions océaniques, on réfère en fait à un changement dans la circulation océanique. Selon Tremblay *et al.* (communication personnelle a), la circulation océanique est importante dans la détermination du contenu initial en sels nutritifs disponibles au printemps. L'eau Arctique qui pénètre dans la polynie par les détroits est un mélange dominé soit par des eaux du Pacifique, soit par des eaux de l'Atlantique. L'étude des sels nutritifs contenus dans les eaux (SRAW et BBW) a permis d'identifier leur origine. En 1998, les eaux Arctiques pénétrant dans la polynie par les détroits Smith, Jones et Lancaster présentaient des concentrations élevées en silicate qui sont caractéristiques des eaux d'origine Pacifique. Bien que les silicates étaient en quantité suffisante pour la croissance des diatomées en 1998, ils pourraient devenir un facteur limitant si la circulation à grande échelle permettait aux eaux Arctiques d'origine Atlantique de pénétrer dans la polynie par les détroits. Quand les écoulements arctiques dans la polynie sont d'origine Pacifique, il est attendu que la production primaire soit plus intense et limitée par les nitrates (Tremblay *et al.*, communication personnelle a). Le fait que le bloom de 1999 était plus important qu'en 1998 indique que le contenu des eaux de la polynie devait être au moins aussi riche en silicate, et donc probablement d'origine Pacifique.

La circulation océanique peut aussi contrôler en partie la quantité de chaleur sensible dans la polynie. Divers travaux (Bâcle, 2000; Melling *et al.*, sous presse; Mei *et al.*, communication personnelle) ont montré que les remontées d'eau riche en sels nutritifs étaient une réalité dans la polynie NOW. D'ailleurs, des écoulements d'eau plus chaude correspondant au courant du Groënland ouest ont même été mesurés aussi loin qu'à la station E2 située près du Groënland dans le détroit Smith (Melling *et al.*, sous presse). Malheureusement, les données de courant et les profils de température et salinité (CTD) des stations de monitorages n'étant pas encore disponibles pour le printemps 1999, il est difficile de montrer qu'il y ait eu plus de chaleur océanique transportée par le courant du Groënland ouest en 1999. Cependant, il y a quelques indices qui pourraient nous laisser croire qu'un tel phénomène s'est produit en 1999. Il est

connu que la pression à grande échelle peut influencer les courants marins. À défaut d'avoir des données de courant, nous avons comparé les centres de haute et de basse pression entre les deux printemps étudiés (figure 7.5.).

La comparaison des centres de pression révèle une variabilité interannuelle importante. En mai, les deux années montraient une haute pression au-dessus de l'océan Arctique qui était cependant plus importante en 1999. Par contre, au-dessus de l'Atlantique nord, une haute pression était présente au nord-ouest de l'Europe en 1998, alors qu'on observait une basse pression au sud-ouest de l'Islande en 1999 (*Icelandic Low*). Les différences interannuelles dans les centres de pression étaient remarquables en juin. En 1998, une haute pression était présente au-dessus de l'archipel canadien et à l'est du Groënland. Par opposition, on retrouvait une basse pression près du pôle nord et une autre dans la baie de Baffin en 1999. Au-dessus de la baie de Baffin la pression moyenne pour le mois de juin 1998 était de 1018 mbar comparé à 1000 mbar en 1999.

Il est difficile d'évaluer quels ont été les impacts des différences interannuelles dans les centres de pression sur les courants marins dans l'Arctique. L'une des hypothèses proposées est que la basse pression au-dessus de la baie de Baffin en juin 1999 aurait pu permettre au courant du Groënland ouest d'être légèrement plus fort en 1999. Un deuxième indice qui nous laisse croire que les courants du sud du côté du Groënland étaient plus forts en juin 1999 est la répartition de la chlorophylle dans le Sud-est de la polynie lors des deux dernières semaines du mois de juin (figure 7.6.).

Le premier phénomène d'intérêt observé sur l'image SeaWiFS (figure 7.6.) est la présence de fortes concentrations de chlorophylle ($>20 \text{ mg m}^{-3}$) juste au nord des îles Carey. Lorsque les courants qui s'écoulent en direction d'une île sont assez forts et constants, des tourbillons pompant les nutriments des couches inférieures peuvent se former derrière l'île (Heywood *et al.*, 1990). Dans la situation présente, il est plus probable de penser que les courants du sud en passant dans le secteur des îles Carey ont fait simplement remonter les eaux profondes qui ont ensuite atteint la surface derrière les îles.

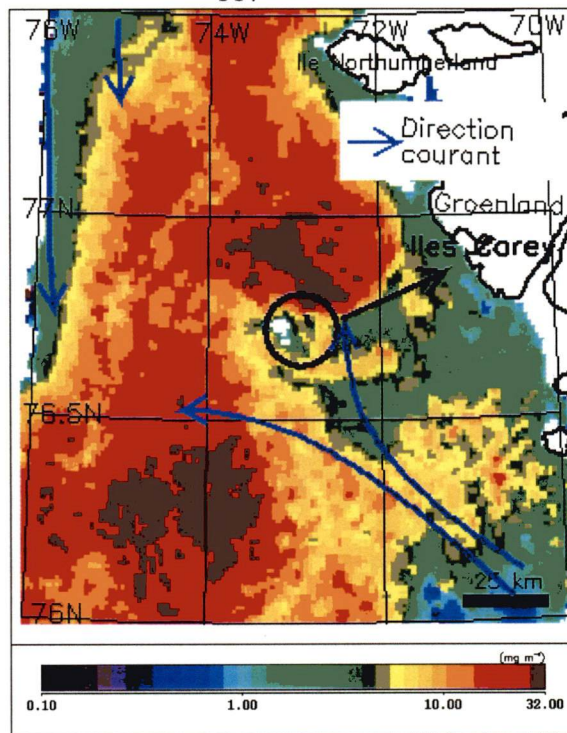


Figure 7.6. – Concentration de chlorophylle et circulation générale (de Melling *et al.*, sous presse) entre le 14 et 20 juin 1999

Ce type de phénomène a été rapporté dans plusieurs autres régions du globe dont entre autres les îles Canaries (Aristegui *et al.*, 1997), les îles Scilly (Simpson *et al.*, 1982), l'île d'Hawaï (Falkowski *et al.*, 1991) et dans l'océan Indien (Heywood *et al.*, 1990). Un deuxième phénomène observé sur l'image SeaWiFS est la présence d'une biomasse plus élevée au sud-ouest des îles Carey. La forme circulaire (diamètre = 50 km) de cette biomasse suggère la présence d'un tourbillon cyclonique qui permettrait de faire remonter des eaux riches en sels nutritifs qui augmenteraient la production locale. Cette forme a aussi été observée lors de la semaine suivante, soit du 21 au 27 juin. En 1998, une analyse des profils CTD avait permis d'identifier, en profondeur, la présence d'un tourbillon cyclonique dans le même secteur (Bâcle, 2000). Par contre, en se référant aux images de chlorophylle de 1998 (figure 6.1.), il semble que ce tourbillon n'avait pas été assez important pour promouvoir une augmentation de la productivité à la surface. Enfin, la présence simultanée des deux phénomènes décrits ci-dessus suggère que le courant du Groënland ouest s'écoulant vers le Nord ait été plus important un juin 1999. Si tel était le cas, il se pourrait qu'une plus grande quantité de cette

eau, riche en sels nutritifs, ait pu atteindre le Nord de la baie de Baffin et ainsi contribuer, en partie, à soutenir un bloom pendant une plus longue période. Cependant, il est plus juste de dire qu'une augmentation du courant du Groënland aurait pu permettre de soutenir une production plus intense à certains endroits précis dans la polynie, et non sur 17 000 km² comme il a été observé.

Activité biologique

Un phénomène biologique pourrait peut être aussi expliquer en partie la présence prolongée de la forte biomasse en 1999. Le broutage par les producteurs secondaires et la sédimentation des cellules de phytoplancton sont apparus au début juin 1998 et ont contribué à décimer la biomasse de phytoplancton (Mei *et al.*, communication personnelle; Michel *et al.*, communication personnelle). Il est possible que le broutage par les producteurs secondaires et la sédimentation aient été retardés en 1999, expliquant ainsi les fortes concentrations de chlorophylle observées jusqu'à la mi-juillet. Cependant, les résultats de la trappe à sédiments installée à 200 m à la station de monitoring S4 au centre de la polynie (voir tableau 7.1.; Hargrave *et al.*, communication personnelle) ont montré des taux de sédimentation des pigments élevés lors des deux dernières semaines de juin 1999, soit 139 ng m⁻² j⁻¹. Au cours de cette période, la trappe à 515 m située à la station S2 a aussi montré une très forte sédimentation de pigment (879,5 ng m⁻² j⁻¹). De façon générale, Hargrave *et al.*, (communication personnelle) ont montré que le flux de particules est moins important en profondeur et que la valeur de 879,5 ng m⁻² j⁻¹ est peut-être surestimée. Ces résultats nous indiquent que la sédimentation des cellules de phytoplancton avait déjà commencé en juin, et donc que la production primaire à la surface devait se poursuivre afin de pouvoir observer de fortes concentrations de chlorophylle à la surface. Enfin, le faible ratio « carbone organique particulaire (POC) : chloropigments total (sChl) » indique la présence d'une sédimentation de phytoplancton vivant. L'analyse des pelotes fécales devrait permettre d'estimer les changements saisonniers et interannuels de l'activité du zooplancton. Malheureusement, ces données ne sont pas encore disponibles.

Conditions climatiques

Il a été trouvé en 1998, que l'augmentation de la stratification avait sevré la couche de surface des eaux sous-jacentes riches en nutriments et ainsi causé la décroissance rapide de la biomasse à la mi-juin. Cette observation nous a donc amené à émettre l'hypothèse suivante : en 1999, une moins forte stratification ou un retard dans l'établissement de cette dernière ont permis le renouvellement des sels nutritifs à la surface jusqu'en juillet. La stratification de la colonne d'eau dans ce secteur de la polynie peut résulter de plusieurs processus physiques tels l'éclairement incident, les vents et la température de l'air. Comme il a été mentionné précédemment, les conditions climatiques de l'Arctique étaient très différentes entre 1998 et 1999. Afin d'évaluer si les vents pouvaient expliquer la longue durée du bloom observée en 1999 nous les avons comparé à partir du début du bloom de phytoplancton jusqu'à la disparition des fortes concentrations de chlorophylle observé par SeaWiFS (figure 7.7.). Pour ce qui est de la température, seules les données mesurées sur le navire en 1998 sont disponibles.

Quand le bloom prend fin (jour 0, i.e. le 21 juin 1998 et le 18 juillet 1999), on remarque une accalmie des vents pendant environ cinq jours en 1998 et sept jours en 1999. En 1998, la vitesse moyenne des vents durant la semaine suivant le bloom correspond au minimum trouvée lors du bloom ($2,24 \pm 1,7 \text{ m s}^{-1}$). En 1999 la vitesse moyenne du vent lors de la semaine suivant le bloom n'était pas le minimum trouvé ($3,08 \pm 1,4 \text{ m s}^{-1}$), mais le faible écart type montre que les vents sont restés assez calmes au cours de cette période. Pour chacune des deux semaines suivant le bloom de 1998 et 1999, les vents étaient faibles par rapport à la période du bloom et montraient les écarts types les plus bas calculés.

En 1998, la température de l'air a augmenté rapidement à la fin mai. Nous n'avons pas de données de température de l'air dans la polynie en 1999, par contre, le retard dans la disparition des glaces et la présence du *Icelandic Low* en mai nous laissent croire que les températures de l'air sont restées froides jusqu'à la fin juin. De plus, le retard dans la brisure du pont de glace dans le bassin de Kane supporte l'idée que la température de l'air était plus

basse en 1999 (Barber *et al.*, sous presse). Ces résultats semblent montrer que la stratification de la colonne d'eau dépend non seulement de l'accalmie des vents, mais aussi de l'augmentation de la température de l'air.

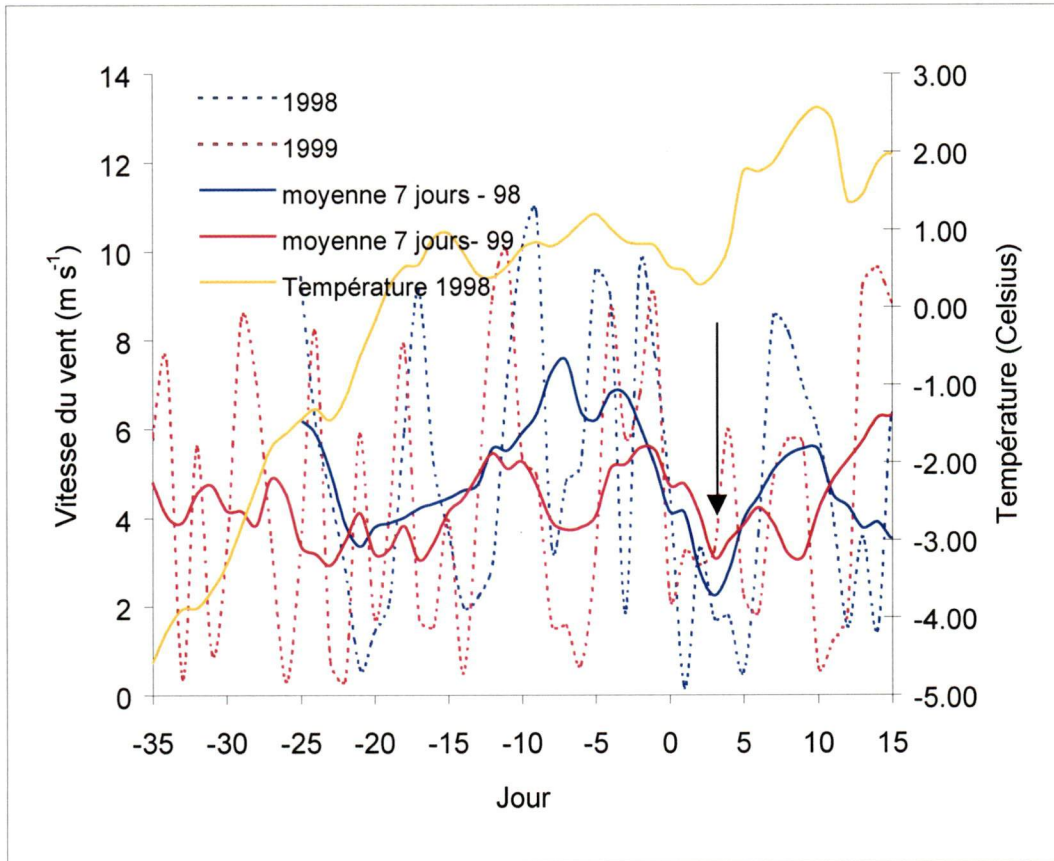


Figure 7.7. – Vitesse des vents durant les blooms de 1998 et 1999, et température de l'air pour 1998. Le jour 0 correspond à la fin du bloom dans la partie sud-est de la polynie (21 juin 1998 et 18 juillet 1999). Les ligne pointillées correspondent à la vitesse journalière et les lignes continues correspondent à la moyenne mobile sur sept jours de la vitesse et de la température.

Parmi les trois hypothèses présentées ci-haut, il est fort probable qu'un changement dans les conditions atmosphériques est principalement responsable du retard et de la plus longue durée du bloom en 1999. Avec seulement deux années de comparaison, il est impossible de dire si c'est le bloom de 1998 qui a été court ou celui de 1999 qui a été long. En fait, 1998 fut l'année la plus chaude du dernier siècle et il est donc possible que la stratification de la colonne d'eau

ait été prématurée comparé à une année « normale ». C'est une observation importante car elle indique qu'un réchauffement de la température de l'Arctique pourrait raccourcir significativement la durée du bloom de phytoplancton printanier, ce qui pourrait avoir des conséquences importante pour l'absorption du CO₂ et aussi pour le tout reste de la chaîne alimentaire de la polynie. Seul un suivi à long terme des conditions climatiques et biologiques de la polynie permettra de confirmer ou d'infirmer cette hypothèse.

7.2. Contrôle du bloom dans le Nord-ouest (SRAW) de la polynie NOW

Le contrôle du bloom du côté canadien est moins bien connu que celui qu'on retrouve du côté du Groënland. Cela est dû au fait que le bloom dans la partie nord-ouest de la polynie prend place au milieu de l'été, alors que la majorité des échantillonnages *in situ* ont été réalisés soit au printemps ou en début d'été 1998, soit tard en été et à l'automne 1999. Nous savons par contre que la partie nord-ouest de la polynie est dominée par la présence d'un fort courant transportant des eaux arctiques riches en sels nutritifs (SRAW) (Tremblay *et al.*, communication personnelle a). De plus, tant que le pont de glace situé dans le bassin de Kane demeure présent, ces eaux froides s'écoulent rapidement vers le Sud (19 cm s⁻¹ en mai et juin 1998, Melling *et al.*, sous presse) et sont profondément mélangées. Dans ces conditions extrêmes, le phytoplancton est constamment entraîné en profondeur et ne peut pas se développer, même si les sels nutritifs sont en quantité suffisante. Nous avons d'ailleurs observé le long d'Ellesmere de faibles concentrations de chlorophylle de mai à juillet 1998 et 1999.

Afin de mieux comprendre l'évolution de la colonne d'eau du côté canadien de la polynie, nous présentons les profils CTD mesurés à la station 2, située près d'Ellesmere dans le détroit Smith, à l'endroit où passe l'eau Arctique qui se jette dans la polynie. Cette station a été échantillonnée à quatre reprises entre le 14 avril et le 13 juillet 1998 (figure 7.8.). Les profils de température et salinité montrent peu de changements entre le 14 avril et le 8 juin, alors que la couche mélangée était d'environ 40 mètres et la concentration de chlorophylle estimée par

SeaWiFS de l'ordre de $0,5 \text{ mg m}^{-3}$. En juillet, on remarque une baisse marquée de la salinité et de la transmission de la lumière (32,7 à 31,5 PSU et 50% à 20%), et une augmentation de la température et de la chlorophylle ($-1,7$ à $0,7^\circ\text{C}$ et $0,5$ à $6,5 \text{ mg m}^{-3}$). La baisse de la salinité en surface marque la présence d'eau de fonte provenant probablement des glaces qui étaient présentes dans le bassin de Kane. Nous avons d'ailleurs noté sur les images SeaWiFS que la brisure du couvert de glace du Bassin de Kane s'est produit vers le 20 juin. En 1999, le couvert de glace du bassin de Kane s'est brisé plus tard, soit à la mi-juillet. Ceci concorde avec l'augmentation des concentrations de chlorophylle du côté d'Ellesmere qui a été observée uniquement au début du mois d'août. Ces observations indiquent qu'il semble donc y avoir un lien entre la fonte des glaces et l'augmentation de chlorophylle du côté canadien de la polynie. La provenance de cette eau de fonte n'est pas clairement connue (Bâcle, 2000). Cependant, nous pensons qu'elle provient en partie de la fonte de la glace marine du bassin Kane et de la fonte des glaciers près des côtes.

Contrairement à la partie sud-est de la polynie, où les eaux BBW se stratifient quand les vents s'estompent et la température monte, la stratification de la colonne d'eau le long de l'île d'Ellesmere pourrait plutôt être causée par les eaux de fonte provenant du bassin de Kane. Si l'on analyse le patron spatial de chlorophylle d'une image prise le 18 juillet 1998, on peut voir certains indices qui semblent montrer l'importance des eaux de fonte (figure 7.9.).

Tout d'abord, le composé coloré (figure 7.9b) montre que le couvert de glace du bassin de Kane s'est brisé, laissant d'importants blocs de glace descendre le long d'Ellesmere. Les eaux de surface qui se retrouvent à proximité de ces blocs de glace sont des eaux de fonte provenant soit du bassin de Kane, soit de sa fonte. Les concentrations de chlorophylle relativement plus fortes observées dans ces eaux de fonte sont probablement composées en partie par des algues de glaces. D'ailleurs, les concentrations maximales de chlorophylle mesurées dans les glaces de la polynie étaient de l'ordre de $55,7 \text{ mg m}^{-2}$ (Nozais *et al.*, sous presse). Le même phénomène est observé dans la baie de Melville, située au sud-est du secteur présenté.

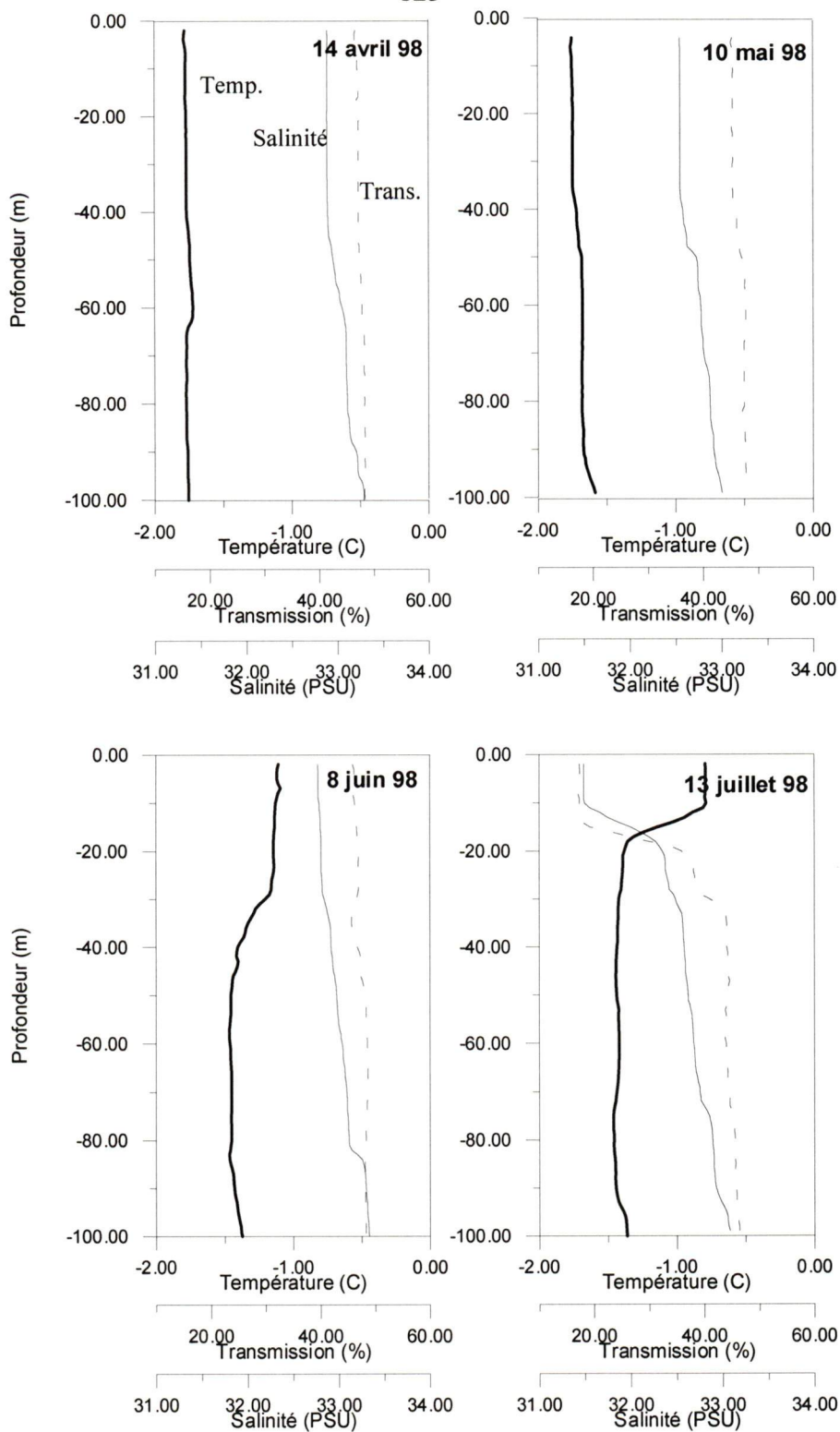


Figure 7.8. – Profils de température (ligne épaisse), salinité (ligne fine) et transmission de lumière (ligne pointillée) à la station 2 dans le détroit Smith d'avril à juillet 1998

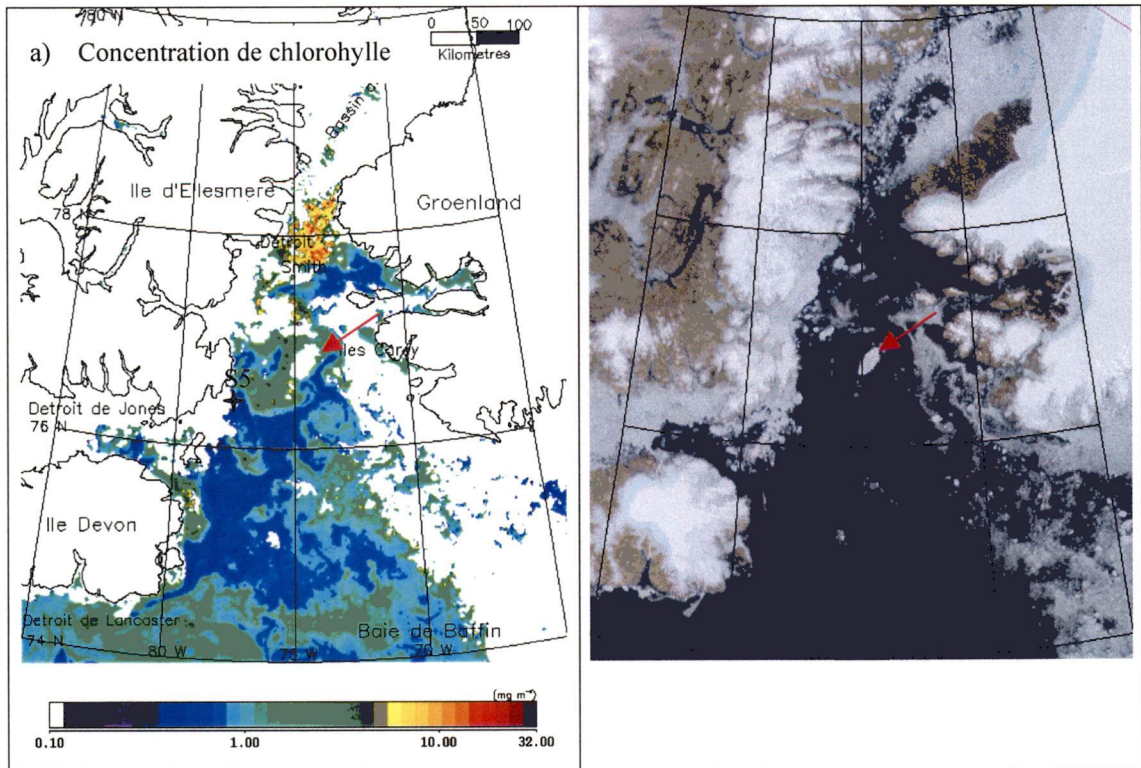


Figure 7.9. – Concentration de chlorophylle (a) et couvert de glace (b) observés le 18 juillet 1998 à 19h04

Dans le détroit Smith, les fortes concentrations observées semblent plutôt indiquer qu'il y a une production importante dans ce secteur. Cette biomasse semble posséder des caractéristiques similaires à un bloom en marge de la glace, appelé *ice edge bloom* dans la littérature (Maynard, 1986; Sullivan *et al.*, 1988; Comiso *et al.*, 1990). Dans ce type de bloom, les eaux de fonte des glaces permettent la stabilisation de la colonne d'eau et le développement du bloom. Les travaux de Comiso *et al.* (1990) ont aussi montré que les blooms en marge des glaces n'étaient pas seulement caractéristiques au printemps et en été, mais pouvaient se prolonger jusqu'en automne. Pour les deux années étudiées, on a observé des concentrations de chlorophylle élevées dans le secteur du détroit Smith jusqu'en septembre. Dans le cas du bloom qu'on retrouve dans le détroit Smith, même si les processus physiques qui l'engendrent sont similaires, on ne peut pas lui attribuer le nom de « bloom en marge de glace », car ce bloom ne se déplace pas en bordure de la glace à mesure qu'elle fond. Le fait que le bloom se

située à l'entrée du détroit Smith soit plutôt dû aux courants de surface élevés dirigés vers le Sud qui apportent l'eau de fonte dans la polynie. Cette forte production dans le détroit Smith s'est sûrement reflétée dans les forts taux de sédimentation mesurés à la station S5 (voir figure 6.3) située le long d'Ellesmere en fin d'été et à l'automne (Hargrave *et al.*, communication personnelle). Bien que la station S5 se situait plus au sud que les fortes concentrations observées sur les images SeaWiFS, il semble que les courants qui s'écoulent le long d'Ellesmere puissent transporter les eaux de surface jusqu'à la latitude 76,4°N (figure 7.9a).

Même si le bloom observé à l'entrée du détroit Smith semble assez constant en étendue (~ 2000 km²), il peut parfois occuper une superficie de l'ordre de 7000 km². C'est ce qui a été observé lors de la deuxième semaine du mois d'août 1999. Entre les 9 et 15 août, nous avons observé une forte augmentation de l'étendue des concentrations de chlorophylle supérieures à 5 mg m⁻³ qui atteignaient 76,5°N, ainsi que des forts vents du nord (vitesse moyenne de 8,1 m s⁻¹). Ce fort épisode de vent pourrait bien avoir transporté plus au sud l'eau de fonte générée dans le bassin de Kane ainsi que l'ensemble de la couche de surface du côté nord-ouest de la polynie.

En résumé, le contrôle du bloom du côté canadien semble reposer principalement sur l'arrivée de l'eau de fonte provenant du bassin de Kane. La fonte du couvert de glace dans ce bassin est quant à elle contrôlée par la température de l'air, plutôt que par les vents qui ouvrent la polynie au printemps. Des températures de l'air plus élevées pourraient donc avoir comme conséquence de prolonger la durée de ce bloom de quelques semaines. Encore une fois, un suivi à long terme des conditions climatiques et biologiques permettra de vérifier cette hypothèse.

7.3. Présence des remontées d'eau dans le Nord de la polynie NOW

Les récentes recherches réalisées à l'aide des données *in situ* du projet NOW confirment la présence de remontées d'eau du côté du Groënland sous forme d'eau arctique qui ralentissent

la croissance de la glace (Melling *et al.*, sous presse; Bâcle, 2000). Bien que ces remontées ne puissent pas faire fondre la glace, elles permettent le développement rapide d'un bloom dans le Sud de la polynie, peu après la disparition du couvert de glace (Mei *et al.*, communication personnelle; Tremblay *et al.*, communication personnelle b). Les remontées d'eau entre les mois de juillet et septembre et leur impact sur la production primaire, n'ont cependant jamais été réellement abordées précédemment. L'analyse d'une série d'images SeaWiFS captées à la fin août 1999 permet d'apporter des informations sur cet important phénomène physique (figure 7.10.).

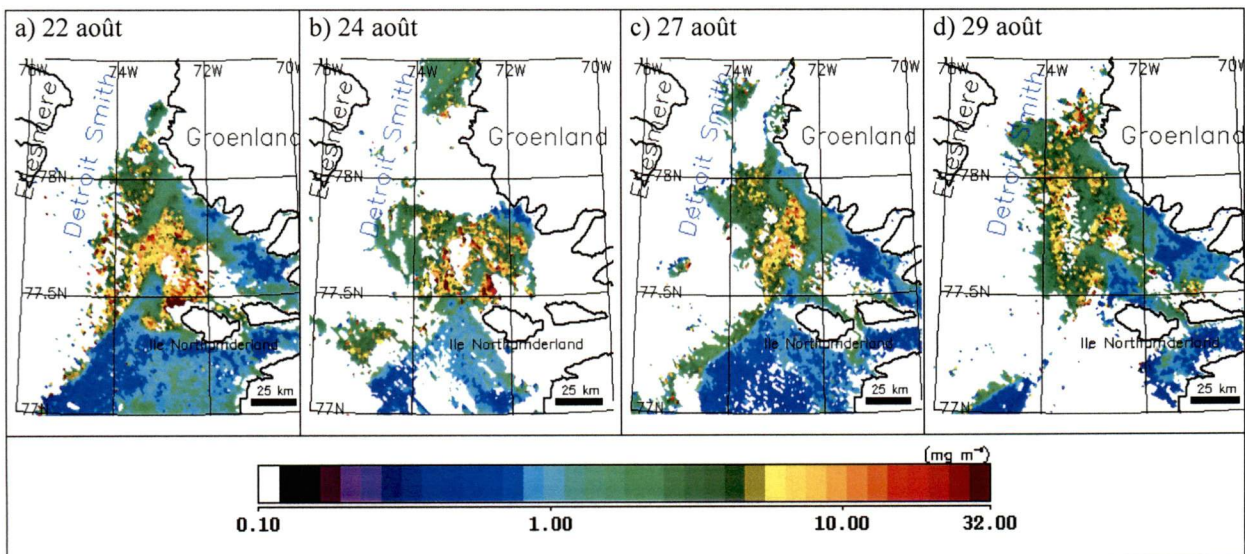


Figure 7.10. – Concentration de chlorophylle dans le Nord de la polynie à la fin août 1999

D'après le patron de circulation général qui a été proposé par Melling *et al.* (sous presse), les eaux s'écoulant par le détroit Smith longent l'île d'Ellesmere avant de bifurquer vers le centre de la polynie plus au sud. Les effets conjugués du transport d'Ekman et de la force de Coriolis rendent peu probable que les eaux qui passent par le détroit Smith puissent se rendre à l'est de l'île Northumberland. Le secteur situé le long du Groënland entre le détroit Smith et l'île Northumberland est donc probablement toujours occupé par les eaux BBW et la présence d'eaux de fonte provenant du bassin de Kane est négligeable. Les données *in situ* ont montrées que cette masse d'eau est fortement stratifiée tard en été (Mei *et al.*, communication personnelle), ce qui sèvre la couche de surface des sels nutritifs sous jacents. Les images

SeaWiFS montrent que de fortes concentrations de chlorophylle peuvent exister dans ce secteur en début d'automne (figure 7.10.). Ce bloom semble avoir été généré par des vents du nord de l'ordre $10,5 \text{ m s}^{-1}$, observés les 22 et 23 août, qui auraient induit une remontée d'eau par transport d'Ekman le long du Groënland à la fin de la saison estivale. C'est un résultat important car il indique que les remontées d'eau dans ce secteur de la polynie ne sont pas uniquement observables tard en hiver ou tôt au printemps, mais aussi en fin d'été.

8. Conclusion

Les objectifs de ce travail de recherche étaient de (1) valider les concentrations de chlorophylle dérivées des données de réflectance mesurées par le capteur SeaWiFS à l'aide des données *in situ* mesurées au cours des campagnes de terrain du projet NOW de 1998 et 1999; (2) d'étudier la variabilité spatio-temporelle de la biomasse phytoplanctonique, et ses relations possibles avec les principaux facteurs physiques tels les courants, les vents, la disponibilité de sels nutritifs et les eaux de fonte.

Nous avons présenté plusieurs arguments qui appuient l'hypothèse que l'algorithme bio-optique OC2v2 développé principalement pour détecter la chlorophylle dans l'océan ouvert (eaux de Type1) est peu performant dans une région comme la polynie NOW, puisqu'il ne tient pas compte du type de phytoplancton présent dans les eaux. Dans les régions polaires, il est connu que le phytoplancton est adapté aux faibles éclaircements et qu'il possède des propriétés optiques différentes des régions tempérées, comme l'ont montré nos résultats sur l'atténuation volumétrique de la lumière. Avec le nombre grandissant de plate-formes satellitaires équipées de capteurs de plus en plus performants pour mesurer la couleur de l'eau, la tendance actuelle est de développer des modèles régionaux, semi-analytiques (souvent pour les eaux de Type 2), plutôt que d'utiliser des relations purement empiriques tel OC2v2. Dans une région arctique comme la polynie NOW, des travaux de recherches sont donc nécessaires pour développer des modèles semi-analytiques qui tiendront compte des propriétés optiques inhérentes des communautés de phytoplancton et des autres substances dissoutes ou en suspension dans l'eau.

Notre interprétation de la cohérence physique et optique des données de SeaWiFS nous a aussi amené à s'attarder sur d'autres problèmes liés à la détection de la chlorophylle dans les régions polaires. En plus des problèmes classiques de la télédétection dans le visible, c'est-à-dire les nuages et les glaces, nos résultats ont montré que l'évaluation de la luminance normalisée sortant de l'eau, qui par définition est insensible aux variations des angles de visée

et d'éclairement, diminuait avec l'augmentation de l'angle zénithal solaire. Les causes exactes de ce phénomène restent peu comprises jusqu'à maintenant, mais semblent provenir des procédures utilisées pour la correction atmosphérique. Comme l'ensemble des calculs bio-optiques se base sur cette la valeur de luminance normalisée, il sera important d'obtenir une valeur de luminance la plus exacte possible en améliorant les corrections atmosphériques, surtout pour les images acquises en fin de journée.

Malgré la difficulté d'obtenir des valeurs précises quant à la concentration de chlorophylle, l'utilisation des images SeaWiFS s'est avéré un outil très utile quant à la caractérisation de la distribution spatio-temporelle du phytoplancton. L'étude de la distribution horizontale de la biomasse phytoplanctonique réalisée au cours des étés 1998 et 1999 a permis de mieux comprendre la dynamique globale du phytoplancton dans la polynie NOW. Nos résultats ont ainsi indiqué qu'il existait une variabilité inter-annuelle importante dans l'établissement du bloom de phytoplancton ainsi que dans sa durée. Les causes probables de cette variabilité apparaissent reliées au climat qui affecte la stabilité de la colonne d'eau et qui contrôle en grande partie la stratification de la colonne d'eau. Ces résultats confirment que la polynie NOW est un écosystème hautement productif, sensible aux changements climatiques. Les images SeaWiFS ont aussi permis d'appuyer certains résultats obtenus au cours des missions en mer, en particulier les différences observées dans les flux verticaux de particules entre 1997-98 et 1998-99. Les différences inter-annuelles observées, à la fois dans les conditions du climat, de la glace et de la chlorophylle, soulèvent donc des questions importantes. Ainsi, si la production primaire dans la polynie NOW est affectée par les changements de climat, comment le réchauffement global de la température peut-il l'affecter ? Est-ce que les conséquences du réchauffement seront les mêmes du côté du Groënland que du côté canadien ? Si le climat se réchauffe, peut-on supposer que le bloom printanier, qui prend place dans les eaux de la polynie, sera plus tôt et de plus courte durée dus à une stratification accrue de la colonne d'eau ? D'autre part, si le climat se réchauffe, la quantité d'eau douce pénétrant dans la polynie sera-t-elle plus importante et le bloom le long d'Ellesmere sera-t-il maintenu pendant plus longtemps ? La série temporelle réalisée dans ce travail est trop courte pour permettre de répondre à ces questions. Un suivi à plus longue échéance sera nécessaire pour

bien comprendre les relations existant entre le climat et la production de phytoplancton dans la polynie NOW.

À la lumière de nos observations, il n'y a pas de doute qu'il faut continuer les recherches à la fois pour l'amélioration de la télédétection de la couleur de l'eau dans les régions arctiques et pour mieux comprendre les relations entre les processus physiques et biologiques qui prennent place dans la polynie. Voici donc, en conclusion, quelques recommandations pour les futures études de la couleur de l'eau dans la polynie NOW :

1. Développer un modèle semi-analytique reliant les propriétés optiques apparentes aux différents constituants de l'eau.
2. Améliorer, par exemple les données climatologiques sur les aérosols de bases (les modèles automatiquement appelées par l'algorithme de correction) et en général les procédures utilisées pour la correction atmosphérique de façon à retrouver la luminance normalisée avec précision (ou plus spécifiquement un comportement temporel de luminance normalisée qui est cohérent, avec les attentes bio-optiques au dessus de la surface de l'eau), même quand l'angle zénithal solaire est élevé.
3. À court terme, quand elles seront disponibles, faire la comparaison des paramètres mesurés aux stations de monitoring entre 1998 et 1999 (courant, température, salinité, transmission) et traiter des images AVHRR pour mesurer la température de surface de la mer.
4. À long terme, réaliser un suivi de la distribution du phytoplancton et de la température de surface par télédétection (SeaWiFS et AVHRR) en parallèle avec les conditions climatiques (vents et température) et les conditions de glace.
5. Modéliser les processus biologiques en fonction des processus physiques comme les vents, la température de l'air, les masses d'eau et les eaux de fonte afin de mieux prévoir les impacts possibles d'un éventuel réchauffement global.

Même si plusieurs des questions soulevées restent sans réponses, ce mémoire a permis de faire avancer les connaissances au niveau de la télédétection de la chlorophylle dans un environnement comme la polynie NOW, et de mieux comprendre les relations entre la

distribution de phytoplancton et les processus physiques tels les vents, les courants et les eaux de fonte.

9. Références

Arístegui, J., Tett, P., Hernández-Guerra, A. Basterretxea, G., Montero, M. F., Wild, K., Sangrá, P., Hernández-Leon, S., Cantón, M., García-Braun, J. A., Pacheco, M. and Barton E. D. (1997) The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution : a study of mesoscale variation around Grand Canaria. *Deep-Sea Research*, vol. 44, n° 1, p. 71-96.

Arrigo, K. R., Weiss, A. M. and Smith, W. O. (1998a) Physical forcing of phytoplankton dynamics in the southwestern Ross Sea. *J. of Geophysical Research*, vol. 103, n° C1, p. 1007-1021.

Arrigo, K. R., Robinson, D. H., Worthen, D. L., Schieber, B. and Lizotte, M. P. (1998b) Bio-optical properties of the southwestern Ross Sea. *J. of Geophysical Research*, vol. 103, n° C10, p. 21682-21695.

Bâcle, J. (2000) The physical oceanography of waters under the North Water Polynya. *Mémoire de maîtrise, Université McGill, Montréal*, 104 p.

Baker, K. S. and Smith, R. C. (1982) Bio-optical classification and model of natural waters. 2. *Limnology and Oceanography*, vol. 27, n° 3, p. 500-509.

Barber, D.G., Hanesiak, J. and Piwowar, J. (2001, sous presse) Sea ice-atmosphere processes within the North Water polynya (NOW) : Part 1 – Seasonal and annual averages between 1979 and 1996. *Atmosphere-Ocean*.

Bourke, R. H., Addison, V. G. and Paquette R. G. (1989) Oceanography of Nares strait and northern Baffin bay in 1986 with emphasis on deep and bottom water formation. *J. of Geophysical Research*, vol. 94, n° C6, p. 8289-8302.

Bourke, R. H. and Paquette, R. G. (1991) Formation of Baffin Bay bottom and deep waters. *in* Chu, P. C. and Gascard, J. C. (Eds), *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*, Elsevier, Amsterdam, p. 135-155.

Bowers, D. G., Harker, G. E. L. and Stephan, B. (1996) Absorption spectra of inorganic particles in the Irish Sea and their relevance to remote sensing of chlorophyll. *International J. of Remote Sensing*, vol. 17, n° 12, p. 2449-2460.

Bricaud, A., Morel, A. and Prieur, L. (1981) Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. *Limnology and Oceanography*, vol. 26, p. 43-53.

Bricaud, A. and Stramski, D. (1990) Spectral absorption coefficients of living phytoplankton and nonalgal biogenous matter : A comparison between the Peru upwelling and Sargasso Sea. *Limnology and Oceanography*, vol. 35, p. 562-582.

Bricaud, A., Morel, A. and Barale, V. (1999) MERIS potential for ocean colour studies in the open ocean. *International J. of Remote Sensing*, vol. 20, n° 9, p. 1757-1769.

Brown, H. R. and Yoder, J. A. (1994) Coccolithophorid bloom in the global ocean. *J. of Geophysical Research*, vol. 99, n° C13, p. 7467-7482.

Carder, K. L., Stewart, R. G., Harvey, G. R. and Ortner, P. B. (1989) Marine humic and fulvic acids : Their effect on remote sensing of ocean chlorophyll. *Limnology and Oceanography*, vol. 34, n° 1, p. 68-81.

Carder, K. L., Chen, F. R., Lee, Z. P., Hawes, S. K. and Kamykowski, D. (1999) Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll *a* and absorption with bio-optical domains based on nitrate – depletion temperatures. *J. of Geophysical Research*, vol. 104, n° C6, p. 5403-5421.

Ciotti, A. M., Cullen, J. J. and Lewis, M. R. (1999) A semi-analytical model of the influence of phytoplankton community structure on the relationship between light attenuation and ocean color. *J. of Geophysical Research*, vol. 104, n° C1, p. 1559-1578.

Clark, D. K. and Maynard, N. G. (1986) Coastal Zone Color Scanner Imagery of phytoplankton pigment distribution in Icelandic Waters. *Proceeding of SPIE – The International Society for Optical Engineering*, vol. 637, p. 350-357.

Comiso, J. C., Maynard, N. G., Smith Jr, W. O. and Sullivan, C. W. (1990) Satellite Ocean Color Studies of Antarctic Ice Edges in Summer and Autumn. *J. of Geophysical Research*, vol. 95, n° C6, p. 9481-9496.

Comiso, J. C., McClain, C., Sullivan, C. W., Ryan, J. P. and Leonard, C. L. (1993) Coastal Zone Color Scanner Pigment Concentrations in the Southern Ocean and Relationships to Geophysical Surface Features. *J. of Geophysical Research*, vol. 98, n° C2, p. 2419-2451.

Cota, G. F. (1999a) Remote Sensing of Ocean Color in the Arctic : Algorithm Development and Comparative Validation. *in* McClain, C. R. and Fargion, G. S. (Eds), SIMBIOS Project 1998 Annual Report, NASA/TM – 208645, p. 47-49.

Cota, G. F. (1999b) Remote Sensing of Ocean Color in the Arctic : Algorithm Development and Comparative Validation. *in* McClain, C. R. and Fargion, G. S. (Eds), SIMBIOS Project 1999 Annual Report, NASA/TM – 209486, p. 55-57.

Cox, C. and Munk, W. (1954) Measurements of the Roughness of sea surface from Photographs of the Sun's Glitter, *J. of Optical Soc. of America*, vol. 44, p. 838-850.

Darby, M. S., Willmot, A. J. and Mysak, L. A. (1994) A non-linear steady-state model of the North Water polynya, Baffin Bay. *J. of Physical Oceanography*, vol.24, p. 1011-1020.

Dierssen, H. M. and Smith, R. C. (2000) Bio-optical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula waters, *J. Geophysical Research*, vol. 105, no. C11, p. 26301-26312.

Ding, K. and Gordon, H. R. (1995) Analysis of the influence of O₂ A-band absorption on atmospheric of ocean color imagery. *Applied Optics*, vol. 34, p. 2068-2080.

Dunbar, M. (1969) Geographical position of the North Water. *Arctic*, vol.22, n° 4, p. 438-441.

Dunbar, M. and Dunbar, M.J. (1972) The history of the North Water. *Proceedings of the Royal Society of Edimburgh*, vol.72, n° 21, p. 231-241.

Falkowski, P. G., Ziemann, D., Zbigniew, K. and Bienfang, P. K. (1991) Role of eddy pumping in enhancing primary production in the ocean. *Nature*, vol. 352, p. 55-57.

Fissel, D. B., Lemon, D. D. and Birch, J. R. (1982) Major features of the summer near-surface circulation of western Baffin Bay, 1978 and 1979. *Arctic*, vol.35, n° 1, p. 180-200.

Frouin, R., Cutchin, D. L. and Deschamps, P.-Y. (1999) Satellite Ocean Color validation Using Merchants Ships. *in* McClain, C. R. and Fargion, G. S. (Eds), SIMBIOS Project 1999 Annual Report, NASA/TM – 209486, p. 65-69.

Gallegos, C. L., Correll, D. L. and Pierce, J. W. (1990) Modeling spectral diffuse attenuation, absorption, and scattering coefficients in a turbid estuary. *Limnology and Oceanography*, vol. 35, p.1486-1502.

Gordon, H. R. and Clark, D. K. (1981) Clear water radiances for atmospheric correction of Coastal Zone Color Scanner imagery. *Applied Optics*, vol. 20, p.4175-4180.

Gordon, H. R. and Morel, A. (1983) Remote assesment of ocean color for satellite visible imagery. A review, *in* Barber, R. T., Mooers, C. N. K., Bowman, M. J. and Zeizchel, B. (eds.), Lecture notes on coastal and estuarine studies. Springer-Verlag, p. 1-120.

Gordon, H. R. and Wang, M. (1994a) Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS : a preliminary algorithm. *Applied Optics*, vol. 33, n° 3, p. 443-452.

Gordon, H. R. and Wang, M. (1994b) Influence of Oceanic Whitecaps on Atmospheric Correction of SeaWIFS. *Applied Optics*, vol. 33, p. 7754-7763.

Gordon, H. R. and Voss, K. J. (1999) MODIS Normalized Water-leaving Radiance Algorithm. Theoretical Basis Document (MOD 18), Version 4, University of Miami, Miami, 96 p.

Hargrave, B. T., Walsh, I. D. and Murray, D. W. (2000) Communications presonnelles. Seasonal and spatial patterns in mass and organic matter sedimentation in the North Water Polynya. Soumis à Deep-Sea Research II.

He, M.-X., Liu, Z.-S., Du, K.-P., Li, L.-P., Chen, R., Carder, K. L. and Lee, Z.-P. (2000) Retrieval of chlorophyll from remote-sensing reflectance in the China seas. *Applied Optics*, vol. 39, N° 15, p.2467-2474.

Heywood, K.J., Barton, E. D. and Simpson, J. H. (1990) Effect of flow disturbance by an oceanic island, *J. of Marine Research*, vol. 48, p. 55-73.

Hooker, S. B., Esaias, W. E., Feldman, G. C., Gregg, W. W. and McClain, C. R. (1992) An overview of SeaWiFS and Ocean Color. SeaWiFS Technical Report Series, NASA Technical Memo. 104566, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md., vol 1. 90 p.

Hu, C., Carder, K. L. and Muller-Karger, F. (2000) Atmospheric Correction of SeaWiFS Imagery over Turbid Coastal Waters : A Practical Method. *Remote Sens. Environ.*, vol. 74, p. 195-206.

IOCCG (2000) Remote sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters, Report number 3 of International Ocean-Colour Coordinating Group, IOCCG, éd. S. Sathyendranath, Darmouth, Canada, 140 p.

Ito, H. and Müller, F. (1977) Horizontal movement of fast ice in the North Water area. *J. of Glaciology*, vol. 19, n° 81, p. 547-554.

Jacques, A. (2000) La télédétection passive de la chlorophylle dans l'Estuaire maritime du Saint-Laurent : optimisation spectrale des algorithmes et application au SeaWiFS, Thèse de doctorat, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 160 p.

Johannessen, O. M., Shalina, E.V. and Miles, M.W. (1999) Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation. *Science*, vol. 286, p.1937-1939.

Kahru, M. and Mitchell, B. G. (2001) Seasonal and nonseasonal variability of satellite-derived chlorophyll and colored dissolved organic matter concentration in the California Current. *J. of Geophysical Research*, vol.106, n° C2, p. 2517-2529.

Kalnay, E., Kanamitsu, M. and Baker, W. E. (1990) Global numerical weather prediction at the National Meteorological Center. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 71, p. 1410-1428.

Kanamitsu, M. (1989) Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Wea. and Forecasting*, vol. 4, p. 335-342.

Kanamitsu, M., Alpert, J. C., Campana, K. A., Caplan, P.M., Deaven, D. G., Iredell, M., Katz, B., Pan, H.-L., Sela, J. and White, G. H. (1991) Recent changes implemented into the global forecast system at NMC. *Wea. and Forecasting*, vol. 6, p. 425-435.

Klein, B., LeBlanc, B., Mei, Z.-P., Beret, R., Michaud, J., Mundy, C. J., von Quillfeldt, C. H., Garneau, M.-È., Roy, S., Gratton, Y., Cochran, J. K., Barber, D., Larouche, P., Bélanger, S. and Legendre, L. (2000) Communications personnelles. Size-fractionated phytoplankton biomass and primary production in North Water Polynya. *Soumis à Deep-Sea Research II*.

Kögeler, J. and Rey, F. (1999) Ocean colour and the spatial and seasonal distribution of phytoplankton in the Barents Sea. *International J. of Remote Sensing*, vol. 20, n° 7, p. 1303-1318.

Lee, Z., Carder, K. L., Hawes, S. K., Steward, R. G., Peacock, T. G. and Davis, C. O. (1994) Model for the interpretation of hyperspectral remote-sensing reflectance. *Applied Optics*, vol. 35, p. 5721-5732.

Lemon, D. D. and Fissel, D. B. (1982) Seasonal variations in currents and water properties in northwestern Baffin Bay, 1978-1979. *Arctic*, vol.35, n° 1, p. 211-218.

Lewis, E.L., Ponton, D., Legendre, L. and Leblanc, B. (1996) Springtime sensible heat, nutrients and phytoplankton in the Northwater Polynya, Canadian Arctic. *Continental Shelf Research*, vol. 16, n° 14, p. 1775-1792.

Loisel, H. and Morel, A. (1998) Light scattering and chlorophyll concentration in case 1 water : A reexamination. *Limnology and Oceanography*, vol. 45, n° 5, p. 847-858.

Manak, D.K. and Mysak L.A. (1989) On the relationship between Arctic sea-ice anomalies and fluctuations in northern canadian air temperature and river discharge. *Atmosphere-Ocean*, vol.27, n° 4, p. 682-691.

Marko, J. R., Birch, J. R. and Wilson, M. A. (1982) A study of long-term satellite-tracked iceberg drifts in Baffin Bay and Davis Strait. *Arctic*, vol.35, n° 1, p. 234-240.

Maynard, N.G. (1986) Coastal zone color scanner imagery in the marginal ice zone. *J. of Marine Technology Society*, vol. 20, p. 14-27.

Maynard, N.G. and Clark, D. K. (1987) Satellite Color Observations of Spring Blooming in Bering Sea Shelf Waters During the Ice Edge Retreat in 1980. *J. of Geophysical Research*, vol.92, n° C7, p. 7127-7139.

Mei, Z-P., Legendre, L., Gratton, Y., Tremblay, J-E., Leblanc, B., Mundy, C.J., Klein, B., Gosselin, M., Larouche, P., Papakyriakou, T.N. and Lovejoy, C. (2000) Communications personnelles. Hydrodynamic control of spring-summer phytoplankton dynamics in the North Water polynya, April-July, 1998. Soumis à *Deep-Sea Research II*.

Melling, H., Gratton, Y. and Ingram, G. (2001, sous presse) Oceanic Circulation within the North Water polynya in Baffin Bay. *Atmosphere-Ocean*.

Michel, C., Nozais, C. and Gosselin, M. (2000) Communication personnelle. Preferential sinking export of biogenic silica during the spring-summer in the North Water Polynya (northern Baffin Bay): temperature or biological control? Soumis à *J. of Geophysical Research*.

Mitchell, B. G. (1992) Predictive bio-optical relationships for polar oceans and marginal ice zones. *J. of Marine Systems*, vol. 3, p. 91-105.

Mitchell, B. G. and Holm-Hansen, O. (1991) Bio-optical properties of Antarctic Peninsula waters: differentiation from temperated ocean models. *Deep-Sea Research*, vol. 38, n° 8/9, p. 1009-1028.

Mitchell, B. G., Brody, E. A., Yeh, E.-N., McClain, C., Comiso, J. and Maynard, N. G. (1991) Meridional zonation of Barents Sea ecosystem inferred from satellite remote sensing and *in situ* bio-optical observations. In: Sakshaug, E., Hopkins, C. C. E. and Oritsland, N. A. (eds). *Proceedings of the Pro Mare Symposium on Polar Marine Ecosystem*, Trondheim 12- 16 may 1990. *Polar Research*, vol. 10, p. 147-162.

Mitchell, B. G. and Flatau, P. (1999a) Bio-optical Measurement and Modeling of the California Current and Polar Oceans. *in* McClain, C. R. and Fargion, G. S. (Eds), *SIMBIOS Project 1998 Annual Report*, NASA/TM – 208645, p. 66-68.

Mitchell, B. G. and Flatau, P. (1999b) Bio-optical Measurement and Modeling of the California Current and Polar Oceans. *in* McClain, C. R. and Fargion, G. S. (Eds), *SIMBIOS Project 1999 Annual Report*, NASA/TM – 209486, p. 80-84.

Morel, A. (1973) Diffusion de la lumière par les eaux de mer; Résultats expérimentaux et approche théorique. *Optics of the sea*, AGARD lecture series, vol. 63, sect 3, p. 1-76.

Morel, A. (1974) Optical Properties of Pure Water and Pure Sea Water, *in* Jerlov, N., and Steemann Nielsen, E. (Eds), *Optical aspects of Oceanography*, Academic press, New York, p. 1-24.

Morel, A. and Gordon, H. R. (1980) Report of the working group on water color, *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 18, p.343-355.

Morel, A. (1988) Optical Modeling of the Upper Ocean in Relation to its Biogenous Matter Content (Case 1 Waters). *J. of Geophysical Research*, vol. 93, , n° C9, p. 10749-10768.

Morel, A. and Gentili, B. (1991) Diffuse reflectance of oceanic waters : its dependence on Sun angle as influenced by molecular scattering contribution. *Applied Optics*, vol. 30, p.4427-4438.

Morel, A. and Gentili, B. (1993) Diffuse reflectance of oceanic waters : II. Bidirectional aspects. *Applied Optics*, vol. 32, p.6864-6879.

Morel, A. and Gentili, B. (1996) Diffuse reflectance of oceanic waters : III. Implication of bidirectionality for remote sensing problem. *Applied Optics*, vol. 35, p.4850-4862.

Morel, A., Voss, K. J. and Gentili, B. (1995) Bidirectional reflectance of oceanic water : A comparison of modeled and measured upward radiance fields. *J. of Geophysical Research*, vol. 93, n° C9, p.13143-13150.

Mueller, J. L. and Austin, R. W. (1992) Ocean optics protocols for SeaWiFS validation, *in* : Hooker, S. B. and Firestone, E. R. (Eds) SeaWiFS Technical Report Series, NASA Technical Memo. 104566, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md., vol 5. 43 p.

Mueller, J. L. and Austin, R. W. (1995) Ocean optics protocols for SeaWiFS validation, revision 1, *in* : Hooker, S. B., Firestone, E. R., and Acker, J. G. (Eds) SeaWiFS Technical Report Series, NASA Technical Memo. 104566, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Md., vol 25. 62 p.

Muench, R.D. (1971) The physical oceanography of the northern Baffin Bay region. *In* : The Baffin Bay – North Water Project Report 1. Arctic Institute of North America, Calgary, 150 p.

Muller-Karger, F. E., McClain, C. R., Sambrotto, R. N. and Ray, G. C. (1990) A comparison of ship and Coastal Zone Color Scanner mapped distribution of phytoplankton in the southeastern Bering Sea. *J. of Geophysical Research*, vol.95, n° C7, p. 11483-11499.

Mundy, C.J. (2000) Sea ice physical processes and biological linkages in the North Water Polynya during 1998. Master's Thesis, University of Manitoba, Winnipeg 126 p.

Mysak, L. A. and Huang, F. (1992) A latent- and sensible-heat polynya model for North Water, northern Baffin Bay. *J. of Physical Oceanography*, vol.22, n° 6, p. 596-608.

Mysak, L. A., Ingram, R. G., Wang, J. and Van der Baaren, A. (1996) The anomalous sea-ice extent in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador sea during three simultaneous NAO and ENSO episodes. *Atmosphere-Ocean*, vol.34, n° 2, p. 313-343.

Nozais, C., Gosselin, M., Michel, C. and Tita, G. (2001, sous presse) Abundance, biomass, composition and grazing impact of sea-ice meiofauna in North Water, northern Baffin Bay. *Marine Ecology Progress Series*.

O'Reilly E., Maritorena, S., Mitchell, B.G., Siegel, D.A., Carder, K.L., Garver, S.A., Kahru, M. and McClain C. (1998) Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *J. of Geophysical Research*, vol.103, n° C11, p. 24937-24953.

Pegau, W. S., Gray, D. and Zaneveld, J. R. V. (1997) Absorption and attenuation of visible and near-infrared light in water : dependence on temperature and salinity. *Applied Optics*, vol. 36, n° 24, p. 6035-6046.

Preisendorfer, R. W. (1976) *Hydrologic optics. Vol 1. Introduction.* U. S. Department of Commerce National Oceanic and Atmosphere Administration, Environment Research Laboratory, Honolulu, 218 p.

Roesler, C. S., Perry, M. J. and Carder, K. L. (1989) Modeling in situ phytoplankton absorption spectra in productive inland marine waters. *Limnology and Oceanography*, vol. 34, n° 8, p. 1510-1523.

Rothrock, D.A., Yu, Y. and Maykut, G.A. (1999) Thinning of the Arctic sea-ice cover. *Geophysical Research letters* 26, vol. 23, p. 3469-3472.

Sathyendranath, S. and Platt, T. (1997) Analytic model of ocean color. *Applied Optics*, vol. 36, n° 12, p. 2620-2629.

Sathyendranath, S. and Platt, T. (1998) Ocean-color model incorporating transspectral processes. *Applied Optics*, vol. 37, n° 11, p. 2216-2227.

Sathyendranath, S., Cota, G., Stuart, V., Maass, H. and Platt, T. (2001) Remote sensing of phytoplankton pigments : a comparison of empirical and theoretical approaches. *International J. of Remote Sensing*, vol. 22, n° 2, p. 249-273.

Simpson, J. H., Tett, P. B., Argote-Espinoza, M. L., Edwards, A., Jones, K. J. and Savidge, G. (1982) Mixing and phytoplankton growth around an island in a stratified sea. *Continental Shelf Research*, vol. 1, n° 1, p. 15-31.

Smith, C. R. and Baker, K. S. (1978) Optical classification of natural waters. *Limnology and Oceanography*, vol 23, n° 2, p. 260-268.

Smith, C. R. and Baker, K. S. (1981) Optical properties of the clearest natural waters (200 – 800 nm). *Applied Optics*, vol 20, n° 2, p. 177-184.

Smith, S. D., Muench, R. D. and Pease, C. H. (1990) Polynyas and Leads : An overview of physical processes and environment. *J. of Geophysical Research*, vol. 95, n° C6, p. 9461-9479.

Steffen, K. (1985) Warm water cells in the North Water, northern Baffin Bay during winter. *J. of Geophysical Research*, vol.90, n° C5, p. 9129-9136.

Steffen, K. and Ohmura, A. (1985) Heat exchange and surface conditions in North Water, northern Baffin Bay. *Annals of Glaciology*, vol.6, p. 178-181.

Steffen, K. (1986) Ice conditions of an Arctic polynya : North Water in winter. *J. of Glaciology*, vol.35, n° 112, p. 386-390.

Steffen, K. and Lewis J. E. (1988) Surface temperature and sea ice typing for northern Baffin bay. *International J. of Remote Sensing*, vol.9, n° 3, p. 409-422.

Stirling, I. (1980) The biological importance of polynyas in the Canadian Arctic. *Arctic*, vol. 33, p.303-315.

Stirling, I. (1997) The importance of polynyas, leads to marine mammals and birds. *J. of Marine System*, vol. 10, p. 9-21.

Struzik, E. (1990) Arctic Oases, *Equinox*, Winter, p. 38-50.

Sullivan, C. W., McClain, C. R., Comiso, J. C. and Smith Jr, W. O. (1988) Phytoplankton standing crops within an Antarctic ice edge assessed by satellite remote sensing. *J. of Geophysical Research*, vol. 93, n° C10, p.12487-12498.

Sullivan, C. W., Arrigo, K. R., McClain, C. R., Comiso, J. C. and Firestone, J. (1993) Distribution of phytoplankton blooms in the Southern Ocean. *Science*, vol. 262, p. 1832-1837.

Tremblay, J.-E., Gratton, Y., Payne, C. D. and Price, N. M. (2000 a) Communications personnelles. Arctic water through the North Water polynya : consequences for regional nutrient regimes and the Arctic Ocean's Budget of silicon. Soumis à *J. of Geophysical Research*.

Tremblay, J.E., Gratton, Y., Minnett, P., Fauchot, J. and Price, N. M. (2000 b) Communications personnelles. Climatic and oceanic forcing of new and diatom production in the North Water Polynya. Soumis à Deep Sea Res. II.

Ulloa, O., Sathyendranath, S. and Platt, T. (1994) Effect of the particule-size distribution on the backscattering ratio in seawater. Applied Optics, vol. 33., n° 30, p. 7070-7077.

Wang, J., Mysak, L.A. and Ingram, R. G. (1994) Interannual variability of sea-ice cover in Hudson Bay, Baffin Bay and the Labrador Sea. Atmosphere-Ocean, vol. 32, n° 2, p. 421-447.

Wright, S., Jeffrey, S. W., Mantoura, R. F. C., Llewellyn, C. A., Bjørnland, T., Repeta, D. and Welschmeyer, N. (1991) Improved HPLC method for the analysis of chlorophylls and carotenoids from marine phytoplankton, Mar. Ecol. Progr. Ser., vol. 77, p. 183-196.

**Annexe A- Effet de l'environnement sur les mesures de chlorophylle *a*
estimées par SeaWiFS**

L'environnement entourant la polynie NOW est constitué essentiellement de glace et de neige ayant un albédo très élevé comparé à l'eau. Ceci pourrait induire des problèmes dans le calcul des concentrations de chlorophylle en raison de la diffusion atmosphérique ainsi que du temps de réponse dû au capteur SeaWiFS.

Avec l'ancien capteur de la couleur de l'eau, CZCS, des problèmes de saturation avaient été notés lors d'une étude de la couleur de l'eau en Antarctique (Comiso *et al.*, 1990). Pour remédier à ce problème, le capteur SeaWiFS a été conçu de façon à produire une réponse bilinéaire où la sensibilité du capteur change en fonction de l'intensité lumineuse (le capteur est moins sensible aux très fortes valeurs de luminance). Le résultat de cette réponse est que les effets de saturation dus aux nuages, à la glace et au sable sont éliminés (SeaWiFS technical Reports, volume 23).

Nous nous sommes intéressés à déterminer comment l'environnement peut avoir un effet sur les mesures de luminances et conséquemment sur le calcul de la chlorophylle. Pour ce faire, nous avons choisi d'analyser les bandes spectrales du visible à 490 et 555 nm utilisées pour calculer la chlorophylle et celle du proche infrarouge à 865 nm, où la réflectance de l'eau pure est effectivement nulle. De plus, nous avons extrait les données de chlorophylle calculées à partir des données de luminances normalisées (voir section 3.2). La méthode choisie a été d'extraire d'une image L1A du 20 juin 1999 les comptes numériques des trois bandes spectrales analysées, ainsi que la concentration de chlorophylle de l'image L2 correspondante (figure A1) pour une ligne de données. En présence de glace (les premiers et derniers pixels de la ligne extraite), les valeurs de niveau de gris mesurées dans les trois bandes spectrales sont de l'ordre de 820 (figure A2).



Figure A1. – Image en couleurs vraies du 20 juin 1999 à 19h16. Le trait rouge représente la ligne de pixel analysée

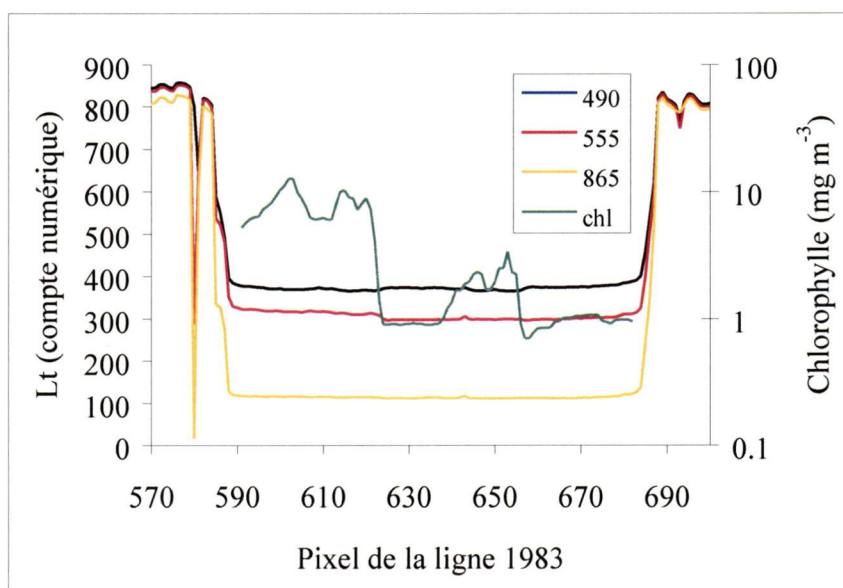


Figure A2. – Comptes numériques des bandes 490, 555 et 865 nm et concentration de chlorophylle pour la ligne 1983 de l'image du 20 juin 1999

Au-dessus de l'eau, la bande à 865 nm montre des niveaux de gris assez constants variant entre 111 et 115. Considérant que l'eau absorbe tout le rayonnement dans le proche infrarouge, on considère que la contribution de l'atmosphère à 865 nm est d'environ 113 compte numérique (NG ou niveaux de gris) au-dessus de l'eau, loin d'une surface brillante (nuage ou glace). Pour les bandes du visible (490 et 555 nm) les comptes numériques sont plus élevés et dépendent aussi du contenu en chlorophylle de l'eau mais sont de l'ordre de 400 et 350 respectivement.

Puisque le capteur SeaWiFS balaie la surface de gauche à droite (Ouest vers l'Est), on peut s'attendre à ce que la saturation du capteur se fasse à droite d'une surface brillante (glace, terre ou nuage). Afin de vérifier ce phénomène, on a regardé la réaction du capteur à l'ouest des eaux ouvertes (figure A1). On remarque un changement brusque dans les comptes numériques entre les 579 et 580^{ième} pixels de la ligne étudiée (tableau A1).

Tableau A1. – Compte numérique de trois pixels successifs

Pixel :	579	580	581
490 nm	848	802	639
555 nm	842	286	662
865 nm	817	14	608

Le 579^{ième} pixel montre des luminances élevées, typiques d'un couvert de glace (figure A1). Le pixel suivant montre une réponse du capteur très différente entre les bandes spectrales. Une baisse marquée est notée dans les niveaux de gris pour les bandes de 555 et 865 nm. La valeur de 14 NG à 865 nm est incohérente avec la contribution de l'atmosphère au-dessus de l'eau qui est de l'ordre de 115 NG. C'est le résultat du phénomène de saturation mieux connu sous le nom "*Electronic Overshoot*", qui résulte du mésappariement entre la vitesse de balayage du capteur et la vitesse de réponse de l'amplificateur électronique. Cette forte diminution arrive toujours lorsque le capteur mesure un pixel de glace suivit d'un pixel d'eau ouverte. Le même phénomène s'est aussi produit dans la bande 555 nm où la luminance est passée de 842 à 286 NG. Par contre, la luminance reste élevée à 490 nm (802), qui est probablement une combinaison du temps de réponse du capteur qui est plus lente ou d'une forte diffusion de

l'environnement dans cette bande. Les algorithmes ont masqué ce pixel lors du calcul de la concentration de chlorophylle. Cependant, il peut arriver certaine situation où l'effet d'*overshoot* soit moins important et que les algorithmes interprètent le pixel comme une forte absorption par l'eau, et ainsi une concentration de chlorophylle très élevée. Bien qu'il ne soit pas constant, on a noté ce phénomène sur d'autres lignes de pixel sur d'autres images (non présentées). De plus, nous avons remarqué que ce problème était plutôt ponctuel, c'est-à-dire qu'il affectait rarement plus d'un pixel suivant la surface brillante. Afin de réduire le nombre de pixels pouvant être affectés par le phénomène d'*overshoot*, l'application d'un filtre médian de 3 km par 3 km a donné d'excellents résultats. Quand seulement un ou deux pixel sont affectés par l'effet d'*overshoot*, ceux-ci étaient éliminés par le filtre médian qui tri les neuf pixels par ordre croissant et choisi la valeur médiane.

Dans notre étude, l'effet de l'environnement peut aussi se manifester par la diffusion de la lumière réfléchi par la glace au-dessus de l'eau. Afin de vérifier ce phénomène nous avons regardé comment les luminances et la chlorophylle variaient lorsque le capteur mesure l'eau et ensuite la glace (figure A3).

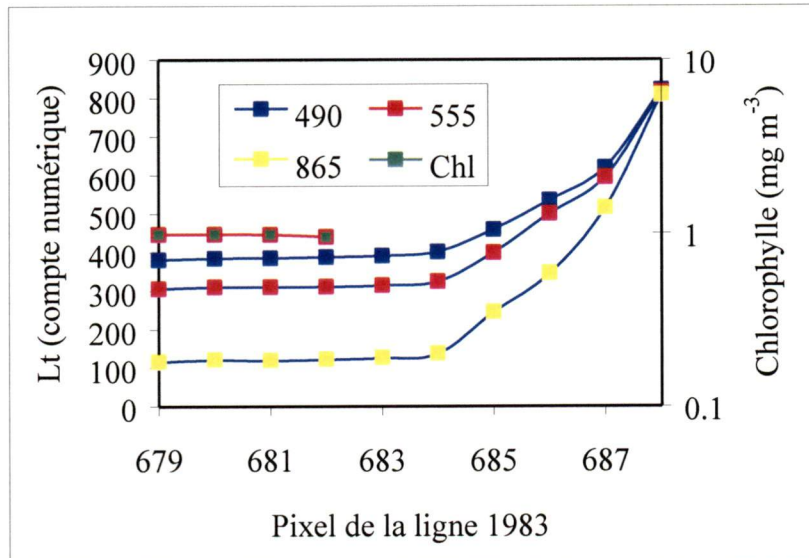


Figure A3. - Comptes numériques des bandes 490, 555 et 865 nm et concentration de chlorophylle en bordure de la glace

À mesure qu'on s'approche de la glace, la luminance augmente graduellement. Que ce phénomène soit le résultat d'un couvert de glace qui augmente graduellement en épaisseur ou de la diffusion de l'environnement, cela importe peu pour les calculs de concentration de chlorophylle car les pixels sont masqués par les algorithmes. Par contre, si l'on regarde les cinq premiers pixels qui montrent des concentrations de chlorophylle, on se rend compte qu'il y a aussi une légère augmentation de la luminance vers la glace (tableau A2).

Tableau A2. - Compte numérique de luminance et concentration de chlorophylle pour cinq pixels successifs en bordure de la glace

Pixel :	679	680	681	682	683
490	381	384	385	388	391
555	306	310	310	311	314
865	115	120	119	121	125
Chl (mg m ⁻³)	0,97	0,98	0,98	0,98	0,95

Puisque la bande 865 nm ne varie qu'en fonction de l'atmosphère, on peut supposer que l'augmentation de la luminance à 490 et 555 nm est d'origine atmosphérique, donc possiblement résultat de l'environnement. Par contre, aucune tendance n'est notée sur le calcul de la chlorophylle. L'effet résiduel de l'environnement est par la suite réduit par la correction atmosphérique des aérosols qui considère cette contribution comme une plus grande diffusion des aérosols (i. e. que l'épaisseur optique déduite des bandes 865 et 765 nm augmente et donc la correction est plus sévère, ce même si l'algorithme ne tient pas compte de l'effet de l'environnemental). De plus, comme l'algorithme bio-optique utilise un rapport de bande (R_{rs490}/R_{rs555}) pour calculer la chlorophylle, l'effet de l'environnement est annulé. Nous concluons donc que bien que l'effet de l'environnement soit présent dans les données de luminances, il est négligeable lors de l'interprétation des concentrations de chlorophylle en bordure de la glace.