



HAL
open science

Contribution de l'imagerie satellitaire visible, proche infrarouge et infrarouge thermique, à l'étude des mers arctiques eurasiatiques

Brice Anselme

► To cite this version:

Brice Anselme. Contribution de l'imagerie satellitaire visible, proche infrarouge et infrarouge thermique, à l'étude des mers arctiques eurasiatiques. Etudes de l'environnement. Université Paris-Sorbonne - Paris IV, 1997. Français. NNT: . tel-00955324

HAL Id: tel-00955324

<https://theses.hal.science/tel-00955324>

Submitted on 4 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



ECOLE DES MINES
DE PARIS

CENTRE D'ENERGETIQUE
Groupe Télédétection & Modélisation



UNIVERSITE DE PARIS IV - SORBONNE
U.F.R. de Géographie et Aménagement

Original

THESE DE DOCTORAT

présentée à

l'Université de Paris 4 - Sorbonne
Ecole Doctorale Géographie et Aménagement

pour l'obtention du titre de

Docteur en Géographie Physique

par

Brice ANSELME

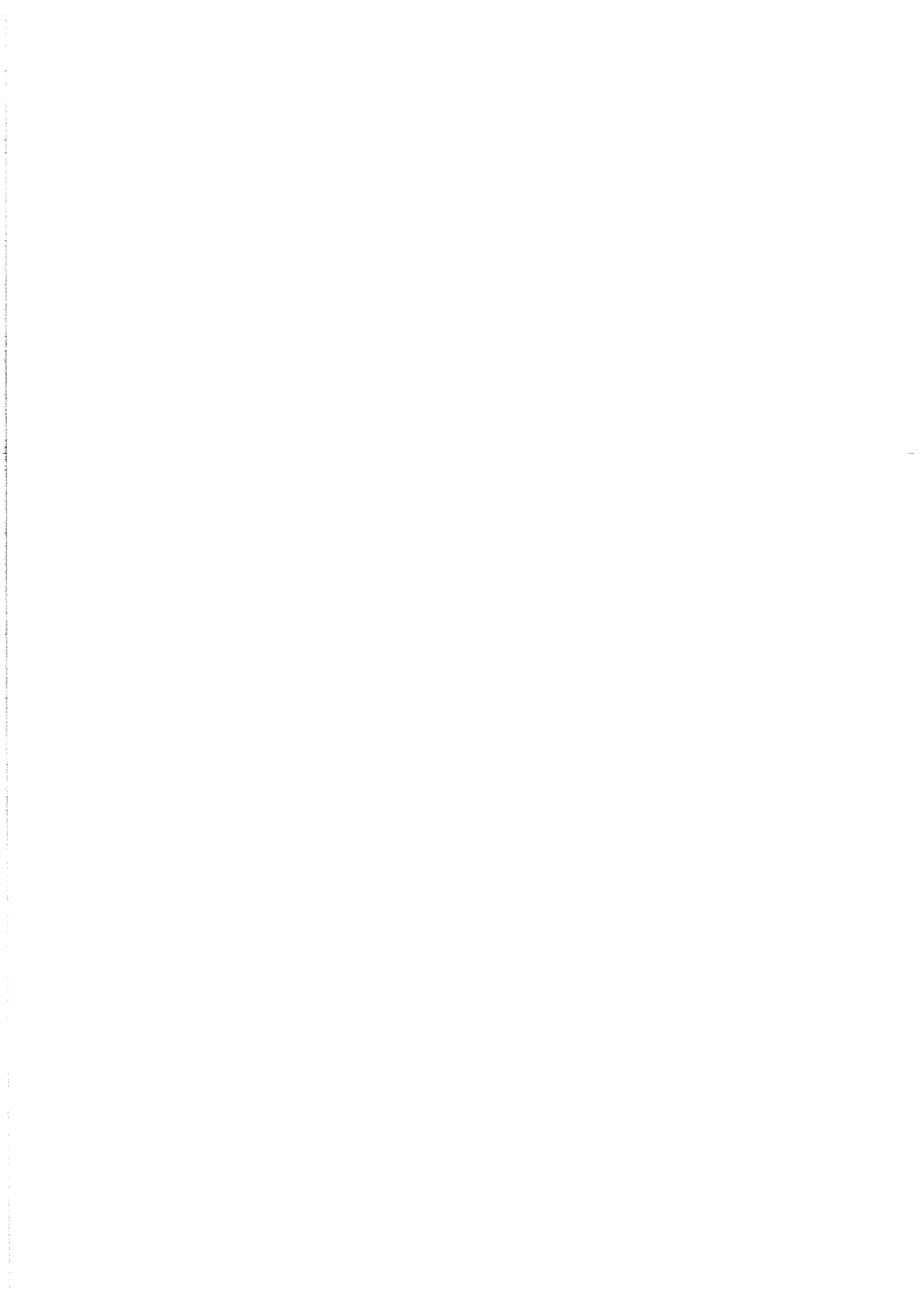
**Contribution de l'imagerie satellitaire visible,
proche infrarouge et infrarouge thermique à l'étude
des mers arctiques eurasiatiques.**

Soutenue le 15 décembre 1997 à l'Institut Océanographique,
devant le Jury composé de Messieurs :

J. C. GASCARD
C. KERGOMARD
J. R. VANNEY
A. CAVANIE
J. P. BRAVARD
L. WALD

L.O.D.Y.C. - Paris 6
L.O.A - Lille
Institut de Géographie - Paris 4
IFREMER - Brest
Institut de Géographie - Paris 4
Ecole des Mines de Paris

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse





**ECOLE DES MINES
DE PARIS**

CENTRE D'ENERGETIQUE
Groupe Télédétection & Modélisation



UNIVERSITE DE PARIS IV - SORBONNE
U.F.R. de Géographie et Aménagement

THESE DE DOCTORAT

présentée à

l'Université de Paris 4 - Sorbonne
Ecole Doctorale Géographie et Aménagement

pour l'obtention du titre de

Docteur en Géographie Physique

par

Brice ANSELME

**Contribution de l'imagerie satellitaire visible,
proche infrarouge et infrarouge thermique à l'étude
des mers arctiques eurasiatiques.**

Soutenue le 15 décembre 1997 à l'Institut Océanographique,
devant le Jury composé de Messieurs :

**J. C. GASCARD
C. KERGOMARD
J. R. VANNEY
A. CAVANIE
J. P. BRAVARD
L. WALD**

L.O.D.Y.C. - Paris 6
L.O.A - Lille
Institut de Géographie - Paris 4
IFREMER - Brest
Institut de Géographie - Paris 4
Ecole des Mines de Paris

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Directeur de thèse

Remerciements

... Encore quelques lignes, et le manuscrit sera achevé !

Il est difficile d'exprimer toute la joie que l'on ressent à ce moment précis. Lorsque j'ai commencé ma thèse, je n'avais aucune idée des difficultés qui jalonnaient mon travail au cours des trois années de recherche à venir. Mais, petit à petit, les difficultés se sont effacées, d'abord par la persévérance, mais surtout grâce à toutes les personnes qui m'ont soutenu et aidé pendant la thèse.

Je tiens tout d'abord à remercier les personnes qui m'ont fait l'honneur de juger mon travail : messieurs Lucien Wald et Jean René Vanney (respectivement directeur et co-directeur de thèse) pour leur précieux soutien et leurs encouragements, monsieur Alain Cavané, monsieur Jean Paul Bravard, ainsi que messieurs Jean Claude Gascard et Claude Kergomard, qui ont accepté la lourde charge d'être rapporteurs.

J'ai débuté mon travail à Tromsø, dans le nord de la Norvège, au sein de la société R&D Akvaplan niva, dans le cadre du programme européen COMETT. Je remercie vivement la Commission Européenne (Bruxelles) qui a financé une partie de mon travail, ainsi que Reidulf Juliussen pour le très bon accueil dans sa compagnie. Merci à Jos Kögeler de m'avoir encadré pendant mon séjour et pour les superbes navigations dans les fjords aux alentours de Tromsø. Merci à Stig Falk Petersen et Salve Dahle qui m'ont toujours écouté avec attention et encouragé. Merci à Trond Skotvund pour les moments inoubliables passés sur le terrain dans le cadre grandiose des îles Lofoten. Merci à Merete Stefanussen pour sa complicité de tous les jours et son sourire ravissant. Merci à Sabine Cochrane pour m'avoir initié aux acrobaties du télémark. Merci à Hans Wolkers avec qui j'ai eu la joie de découvrir les paysages magnifiques du Spitsberg. Merci à Gjermund Bahr qui m'a fait découvrir les délices (pecten et araignées de mer) de la plongée sous marine dans une eau dont la température s'écrit généralement au singulier. Merci à Kurt Roger Fredriksen et à sa famille pour les parties de pêche à la morue et les fameuses "Molje" de Senja. Merci à Elleke Wartena et Harvey Goodwin, pour tous les bons moments passés ensemble. Et puis merci à tous les autres que je ne cite pas, mais que je n'oublie pas pour autant.

Au cours de mon séjour en Norvège, j'ai eu la chance de rencontrer Jean Louis Etienne et toute son équipe. Je tiens à leur exprimer ma profonde reconnaissance pour leur accueil chaleureux à bord de l'Antarctica et pour leurs récits qui m'ont fait voyager d'un pôle à l'autre.

Je tiens tout particulièrement à remercier Thierry Ranchin qui a pris grand soin de bien "préparer le terrain" avant mon arrivée à Tromsø. Un grand merci à Michel Albuisson, qui, malgré la distance qui nous séparait, a toujours été présent et patient pour me "dépatouiller" des nombreux soucis informatiques. Merci également à François Cauneau qui, par ses remarques constructives, a participé à l'avancement de ma thèse. J'exprime toute ma sympathie aux personnes qui, tous les jours, participent (ou ont participé) à la bonne ambiance du groupe : Valérie, Isabelle, Karine, Christelle, Mireille, Sophie, Luce, Camille, Olivier, Axel et Mona (pour sa participation active à la dactylographie du manuscrit), Lionel M. et S., Philippe, Joël, François, Erwan, Nicolas, Michael, Veli Pekka, Hans Georg, Saber, Mario. Sans oublier les doctorants du CENERG, Gilles, Georges, Jérôme, Arnaud, David, Benjamin (vas-tu nous revenir ?), Christian, Thierry et Michel, pour leur bonne humeur.

J'exprime toute ma gratitude à Roseline, Christine et Marie-Jeanne, Brigitte et Sylvie, responsables de la communication, du secrétariat et de la bibliothèque, pour leur aide précieuse et leur sourire permanent dans toutes les circonstances.

J'adresse mes remerciements à mes amis, qui ont contribué, de près ou de loin, au bon déroulement de ma thèse : Thierry et Nathalie, Gilles (avec qui j'ai eu la chance de gravir tous les plus hauts sommets du Troms), Hervé et Virginie, Yves, Paul Christian et Laurence, Jean-Philippe et Tchitt.

Mes derniers remerciements vont à ma famille, à mes parents et mes deux soeurs, qui m'ont toujours poussé et encouragé dans mes études, ...

... ainsi qu'à Anne Claire.

Pour terminer, j'ajouterais quelques mots concernant mon cursus universitaire. Après une formation générale de biologiste, puis de biochimiste, je me suis dirigé vers l'océanographie, car, enfermé dans les laboratoires, je me sentais trop éloigné de la nature. Après ma maîtrise, j'ai suivi les enseignements de Géographie de l'Environnement Global à l'université Paris IV - La Sorbonne (responsable Prof. J. R. Vanney), avant d'effectuer mon stage de DEA en océanographie spatiale, entre février et juillet 1992, au sein de l'Ecole des Mines de Paris (Groupe Télédétection & Modélisation, responsable L. Wald). Après mon service national, Lucien Wald m'a proposé de partir à Tromsø pour débiter une thèse.

... Je ne le remercierai jamais assez. Non seulement il m'a permis de découvrir un pays magnifique et des gens formidables, mais il m'a aussi offert un sujet de recherche sur un thème qui me captivait davantage de jour en jour et qui est devenu une passion. Merci Lucien.

Mon travail a donné lieu à la rédaction de quelques articles et communications :

Anselme B., 1997 : Sea ice fields in European arctic seas, as seen from NOAA-12 satellite, *International Journal of Remote Sensing*, à paraître.

Pfirman S.L., Kögeler J., Anselme B., 1995 : Coastal Environments of the Kara and Eastern Barents Seas, *Deep Sea Research Special Issue*, edited by H.D. Livingston, Vol. 42, No. 6, 1391-1412.

Pfirman S.L., Kögeler J., Anselme B., 1995 : Transport of Radionuclides from the Kara Sea : Potential "Shortcuts" in Space and Time, *Proceedings of the International Conference on environmental radioactivity in the Arctic*, Oslo (Norway), à paraître.

Anselme B., Kögeler J., 1995 : Transport processes in the Kara Sea, *Proceedings of the Third Thematic Conference on Remote Sensing for Marine and Coastal Environments*, Seattle, Washington, II.441-II.452.

Kögeler J., Anselme B., Falk Petersen S., 1995 : Some applications of AVHRR and CZCS satellite data studies of the Barents and Kara seas, *Ecology of Fjords and Coastal Waters*, Elsevier, Amsterdam, 219-228.

SOMMAIRE

	<i>pages</i>
UNE REGION CLEF POUR L'ENVIRONNEMENT DE NOTRE PLANETE	5
1. Le cadre	7
2. Les objectifs	8
3. Les moyens	9
4. L'organisation du document	10

<i>PREMIERE PARTIE</i>

Méthodologie : la zone d'étude, l'acquisition des données et leur traitement
--

CHAPITRE 1 - L'OCEAN GLACIAL ARCTIQUE ET SES MERS EPICONTINENTALES	15
1.1 L'océan Glacial Arctique	17
1.2 Les mers arctiques eurasiatiques	21
1.2.1 La mer de Barents	22
1.2.2 La mer de Kara	23
1.2.3 Le sud-est de la mer de Barents	23
CHAPITRE 2 - MOYENS ET METHODES D'INVESTIGATION	25
2.1 Mesures <i>in situ</i>	27
2.2 Problèmes liés aux mesures <i>in situ</i>	29
2.2.1 Les problèmes d'accès aux mesures	29
2.2.2 Le problème de la dispersion spatio-temporelle	30
2.3 Les observations satellites	31
2.3.1 Le principe de la mesure par les radiomètres	31
2.3.2 Principales caractéristiques des capteurs AVHRR et CZCS	31
2.4 Les prétraitements des données satellitaires	33
2.4.1 Le décodage, l'étalonnage et la transformation en luminances ou températures	34

2.4.2	La rectification géométrique	36
2.4.3	La détection des nuages	38
2.4.4	Le volume des données et l'exploitation informatique	41
2.4.4.1	Les données de télédétection	41
2.4.4.2	Les données <i>in situ</i>	43
2.4.4.3	L'exploitation informatique	45
2.5	La confrontation <i>in situ</i> / satellite	46
2.5.1	La complémentarité "mesure <i>in situ</i> / donnée spatiale"	46
2.5.2	Les problèmes liés à cette confrontation	47

CHAPITRE 3 - LES PERTURBATIONS DUES A LA TRAVERSEE ATMOSPHERIQUE ET LEUR CORRECTION

3.1	L'influence de l'atmosphère terrestre	51
3.1.1	Les corrections atmosphériques, cas du capteur NOAA-AVHRR	52
3.1.2	Les corrections atmosphériques, cas du capteur CZCS	62
3.2	Conclusions sur les corrections atmosphériques	65

SECONDE PARTIE

Fluctuations géographiques et variabilité saisonnière des structures thermiques,
des phénomènes glaciels, du transport sédimentaire et du phytoplancton.

CHAPITRE 4 - LES PRINCIPAUX PHENOMENES OBSERVES PAR LES SATELLITES	69	
4.1	La température de surface et le mouvement des masses d'eau	71
4.2	Les glaces de mer	75
4.3	La charge sédimentaire	80
4.4	La concentration en pigments chlorophylliens	83

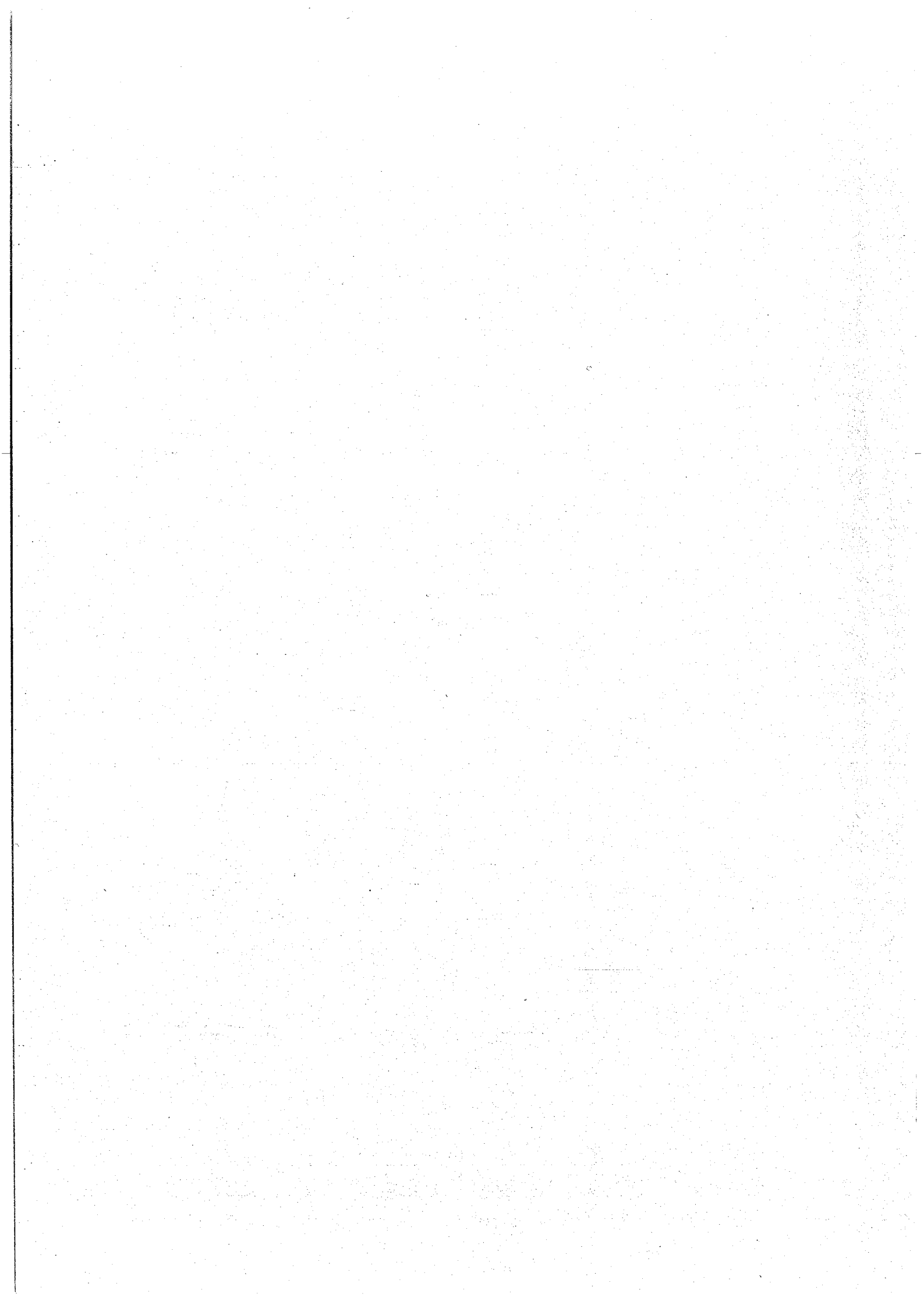
CHAPITRE 5 - LA FLUCTUATION SPATIALE ET SAISONNIERE DE LA STRUCTURE THERMIQUE

5.1	La mer de Barents	90
5.1.1	Le relief sous-marin	90
5.1.2	Hydrologie et climatologie	92
5.2	La mer de Kara	97

5.2.1	Situation géographique et morphologie	97
5.2.2	Hydrologie et climatologie de la mer de Kara	98
5.3	Echanges des masses d'eau entre les mers de Barents et de Kara par proliv Karskie Vorota ..	103
5.4	Les résurgences d'eaux froides	109
CHAPITRE 6 - LA REPARTITION ET LA DERIVE DES GLACES DE MER, LE TRANSPORT DES SEDIMENTS		113
6.1	Les glaces de mer	115
6.1.1	La répartition des glaces dans les mers de Barents et de Kara	115
6.1.2	La dérive des glaces de mer dans les mers de Barents et de Kara	121
6.1.3	Les polynies	128
6.2	Le transport sédimentaire	131
6.2.1	L'extension des panaches de reka Ob' et Enisej	132
6.2.2	Autres apports continentaux.....	139
6.2.3	Scénario possible pour le transport des polluants par les glaces	141
CHAPITRE 7 - LA REPARTITION SPATIALE SAISONNIERE DU PHYTOPLANCTON DANS LA MER DE BARENTS		143
7.1	L'éclairement et la nébulosité en mer de Barents	145
7.2	La croissance phytoplanctonique et les variations saisonnières	149
7.3	Les "pâturages" de la mer de Barents	161
7.4	Les conséquences d'une pollution par les hydrocarbures	164
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES		167
1.	Les principaux résultats	169
2.	Les perspectives de recherche	171
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		173
ANNEXES		187
1.	Liste des figures	189
2.	Liste des tableaux.....	193
3.	Lexique	194

UNE RÉGION CLEF POUR L'ENVIRONNEMENT DE NOTRE PLANÈTE

1. Le cadre	7
2. Les objectifs	8
3. Les moyens	9
4. L'organisation du document	10



UNE REGION CLEF POUR L'ENVIRONNEMENT DE NOTRE PLANETE

“L'état de la planète Terre n'est pas statique. Il ne cesse de varier selon des durées qui vont de quelques secondes ou quelques heures à des milliers et des millions d'années. Le cycle quotidien du réchauffement solaire, les changements saisonniers de la végétation, les tourbillons des courants océaniques, les lents méandres du Gulf Stream et les croissances et décroissances des calottes glaciaires témoignent tous de la nature dynamique de l'environnement. Depuis les débuts de la pensée humaine, on a médité sur ce concept d'une Terre constamment changeante. Ce qui est nouveau aujourd'hui, c'est que les changements apportés aux caractéristiques de la surface terrestre, à la nature chimique des rivières et des océans et à la composition de l'atmosphère par les activités humaines ont atteint une telle proportion qu'ils sont susceptibles de modifier non seulement l'équilibre de l'écosystème terrestre mais d'en altérer le cours ...”.

I. Rasool

1. *Le cadre*

Ainsi commençait l'intervention de Ichtiague Rasool au colloque de Lassay portant sur *“Atmosphère et climat”*, tenu le 4 mars 1989. Les grandes catastrophes écologiques (Amoco Cadiz, Tchernobyl), le rejet des déchets radioactifs en mer, le réchauffement du climat par l'effet de serre, la détérioration de la couche d'ozone, etc., la liste est longue. Tous ces problèmes complexes, regroupés sous le terme générique de *“changements globaux”* (Programme PIGB* - Programme International Géosphère-Biosphère), qui concernent l'ensemble de l'opinion publique, sont les préoccupations actuelles des communautés scientifique et politique internationales. Or, dans ce contexte de *“changements globaux”*, il se trouve que l'Arctique joue un rôle primordial (Vorren *et al.*, 1992). D'une part, l'océan Arctique affecte directement le climat, notamment par ses interactions avec l'atmosphère et les glaces de mer, mais également en tant que moteur de la circulation thermohaline*. La formation des eaux froides profondes dans les mers du Groenland et de Norvège est compensée par un apport calorifique transporté par les courants de surface nord-atlantique et norvégien. Cette chaleur océanique est alors libérée dans l'atmosphère et contribue à l'adoucissement du climat sur les côtes de l'Europe du nord. D'autre part, les conditions extrêmes qui caractérisent les régions polaires, le très faible ensoleillement, les basses températures, les glaces de mer qui recouvrent l'océan, n'autorisent le développement du phytoplancton, base de la chaîne alimentaire, que pendant une période très restreinte au cours de l'année (Sakshaug and Holm-Hansen, 1984 ; Rey, 1993). Ces divers paramètres font de l'Arctique l'une des régions les plus sensibles et vulnérables de la planète. Les études sur l'environnement menées jusqu'à présent révèlent que des pollutions originaires des activités humaines

sont transportées de l'Europe, du nord de l'Amérique et de l'Asie par les vents et les courants, en direction de l'Arctique. S'ajoutent à cela, les pollutions charriées par les grands fleuves provenant des complexes industriels du nord de la Russie et de la Sibérie, ainsi que les déchets radioactifs rejetés à la mer par l'ancienne Union des Républiques Socialistes et Soviétiques (Yablokov, 1993 ; Chance and Andreeva, 1995 ; Pavlov and Pfirman, 1995). Les polluants transportés par les fleuves, métaux lourds, polluants organiques, etc., sont dispersés dans l'environnement marin, incorporés dans les glaces puis finissent par s'accumuler dans les tissus graisseux des animaux, poissons et mammifères marins, entraînant des risques importants pour la santé des populations vivant de ces ressources (Pavlov *et al.*, 1994 ; Pfirman *et al.*, 1995a, 1995b).

Enfin, si l'océan Arctique est resté longtemps hors des préoccupations humaines, isolé par le froid et les glaces, il est aujourd'hui une plaque tournante du trafic aérien ; bordé de ports et de lignes maritimes, il présente un intérêt à la fois économique et stratégique. L'exploitation du gaz et du pétrole, le développement des pêcheries et autres activités maritimes vont entraîner dans les années à venir une augmentation du trafic maritime ; en raison des conditions climatiques particulièrement sévères et de la présence de glaces dans ces régions, les pollutions accidentelles risquent de se trouver accrues. Il est donc urgent d'élaborer une politique de gestion et de surveillance de l'environnement marin et de mettre en oeuvre des mesures adéquates pour la navigation et l'exploitation des ressources naturelles, afin d'éviter toute catastrophe écologique irréversible. La prise de conscience des risques encourus par une éventuelle modification du climat et de l'environnement engendrée par les activités anthropiques, ainsi que le constat de la sensibilité et de la fragilité des écosystèmes des mers boréales, ont déclenché un puissant effort de recherche dans l'ensemble des régions arctiques. Afin d'améliorer nos connaissances et de compléter les données scientifiques qui font souvent défaut sous ces hautes latitudes, plusieurs programmes internationaux se sont mis en place au cours de ces dernières années. La coopération de la recherche entre les différents pays membres de ces programmes est assurée depuis 1987 par le Comité International Scientifique pour l'Arctique (IASC* - International Arctic Science Committee). Les plus importants de ces programmes internationaux sont regroupés dans le tableau I.

2. Les objectifs

Malgré son importance capitale pour la compréhension du système climatique global, l'océan Arctique a été relativement peu étudié en comparaison avec les autres bassins océaniques, probablement en raison des conditions météorologiques extrêmement difficiles qui règnent à ces hautes latitudes. Depuis quelques années cependant, grâce à la disponibilité de nouveaux navires de recherche, de brise-glaces, mais aussi en raison des préoccupations causées par une augmentation sensible de la pollution, plusieurs campagnes océanographiques ont été menées dans les mers continentales eurasiatiques, mais aussi dans le bassin arctique profond, et de plus en plus sont planifiées dans un futur proche. Les recherches entreprises lors de ces campagnes sont

pluridisciplinaires (océanographie physique, biologie, chimie, géologie), et les résultats obtenus permettent et permettront d'améliorer remarquablement nos connaissances de l'environnement marin arctique.

Dans ce contexte très large, notre travail cherche à apporter une contribution, aussi minime soit elle, à l'amélioration de ces connaissances des mers polaires. Plus précisément, nous avons voulu montrer l'apport de l'imagerie satellitaire à l'étude des structures océaniques de surface dans ces régions (la répartition des masses d'eaux, leur température, leur charge en matières organiques et minérales, les fronts océaniques et littoraux, les aires d'upwelling ou encore la répartition et la dérive des glaces de mer). Nous n'avons bien entendu pas la prétention d'étudier l'ensemble de l'océan Arctique qui couvre une superficie totale d'environ 14.10^6 km² et qui est bien trop vaste pour faire l'objet de cette thèse. Par conséquent, nous avons choisi de restreindre nos travaux aux mers arctiques eurasiatiques, à savoir les mers de Barents, de Kara et le sud-est de la mer de Barents (figure 1.1 - chapitre 1). Les mesures depuis l'espace ne concernant que la couche superficielle de l'océan, nous nous sommes efforcés, dans la mesure du possible, de relier nos observations spatiales aux mesures *in situ*, mesures hydrologiques (température, salinité, concentration en chlorophylle, etc.) réalisées lors des campagnes océanographiques, mais aussi mesures météorologiques acquises par les diverses stations réparties sur l'ensemble de notre zone d'intérêt. Ces mesures *in situ* qui permettent d'observer la colonne d'eau sur toute son épaisseur présentent cependant le désavantage d'être ponctuelles et inégalement réparties dans le temps et dans l'espace. En effet, contrairement aux satellites qui effectuent leurs mesures en permanence, il est impossible de maintenir sans interruption un navire en pleine mer. De plus, de par la sévérité et la rigueur des conditions météorologiques qui caractérisent les régions arctiques, leur acquisition est rendue particulièrement délicate. Le souci permanent de notre travail a donc été d'exploiter et de confronter ces données de sources diverses, afin d'en tirer le maximum d'informations et d'enseignements possibles concernant l'hydrologie et la climatologie des mers arctiques eurasiatiques. Parmi les questions clefs auxquelles nous essayerons d'apporter une réponse : quelles sont les principales structures thermiques visibles depuis l'espace ? Jusqu'à quelle distance au large et le long des côtes l'influence des eaux douces se fait-elle ressentir ? Que deviennent les polluants transportés par les grands fleuves sibériens ? Sont-ils incorporés dans les glaces de mer ? Existe-t-il un échange des polluants entre les mers de Barents et de Kara ? Quelles sont les zones les plus favorables au développement de la biomasse phytoplanctonique ? Quelles sont les régions les plus sensibles et les plus vulnérables à la pollution ?

3. Les moyens

De nombreuses questions donc, auxquelles nous essayons de répondre, grâce notamment à l'analyse des données fournies par les instruments spatiaux, qui se révèlent particulièrement bien adaptés à l'étude synoptique de ces vastes régions océaniques difficiles d'accès, mais aussi à l'aide des mesures *in situ* réalisées à bord des navires lors des campagnes de recherche.

En effet, les capteurs embarqués à bord des engins spatiaux présentent des performances et des caractéristiques de fonctionnement diverses et fournissent une source très riche d'informations. Nous avons porté notre intérêt sur les capteurs dits passifs (type radiomètre), qui permettent d'étudier la surface de la mer et de caractériser la nature des phénomènes observés par leurs propriétés spectrales et leur émission thermique. Bien que les radiomètres ne semblent pas, a priori, recommandés pour l'étude des régions polaires, en raison de la couverture nuageuse quasi-permanente, l'exploitation des données qu'ils fournissent reste cependant plus aisée que celle des radars. De plus, seuls les radiomètres permettent d'obtenir une information sur le contenu biologique ou sédimentaire de la colonne d'eau. Etant donné l'étendue géographique relativement importante que couvrent les structures océaniques de surface que nous souhaitons étudier, notre choix s'est porté sur l'exploitation des données fournies par le capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) embarqués sur les satellites météorologiques américains de la série NOAA, lancés pour la première fois en 1978 et toujours en fonctionnement, ainsi que le capteur CZCS (Coastal Zone Color Scanner) en opération sur la plate-forme américaine Nimbus-7, de 1978 à 1986, dont la couverture au sol est de l'ordre du millier de kilomètres.

4. L'organisation du document

Nous avons choisi d'agencer et de présenter nos travaux selon deux grandes parties. Une première partie méthodologique, regroupant nos trois premiers chapitres, dans laquelle nous commençons par une présentation du cadre géographique et des raisons qui nous ont incités à étudier les mers de Barents et de Kara, avant de développer tout ce qui a trait aux données utilisées, à leur acquisition et à leur traitement. Dans la seconde partie, nous décrivons les fluctuations géographiques et les variations saisonnières des structures thermiques, des phénomènes glaciels*, du transport sédimentaire et de la production primaire.

Suite à cette introduction, nous présentons d'une manière très synthétique l'océan Glacial Arctique et ses mers épicontinentales (chapitre 1). Nous décrivons ses principales caractéristiques hydrologiques et climatologiques, puis nous examinons la place de cet océan à l'intérieur du système climatique terrestre. Nous enchaînons par une description de la zone géographique sur laquelle nous avons travaillé, à savoir les mers arctiques eurasiatiques. Bien que ces mers constituent une seule entité océanique, leur homogénéité, tant morphologique que hydrologique, ainsi que leurs intérêts bio-économiques très spécifiques, nous ont amené à les présenter en faisant appel à la notion de "régionalisme" océanique telle qu'elle est définie par Vanney (1991) dans son ouvrage sur la géographie des océans.

Le deuxième chapitre traite des moyens et des méthodes utilisées pour l'étude des mers arctiques. Les mesures *in situ* et les capteurs optiques utilisés, ainsi que leur mode d'acquisition respectif, sont décrits sommairement. Nous discutons également des problèmes inhérents à ces

données et les solutions envisagées. En ce qui concerne plus particulièrement les mesures satellitaires, nous exposons les différents prétraitements qu'il nous a été nécessaire d'appliquer aux données afin de pouvoir les exploiter pleinement. Le chapitre 3 souligne l'influence considérable de l'atmosphère sur le signal reçu au niveau du capteur satellitaire et les corrections atmosphériques indispensables au traitement des images.

Dans le chapitre 4, nous abordons les principaux phénomènes observés à partir des plates-formes spatiales et les caractéristiques physiques qui permettent de les distinguer depuis l'espace. Nous exposons les procédures que nous avons suivies pour obtenir les thermographies satellitaires, les images des glaces de mer, de turbidité, ou encore de concentrations en chlorophylle.

Enfin, les trois derniers chapitres de la thèse sont consacrés aux différents phénomènes et structures de surface océaniques observés dans les mers arctiques eurasiatiques. Nous discutons donc successivement des fluctuations spatiales et saisonnières de la structure thermique superficielle, de l'extension des glaces de mer dans les mers eurasiatiques et du transport de la charge sédimentaire, notamment au débouché des grands fleuves sibériens, puis nous terminons par la répartition saisonnière du phytoplancton dans la mer de Barents.

Afin de rester homogène dans la notation des noms de lieu, nous nous sommes référés aux *Instructions Nautiques* du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM). Dans sa toponymie, le SHOM utilise généralement l'orthographe du pays concerné. Nous avons regroupé dans un lexique à la fin de l'ouvrage, les quelques termes russes cités ultérieurement. Dans ce lexique figurent aussi les termes techniques marqués dans le texte par un astérisque.

Tableau I. Quelques programmes internationaux relatifs à l'étude de l'océan Arctique.
Main international programmes related to the Arctic Ocean.

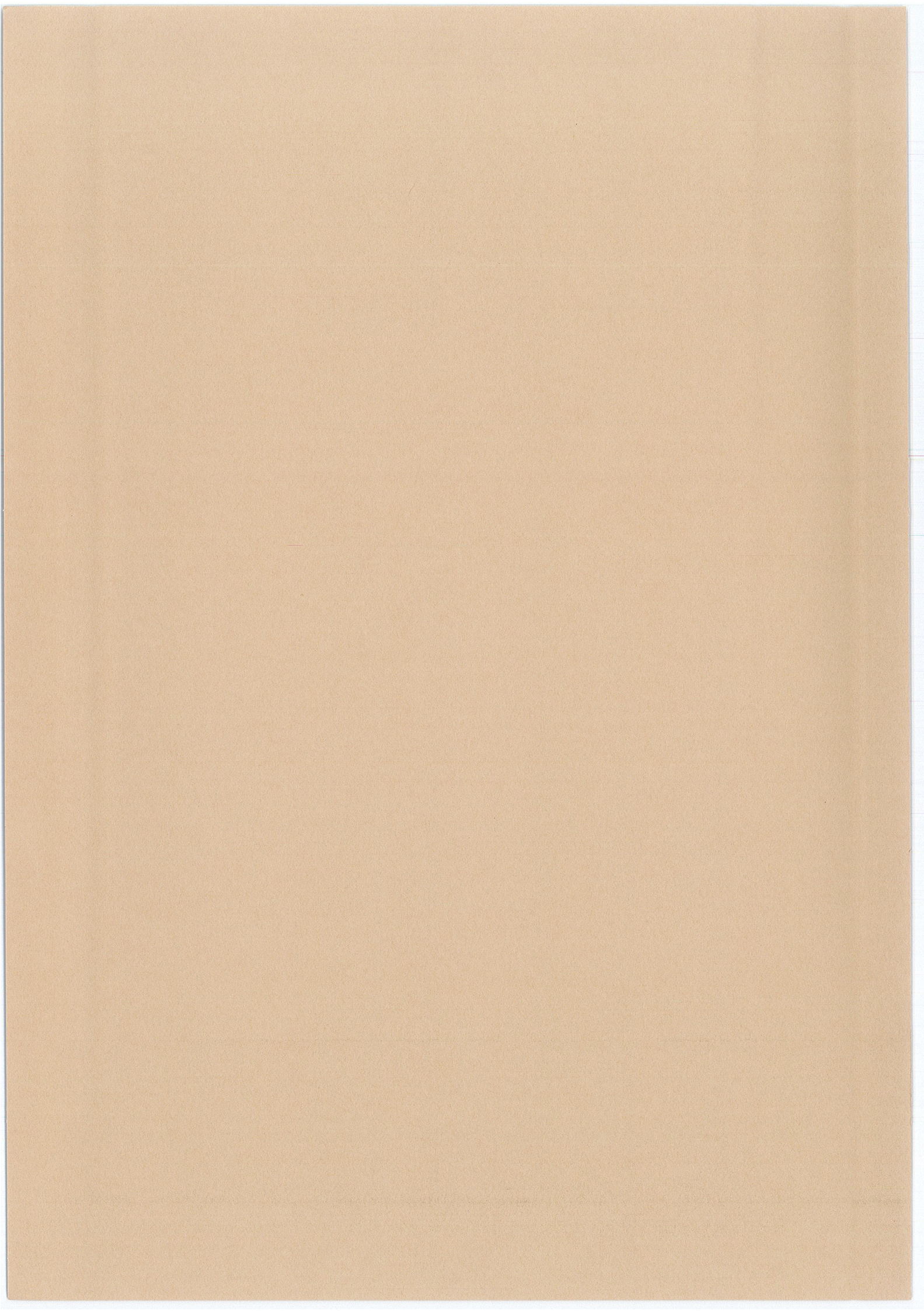
Programmes	Années	Pays participants	Zone étudiée	Thèmes	Réf. principales
SHEBA*	1995 - 2002	USA, Russie, Norvège, Canada.	Océan Arctique.	Comprendre comment le système océan/atmosphère/glace de mer affecte le climat de l'Arctique et celui de l'ensemble de la planète.	Moritz and Petrovich (1996)
ACSYS*	1994 - 2004	USA, Canada, Russie, Norvège, Suède, Finlande, Estonie, Islande, Danemark, Allemagne, Angleterre, Pologne, Japon, Hollande, Belgique, Suisse, France.	L'ensemble des régions arctiques.	Mieux comprendre le rôle de l'Arctique sur le climat global : étudier les interactions entre la circulation océanique, la banquise et le cycle hydrologique.	WMO (1994)
INSROP*	1993 - 1998	Russie, Norvège, Japon.	Partie eurasiatique de l'Arctique.	“Construire une connaissance scientifique qui englobe tous les aspects ayant trait aux activités du Route maritime du Nord, afin de permettre aux autorités publiques et aux intérêts privés de prendre des décisions basées sur la réflexion scientifique, plutôt que sur des croyances mythologiques et des connaissances insuffisantes”.	Anderson (1995) Kryukov <i>et al.</i> (1995) Larsen <i>et al.</i> (1996)
AMAP*	première phase 1991 - 1996	Canada, USA, Islande, Danemark/Groenland, Finlande, Norvège, Suède, Russie.	Régions circumpolaires terrestres et marines, situées au nord du cercle polaire, ainsi que les régions à permafrost, plus au sud.	Mesure des taux de pollution, ainsi que la surveillance des effets nocifs des polluants d'origine anthropique sur les différents compartiments de l'environnement arctique.	
IABP*	1991	Allemagne, Russie, Finlande, France, Canada, Norvège, Japon, Chine, USA, Angleterre.	Océan Arctique.	Etablir et maintenir un réseau de bouées dérivantes dans l'océan Arctique, afin de collecter les données utiles pour des opérations en temps réel, et pour la recherche météorologique et océanographique.	
IOEB*	1990	USA, Japon.	Océan Arctique.	Mieux comprendre le rôle de la banquise : description des caractéristiques physiques, énergétiques et biogéochimiques de la glace, de l'océan et de la basse atmosphère.	Perovich <i>et al.</i> (1989) Plueddemann (1992)

PREMIÈRE PARTIE

Méthodologie :

la zone d'étude, l'acquisition des données et leur traitement.

Dans la première partie, nous commençons par présenter le cadre géographique général, à savoir, l'océan Glacial Arctique, puis les mers arctiques eurasiatiques, qui constituent notre zone d'intérêt. Nous décrivons ensuite les moyens et les méthodes utilisés pour l'étude des structures océaniques de surface ; présentation des mesures *in situ* et satellitaires, leur acquisition, leur confrontation, description des principales caractéristiques des capteurs spatiaux utilisés et prétraitements numériques apportés à l'imagerie satellitaire. Nous terminons par un exposé concernant les perturbations dues à la traversée atmosphérique sur les images et les différentes techniques de correction utilisées.



- CHAPITRE 1 -

**L'Océan Glacial Arctique
ET SES MERS ÉPICONTINENTALES**

1.1	Océan Glacial Arctique	17
1.2	Les mers arctiques eurasiatiques	21
1.2.1	La mer de Barents	22
1.2.2	La mer de Kara	23
1.2.3	Le sud-est de la mer de Barents	23

- Chapitre 1 -

**L'OCEAN GLACIAL ARCTIQUE
ET SES MERS EPICONTINENTALES**

*"L'Arctique, c'est un rêve qu'on veut
retrouver dès qu'on y a goûté"*

Régis Pageau.

L'Arctique, le pôle nord en particulier, a depuis toujours attisé la curiosité des hommes. Les premiers explorateurs qui s'y sont risqués en ont rapporté des récits édifiants. Et pourtant, tous ceux qui ont convoité ces régions austères nourrissent à chaque instant l'espoir d'y retourner un jour. Mais depuis peu, cet univers blanc est menacé par des pollutions d'origines diverses. Or, l'équilibre naturel des mers polaires conditionne celui de l'ensemble de la Planète. Dans ce premier chapitre, nous présentons l'océan Glacial Arctique, l'importance de sa configuration sur les plans hydrologique et climatologique. Suite à cette description générale, nous introduisons les mers arctiques eurasiatiques, zone d'intérêt de notre travail de thèse, ainsi que leurs particularités respectives.

1.1 L'océan Glacial Arctique

Des milliers de kilomètres carrés de glace, un horizon blanc et vague où l'on distingue difficilement la terre du ciel, du vent, des sifflements, des craquements, tels sont les éléments qui caractérisent les régions polaires. L'océan Glacial Arctique comprend pour les géographes l'ensemble des mers situées au-delà du cercle polaire arctique. Presque entièrement enfermé par le nord de l'Amérique, le Groenland, l'Europe et l'Asie, le plus petit océan du monde, véritable "Méditerranée" arctique, s'étend sur une superficie de 14.10^6 km^2 et a une profondeur moyenne de 1205 mètres. Il est constitué principalement d'un vaste bassin océanique profond, présentant des fonds très accidentés. Des seuils, véritables ponts jetés entre l'Asie et l'Amérique, forment les chaînes transarctiques, chaîne Mendelejev côté russe et chaîne Alpha à proximité du Canada (Vanney, 1987, 1991). La chaîne principale, qui forme la dorsale Lomonossov, culmine à 373 mètres de profondeur, et s'étend linéairement de Novo Sibirskie Ostrova (îles de la Nouvelle Sibérie) à l'île Ellesmere, sur une distance d'environ 1800 kilomètres, en passant exactement par le pôle nord géographique. Elle sépare ainsi le bassin océanique principal en deux sous-bassins : côté Pacifique, le bassin canadien qui atteint des profondeurs de 3900 mètres ; côté Atlantique, le bassin eurasien, légèrement plus profond (4000 mètres) et présentant un relief plus heurté. En plus du bassin océanique profond, l'océan Glacial Arctique comprend un ensemble de mers épicontinentales qui s'étendent principalement sur tout le pourtour eurasiatique. Ces plates-formes continentales, démesurées et monotones, occupent plus du tiers de la superficie de l'océan Arctique (Vanney, 1987, 1991), mais elles ne couvrent que deux

pourcent de son volume (Keck og Wassman, 1993). Ce sont les mers des Tchouktches, de Sibérie orientale, des Laptev, de Kara, de Barents et de Beaufort (figure 1.1).

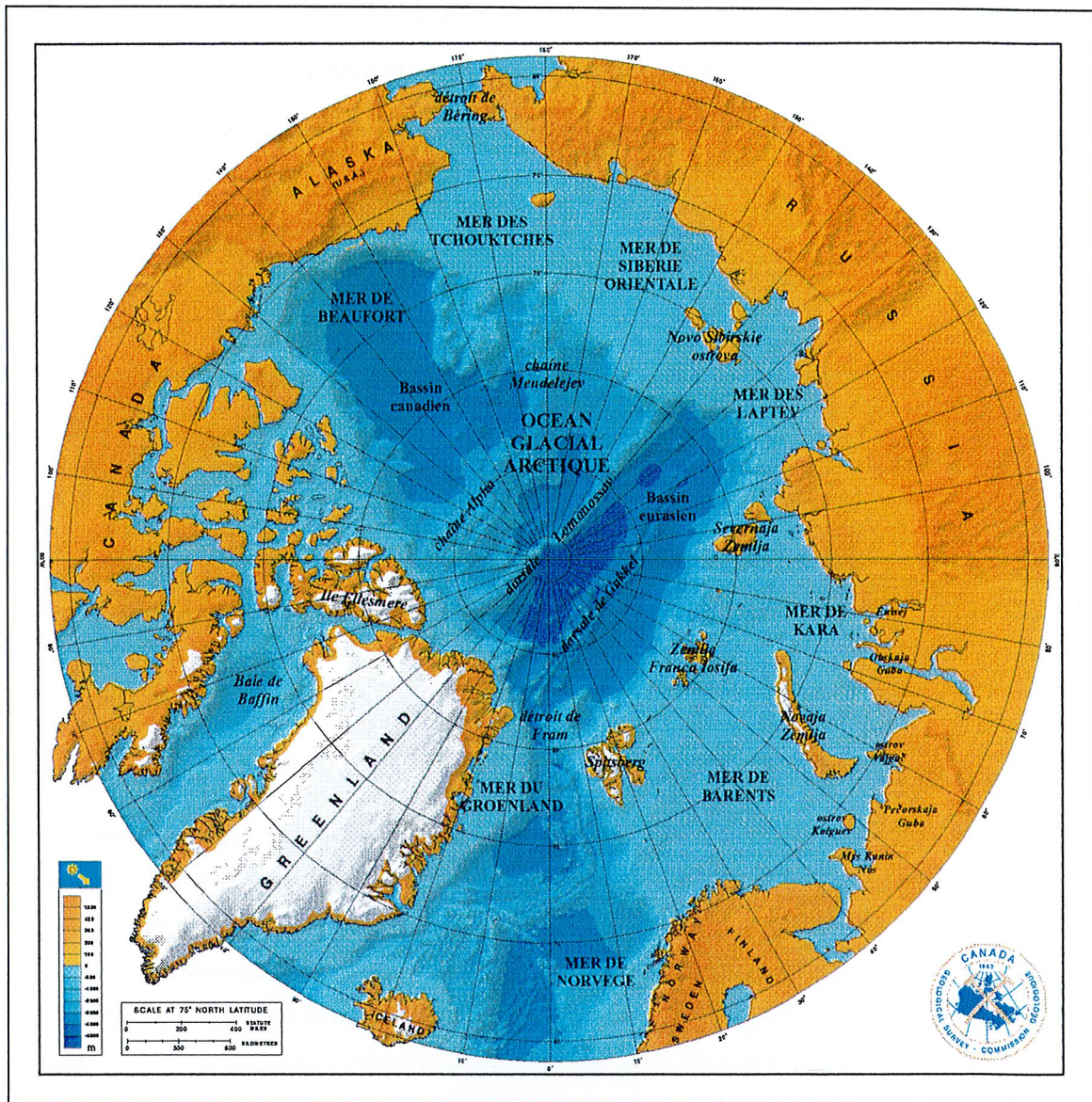


Figure 1.1. Bathymétrie de l'océan Glacial Arctique (General Bathymetric Chart of the Oceans - Canadian Hydrographic Service, 1979).

Bathymetric chart of the Arctic Ocean (General Bathymetric Chart of the Oceans - Canadian Hydrographic Service, 1979).

L'océan Arctique est relié à l'océan mondial principalement par son ouverture large et profonde sur l'Atlantique, le détroit de Fram. Les échanges avec le Pacifique sont minimes en raison de l'étroitesse et de la très faible profondeur (38 mètres) du détroit de Béring. La banquise permanente, d'une épaisseur moyenne de deux à quatre mètres, s'étend sur l'ensemble du bassin océanique, ainsi que sur une partie des mers des Tchouktches et de Sibérie orientale. Sans cesse en mouvement, influencée par les courants marins et les vents, elle doit sa remarquable extension à la présence en

surface d'une couche d'eau particulièrement froide (sa température est proche du point de congélation de l'eau de mer, environ $-1,8^{\circ}\text{C}$) et dessalée, qui s'étend jusqu'à une profondeur de 50 à 70 mètres. Cette masse d'eau résulte de l'apport considérable des eaux continentales, des grands fleuves sibériens notamment, des eaux peu salées du Pacifique qui franchissent le détroit de Béring, ainsi que de la formation des eaux douces engendrées par la fonte des glaces de mer (figure 1.2).

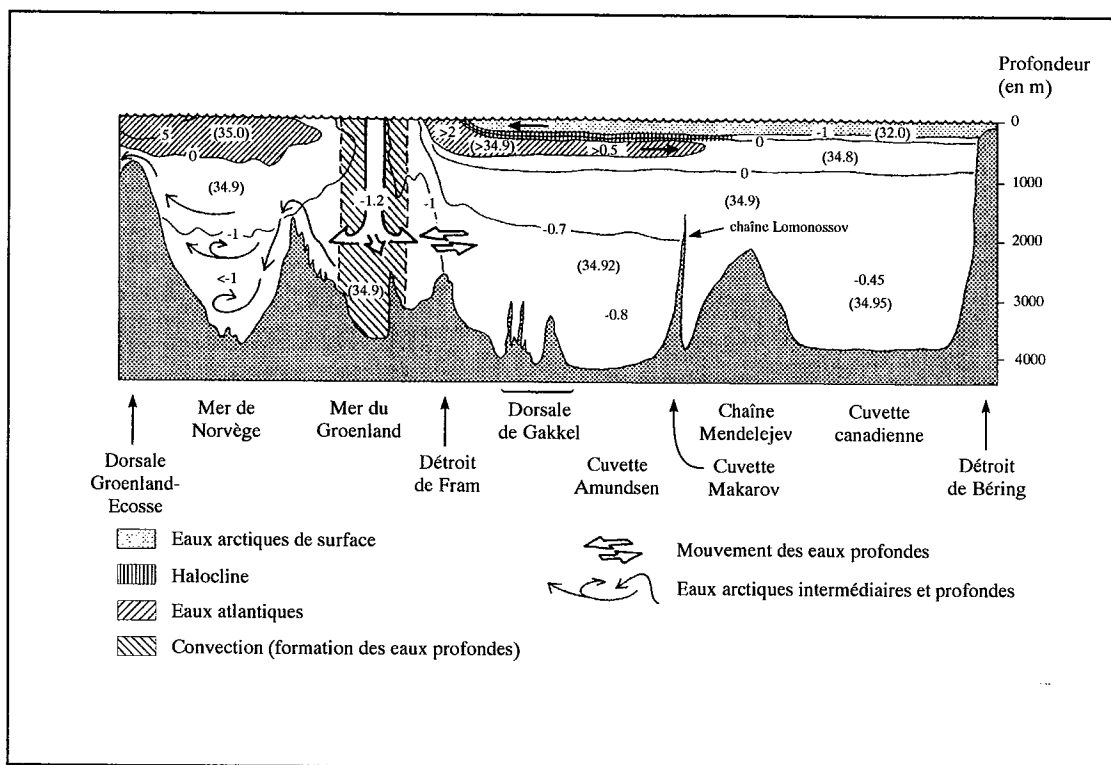


Figure 1.2. Etagement et circulation des principales masses d'eaux de l'océan Arctique (transect entre la mer de Norvège et le détroit de Béring). Les chiffres hors et entre parenthèses indiquent respectivement les températures et les salinités (d'après Keck og Wassmann, 1993).

Main water masses distribution in the Arctic Ocean and their circulation (transect between the Norwegian sea and the Bering strait). Numbers out and in brackets show temperature and salinity respectively (from Keck og Wassman, 1993).

Sous la couche superficielle, une masse d'eau, qui s'enfonce jusqu'à une profondeur de 250 mètres environ, fait la transition entre les eaux froides et dessalées de surface et les eaux relativement chaudes et salées sous-jacentes, originaires de l'Atlantique. C'est au niveau de cette couche de transition que se forme l'halocline* qui empêche tout mouvement de convection entre ces deux masses d'eau. La masse d'eau atlantique caractérisée par une température comprise entre $0,5^{\circ}\text{C}$ et $3,0^{\circ}\text{C}$ et une salinité proche de 35‰ , s'étend entre les profondeurs -250 mètres et -900 mètres environ. Sous les eaux atlantiques, les eaux de fond ont une température qui décroît avec la profondeur et une salinité quasiment homogène de $34,95\text{‰}$. La circulation océanique de surface dans le bassin arctique se compose de deux systèmes courantologiques principaux. Dans le bassin canadien, la boucle anticyclonique de Beaufort entraîne les glaces dans un mouvement rotatif qui les mène d'Alaska au pôle, puis les comprime contre les terres de l'archipel canadien. Selon Griselin (1990), un tour complet

nécessite une dizaine d'années. Du côté Atlantique, la dérive transpolaire conduit les glaces de la mer des Tchouktches jusqu'à la mer du Groenland. Leur dérive est plus rapide que celle des glaces du bassin canadien, notamment lorsqu'elles pénètrent dans la mer du Groenland, et il leur faut environ cinq années pour parcourir la distance comprise entre les côtes de la Sibérie orientale et la mer du Groenland (Griselin, 1990). Selon Keck og Wassman (1993), à peu près 80% de la masse d'eau de l'océan Arctique sort du bassin par le courant est-groenlandais, sous la forme d'un véritable fleuve de glace. Ce flux sortant des eaux arctiques est compensé par un apport d'eaux relativement chaudes et salées de l'Atlantique nord. Cet apport de surface, entraîne les eaux atlantiques vers le nord par l'intermédiaire des courants norvégien et mourman, jusque dans la partie ouest du Spitsberg et vers l'est jusqu'à Novaja Zemlja (Nouvelle Zemble), donnant ainsi naissance à des fronts hydrologiques sinueux. Mais également apport en profondeur, les eaux atlantiques plus salées et plus denses plongeant sous les eaux arctiques en pénétrant dans le bassin. Cette plongée des eaux atlantiques plus denses est encore accentuée pendant l'automne et l'hiver. Le refroidissement des eaux atlantiques de surface par contact avec l'atmosphère et les eaux froides arctiques crée un mouvement de convection (figure 1.3). Ce mouvement de convection est renforcé par la formation des saumures lors de la prise en glace de l'eau de mer. Ces échanges verticaux entre masses d'eaux constituent ce que l'on appelle la circulation thermohaline, moteur de la circulation océanique profonde. Les mers du Groenland et de Norvège ont donc une importance capitale pour la circulation océanique et la climatologie planétaires.

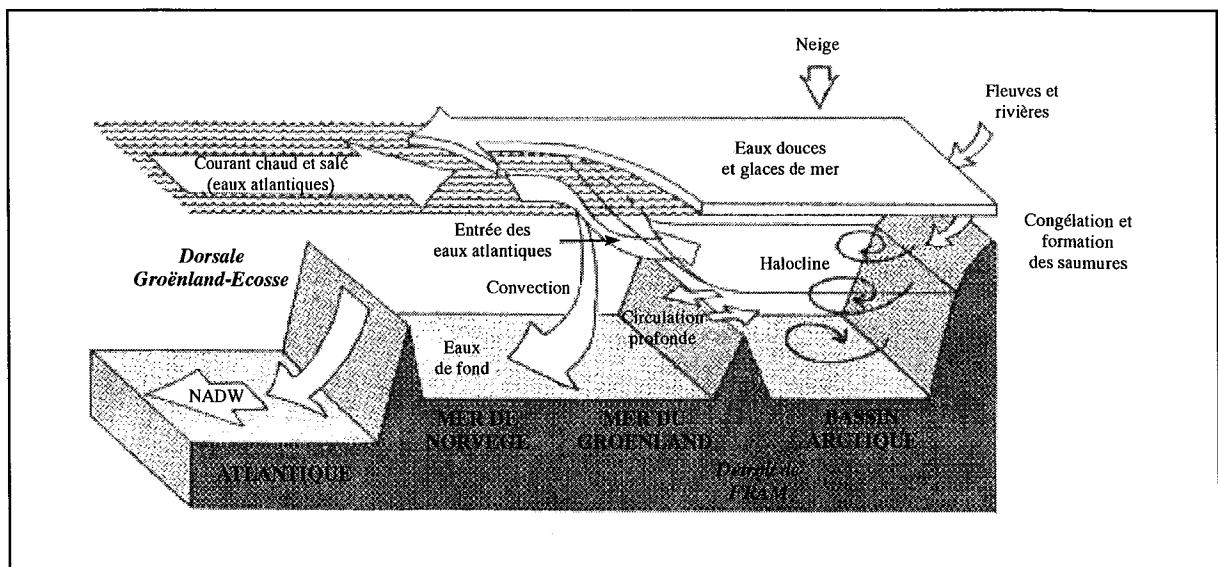


Figure 1.3. Circulation thermohaline simplifiée dans l'océan Arctique. NADW : eaux profondes de l'Atlantique nord (d'après Keck og Wassmann, 1993).

Schematic thermohaline circulation in the Arctic Ocean. NADW : North Atlantic Deep Water (from Keck og Wassmann, 1993).

Le réseau d'observation météorologique au-dessus de l'océan Arctique est très éparé. Hormis les stations côtières réparties sur tout le pourtour de l'océan, les sources de données proviennent principalement de stations isolées sur les différentes îles, ou encore, dérivantes sur la banquise.

Pendant la période hivernale, la circulation atmosphérique de surface est dominée par quatre principaux centres d'action. Deux cellules anticycloniques continentales situées au-dessus de la Sibérie et du Canada, et reliées entre elles par un col, entraînent un refroidissement intense des aires continentales. Ensuite, deux cellules dépressionnaires ; d'une part, le minimum cyclonique centré sur les îles Aléoutiennes ; d'autre part, la dépression d'Islande qui s'étend amplement jusqu'à Novaja Zemlja, ainsi qu'au-dessus de la Baie de Baffin. Cette dernière entraîne la formation d'une épaisse couverture nuageuse sur le secteur atlantique, notamment le long des côtes du nord de la Scandinavie et de l'Eurasie, ainsi qu'au-dessus de la mer de Barents. La couverture de nuages s'amincit et s'allège sur le bassin canadien. La situation persiste généralement jusqu'au mois de mars (Vowinckel and Orvig, 1970). Avec la fin de la longue nuit polaire, les centres dépressionnaires et anticycloniques s'affaiblissent fortement. L'activité anticyclonique s'intensifie dans la partie centrale de l'océan Arctique et atteint généralement son niveau maximum au cours du printemps. Pendant la saison chaude, une vaste zone de basses pressions s'étend au-dessus de la partie centrale de l'océan Arctique ; elle est alimentée par des dépressions en provenance pour la plupart du nord de l'Atlantique et du détroit de Béring. Une grande partie du bassin océanique est alors couverte par les nuages. A l'automne, la disposition des champs de pression atmosphérique de surface ressemble beaucoup à la situation printanière, avec des pressions relativement élevées dans le centre du bassin arctique et les dépressions subpolaires centrées sur l'Islande et les îles Aléoutiennes. Nous constatons donc une variabilité saisonnière en ce qui concerne la couverture nuageuse, variabilité plus prononcée du côté Pacifique et dans le centre du bassin arctique où la couverture nuageuse atteint sa densité maximale pendant la période estivale et diminue nettement au cours de l'hiver. Les précipitations annuelles sont relativement faibles au-dessus de l'océan Glacial Arctique. Leur origine est en général liée aux phénomènes frontaux et par conséquent, leur fréquence et leur intensité décroissent vers le nord. C'est surtout au cours de l'automne et à la fin du printemps qu'elles tombent sous forme de neige et de pluie. Durant l'été, la fonte de la banquise entraîne la formation de brouillards, généralement par advection de l'air relativement chaud et humide qui surmonte les eaux froides. En hiver, les précipitations atteignent leur niveau minimal.

1.2 Les mers arctiques eurasiatiques

La présentation très générale de l'océan Glacial Arctique aidant à mieux situer les principales caractéristiques hydrologiques et climatologiques qui gouvernent l'environnement marin arctique, nous conduit dans les quelques lignes qui suivent, à présenter succinctement la zone géographique où se sont appliquées nos recherches, c'est à dire, les mers arctiques eurasiatiques qui regroupent les mers de Barents, de Kara, ainsi que le sud-est de la mer de Barents. Le tableau I.1 présenté ci-dessous, illustre en chiffres, quelques unes des caractéristiques de ces mers.

Tableau I.1. Les mers de Barents et de Kara en chiffres (d'après Vanney, 1998).

Barents and Kara seas with numbers (in Vanney, 1998).

		MER DE BARENTS		MER DE KARA	
Superficie (10 ³ km ²)		1300 (BHI) 1405 (Lyman, Moiseev)		880	
Volume (10 ³ km ³)		332		104	
Profondeur (m)	moyenne	230		120	
	maximale	605 (Bruns)		620	
Air (°C)	hiver / été	-15 / 5		-25 / 5	
	moyenne	-5		-10	
Précipitations (mm/an)	nord / sud	150 - 200 / > 500		100 / 300	
		Dvina du Nord	Peçora	Ob'	Enisej
Apport fluviatile solide	Turbidité moyenne (g/m ³)	35	55	40	21
	Module d'écoulement annuel des MES (t/km ²)	3,8	7,2	15,8	13,2
	Charge solide annuelle (10 ⁶ t)	4,2	7,9	17,4 (Irrawaddy : 285)	14,5 (L'vovië) 5 (Bobovitskaja) (Mississippi : 210)
	Produit annuel de l'érosion (10 ⁶ t)	18,6	15,1	50,9	62,9

1.2.1 La mer de Barents

La mer de Barents, de par sa position géographique est soumise à un régime hydrologique très particulier. En effet, lorsque l'on observe une carte des courants de surface de l'océan Arctique, on constate que, seule la mer de Barents bénéficie d'un apport calorifique significatif, grâce à l'entrée des eaux chaudes de la dérive nord atlantique. Lorsqu'elles rencontrent les eaux glaciales arctiques, les eaux entrantes encore "chaudes", entraînent la formation du front polaire souligné par des mouvements convectifs importants. La présence de nombreux hauts-fonds dans le bassin contribue également à l'échange des masses d'eaux profondes et de surface. Ce brassage des eaux favorise l'apport des substances nutritives dans la zone euphotique et par conséquent, le développement de la production primaire. La mer de Barents peut donc être considérée comme une mer productive, et entretient d'ailleurs une pêche commerciale très importante (Loeng, 1989 ; Rey, 1993). Dans le chapitre

5, nous commenterons plus en détails la mer de Barents, la topographie des fonds marins notamment, qui exerce une forte influence sur la circulation des courants et la répartition des masses d'eau.

1.2.2 La mer de Kara

La mer de Kara, presque enfermée au milieu des terres (Novaja Zemlja, Sibérie Occidentale et archipel de Severnaja Zemlja ou Terre du Nord), constitue ainsi un immense réservoir qui reçoit et stocke les polluants, en provenance des fleuves notamment. Selon Hanzlick and Aagaard (1980), le temps de résidence des eaux douces dans la mer de Kara est d'environ 2,5 années. Depuis le développement de l'exploitation du gaz et du pétrole dans le nord-ouest de la Sibérie, une quantité importante de contaminants transportés par les grands fleuves Ob' et Enisej se sont déjà déversés dans la mer de Kara (Chance and Andreeva, 1995). Facteur aggravant : aux diverses pollutions organiques et minérales transportées par ces fleuves et stockées dans la mer de Kara, s'ajoute la pollution radioactive. Bien que l'estimation, même approximative, de la contamination par les radionucléides qui a pu pénétrer dans l'écosystème marin n'ait pas encore été effectuée (Yablokov *et al.*, 1993), et si les campagnes de mesures océanographiques menées jusqu'à présent n'ont rien révélées d'anormal concernant les taux de radioactivité, une grande quantité de déchets radioactifs, aussi bien liquides que solides, a été déversée dans la mer de Kara depuis la fin des années 1950 et constitue un risque majeur pour l'environnement marin arctique et certainement même péri-arctique, dans un futur proche (Yablokov *et al.*, 1993 ; Nilsen and Bøhmer, 1994).

1.2.3 Le sud-est de la mer de Barents

La partie sud-est de la mer de Barents occupe une position charnière entre la mer de Barents et la mer de Kara. Les échanges de masses d'eau et de glaces dérivantes se font par proliv* Karskie Vorota (détroit des portes de Kara), séparant l'extrémité sud de Novaja Zemlja et ostrov* Vajgač (Pavlov *et al.*, 1994 ; Anselme and Kögeler, 1995). Les contaminants déversés dans la mer de Kara, puis incorporés dans les glaces, peuvent ainsi être transportés sur de longues distances et atteindre la mer de Barents, très productive sur le plan biologique. Le sud-est de la mer de Barents, est donc une région particulièrement fragile. Entourée de deux parcs nationaux, le parc national de Nenetsky et celui de ostrov Vajgač, elle est aussi le bassin réceptacle de reka Pečora, autre source éventuelle de pollution, comme celle qui s'est déroulée en novembre 1994, lors de la fuite d'un oléoduc dans la région d'Usinsk. C'est également une importante voie navigable (route maritime du Nord), fréquentée par de nombreux navires en convois.

Pour conclure ce paragraphe, nous voudrions faire part d'une remarque qui nous a amenés à nous interroger sur l'existence ou non d'une mer de Pečora. Sur certains atlas (Atlas Universel, 1993), le sud-est de la mer de Barents apparaît sous le terme de Pečorskoje more* (mer de Pečora). Pour les russes et les norvégiens, Pečorskoje more qui s'étend sur une superficie comprise entre mys* Kanin

Nos, ostrov Kolguev, le sud de Novaja Zemlja et ostrov Vajgač, est reconnue comme une mer à part entière. L'existence de cette mer semble par contre beaucoup plus controversée en France, où l'on distingue bien une baie de Pečora (Pečorskaja guba*), mais généralement pas de Pečorskoje more (figure 1.1). Alors peut on ou non parler d'une mer de Pečora ?

- CHAPITRE 2 -

MOYENS ET METHODES D'INVESTIGATION

2.1	Mesures <i>in situ</i>	27
2.2	Problèmes liés aux mesures <i>in situ</i>	29
2.2.1	Les problèmes d'accès aux mesures	29
2.2.2	Le problème de la dispersion spatio-temporelle	30
2.3	Les observations satellites	31
2.3.1	Le principe de la mesure par les radiomètres	31
2.3.2	Principales caractéristiques des capteurs AVHRR et CZCS	31
2.4	Les prétraitements des données satellitaires	33
2.4.1	Le décodage, l'étalonnage et la transformation en luminances ou températures	34
2.4.2	La rectification géométrique	36
2.4.3	La détection des nuages	38
2.4.4	Le volume des données et l'exploitation informatique	41
2.4.4.1	Les données de télédétection	41
2.4.4.2	Les données <i>in situ</i>	43
2.4.4.3	L'exploitation informatique	45
2.5	La confrontation <i>in situ</i> / satellite	46
2.5.1	La complémentarité "mesure <i>in situ</i> / donnée spatiale"	46
2.5.2	Les problèmes liés à cette confrontation	47

- Chapitre 2 -

MOYENS ET METHODES D'INVESTIGATION

Dans ce chapitre, sont exposés les moyens et les méthodes utilisés pour notre étude des structures océaniques de surface dans les mers arctiques eurasiatiques. Nous commençons par une présentation sommaire des mesures *in situ*, ainsi que des différents problèmes posés par ces mesures ; le manque de données accessibles et leur confidentialité en rendent l'accès difficile. Leur dispersion dans l'espace et dans le temps ne permet pas de rendre compte de la grande variabilité du système océanique. Nous présentons ensuite les principales caractéristiques des capteurs spatiaux que nous avons utilisés et les prétraitements numériques nécessaires à apporter aux images satellitaires pour une meilleure exploitation de ces dernières. Enfin, nous terminons par un exposé sur la confrontation *in situ* / satellite. Nous voyons pourquoi ces deux types de mesure doivent être utilisés en complémentarité, et quels sont les problèmes inhérents à cette confrontation.

2.1 Mesures *in situ*

L'observation de l'océan directement à partir des mesures *in situ* réalisées à bord des navires constitue la base de l'océanographie classique. Les navires de recherche opèrent généralement en stations au cours desquelles les chercheurs, suivant leur discipline, mesurent les divers paramètres hydrologiques, réalisent des carottages pour l'étude des sédiments et des roches affleurantes, et prélèvent des échantillons d'eau, pour les dosages de la chlorophylle, des matières organiques en suspension, ou bien encore pour l'analyse du phytoplancton et du zooplancton. Les paramètres descriptifs de l'état du milieu, température, salinité, pression, courants, etc. sont mesurés à partir de l'immersion de différents capteurs. Lorsque le navire reprend sa route, les chalutages pour prélever la faune et la flore, ainsi que les relevés sismiques pour connaître la nature des fonds, prennent alors le relais sur les mesures en stations. C'est également au cours du déplacement entre les différentes stations que les premières analyses des paramètres mesurés ont lieu. Parmi les instruments les plus courants, nous pouvons citer la sonde CTD (Conductivity / Temperature / Depth) qui permet la mesure de la salinité et de la température de l'eau à différentes profondeurs avec une précision de $\pm 0,002^{\circ}\text{C}$ pour la température et de $\pm 0,005\%$ pour la salinité (Minster, 1994), ainsi que les bouteilles Niskin pour le prélèvement des échantillons d'eaux. Pour notre étude, nous nous sommes intéressés plus spécifiquement aux mesures de la température et de la concentration des eaux en chlorophylle. Bien que la teneur en chlorophylle dans une cellule algale soit fonction des espèces végétales et des conditions d'éclairement du milieu environnant, elle est souvent utilisée comme mesure de la biomasse phytoplanctonique. Même si les résultats obtenus n'ont pas l'exactitude souhaitée, c'est l'une

des méthodes les plus sélectives, et elle présente l'avantage d'être très simple à mettre en oeuvre. La méthode de mesure a été largement utilisée en mer de Barents (Rey and Loeng, 1985 ; Skjoldal and Rey, 1989 ; Hegseth, 1992). Les échantillons de phytoplancton sont généralement collectés à l'aide de filets ou de bouteilles. L'utilisation des filets est réservée à l'étude morphologique et taxinomique des organismes, car seuls sont prélevés les organismes de taille supérieure à celle des mailles du filet. En revanche, les bouteilles sont utilisées pour la détermination de la biomasse phytoplanctonique. La mesure de la chlorophylle est réalisée par filtration et extraction dans un solvant organique (méthanol ou acétone) du matériel particulaire, pour un volume d'eau déterminé. La densité optique de l'extrudât est alors mesurée à l'aide d'un spectrophotomètre ou par fluorimétrie, puis convertie en mg.m^{-3} .

Jusqu'à il y a une trentaine d'années, ces mesures étaient faites essentiellement à partir des navires. Mais le coût de fonctionnement extrêmement élevé des navires de recherche, ainsi que les efforts considérables que nécessite la mise en place d'une campagne océanographique font que l'on s'oriente de plus en plus vers l'utilisation d'instruments de mesures automatiques, fixés sur des mouillages ou des systèmes dérivants. Les mouillages, lests posés sur le fond des océans, surmontés par une ligne sur laquelle sont fixés des courantomètres, des sismographes, des pièges à particules, etc., récoltent et enregistrent des données de façon continue dans la colonne d'eau. Les mesures recueillies par ces mouillages, relativement onéreux (résistance à la corrosion et grande autonomie des enregistreurs et des batteries), sont ensuite récupérées par un navire. Les bouées de surface, fixes ou dérivantes, sont équipées d'une multitude de capteurs répartis au-dessous et au-dessus de la ligne de flottaison. Les bouées sont généralement dotées d'émetteurs pour transmettre leurs données à un navire proche ou à une station à terre, ou bien encore du système Argos* de positionnement et de transmission par satellite. L'utilisation des systèmes dérivants est particulièrement propice à l'étude de la dérive des glaces de mer dans l'océan Glacial Arctique.

Bien que l'on dispose aujourd'hui d'une gamme variée d'instruments de mesure, il reste encore assez difficile d'observer et de suivre la variabilité de l'océan uniquement à l'aide des seules mesures *in situ*. L'immensité des surfaces océaniques nécessiterait l'utilisation d'un nombre considérable de mouillages et bouées dérivantes qui doivent en outre être renouvelés régulièrement. L'apparition des satellites qui permettent d'observer rapidement et régulièrement la totalité de la surface du globe a donc contribué grandement à l'observation et à l'étude des variations océaniques de surface. Leur contribution est particulièrement importante aux hautes latitudes pour lesquelles peu de données *in situ* ont été obtenues jusqu'à présent, en raison des conditions météorologiques sévères qui y règnent. La mesure des paramètres océanographiques directement à partir des navires de recherche ou des bouées reste cependant indispensable et nécessaire pour étalonner et vérifier les observations réalisées à partir des capteurs embarqués à bord des engins spatiaux.

2.2 Problèmes liés aux mesures *in situ*

Les problèmes inhérents aux mesures *in situ* peuvent se subdiviser en deux parties : l'accès aux mesures, qui regroupe les difficultés rencontrées et les démarches entreprises pour accéder à ces mesures. Puis, la dispersion spatio-temporelle des observations.

2.2.1 Les problèmes d'accès aux mesures.

Au cours de l'élaboration de cette thèse, l'acquisition de ces mesures *in situ* a été l'un de nos soucis permanents. Cela a nécessité des démarches à la fois longues et contraignantes, qui n'ont souvent abouti qu'à une perte de temps considérable. Une des raisons majeures à ces problèmes est d'abord le manque cruel de données à ces hautes latitudes. Comme nous avons déjà pu l'esquisser dans le premier chapitre, les conditions météorologiques sévères qui dominent dans les mers arctiques rendent le travail de terrain particulièrement difficile et bref. Le pack qui recouvre ces mers durant une grande partie de l'année limite grandement la période favorable à la navigation, si bien que la plupart des campagnes océanographiques ont lieu pendant la saison "chaude", entre les mois de mai et d'octobre. Très peu d'observations sont réalisées au cours des mois d'hiver, lorsque les régions arctiques sont plongées dans l'obscurité de la nuit polaire. Contrainte qui ne nous a pas particulièrement affecté, puisque nous avons choisi d'axer nos travaux sur l'utilisation des capteurs satellitaires fonctionnant dans le domaine du spectre visible, utilisables uniquement de jour. Il nous apparaît cependant important de soulever ce problème auquel la communauté scientifique devra tôt ou tard apporter des solutions, si elle veut améliorer les connaissances océanographiques et climatologiques de ces régions. Il sera probablement nécessaire alors, d'avoir recours de plus en plus aux instruments de mesures automatiques ancrés à des profondeurs variables sur le fond de la mer, ou bien fixés sur les glaces dérivantes. Malgré cela, plusieurs missions océanographiques ont lieu chaque année à bord notamment des navires russes et norvégiens et il nous a donc été possible de trouver des mesures *in situ* issues de différentes campagnes de recherche (notamment celles des campagnes organisées par les russes et les norvégiens en 1984 dans la mer de Barents, BAREX-84, et dans la mer de Kara en 1994, KAREX 94).

Autre difficulté d'accès, le problème de la langue. En effet, la grande majorité des travaux effectués dans ces régions polaires a été réalisée par des scientifiques russes. Bien que les chercheurs commencent à traduire leurs résultats en anglais, la majeure partie des publications pour le moment restent écrites en russe. De plus, il n'est pas aisé de se procurer des données, les communications avec la Russie prenant toujours un temps considérable.

Dernier problème auquel nous nous sommes heurtés plus d'une fois, celui de la confidentialité des données. Pour le sud-est de la mer de Barents notamment, nous n'avons pu obtenir aucun renseignement, excepté quelques mesures assez peu précises. Comme nous l'avons déjà signalé dans le premier chapitre, cette région a un sous-sol particulièrement riche en ressources naturelles (gaz,

pétrole). De nombreuses mesures ont donc été et sont réalisées chaque année ; ces campagnes sont effectuées pour le compte de grandes compagnies pétrolières et actuellement, les résultats sont tenus confidentiels. Même si un sens de la coopération internationale s'instaure pour toutes les questions relatives à l'océan Arctique, comme le constate Walker (1992), il semble cependant que les intérêts politique, économique et militaire que présente cet océan soient toujours ancrés dans les esprits et constituent une entrave à la compréhension des mers froides. Selon Berger (communication personnelle, 1994), directeur de la station de zoologie marine de la mer Blanche, il faudra au moins une génération pour que cette coopération soit véritablement installée.

2.2.2 Le problème de la dispersion spatio-temporelle.

La seconde grande catégorie de problèmes posés par les mesures *in situ* regroupe tous ceux ayant trait à la dispersion dans l'espace et dans le temps de ces mesures. En effet, les relevés ponctuels et limités dans le temps effectués à partir des navires de recherche lors des campagnes océanographiques ne peuvent pas rendre compte de la grande variabilité du système océanique.

Les phénomènes de surface que nous étudions, qu'il s'agisse de la répartition de la biomasse phytoplanctonique, de l'extension du contenu sédimentaire déchargé dans la mer par les grands fleuves sibériens, ou encore de la dérive des glaces ou de l'évolution des températures de surface au cours de l'année, tous ces phénomènes affectent, de manière très hétérogène, des régions qui s'étendent sur des centaines de kilomètres. Il est donc impensable de se représenter de façon précise l'étendue de tels phénomènes uniquement à partir des mesures effectuées à bord des navires.

Ajouté à cette variabilité spatiale, ces phénomènes, sous l'influence des forçages atmosphériques, présentent également une variabilité temporelle généralement inférieure à la journée. A ce souci de continuité des observations nécessaires pour une meilleure compréhension de l'océan, une réponse est en partie apportée par l'utilisation des instruments de mesures automatiques fixés sur des mouillages répartis dans l'océan. Cependant, obtenir à la fois une bonne représentation temporelle et spatiale d'un phénomène considéré nécessite un certain nombre de mouillages ou de bouées. A juste titre, Minster (1994) note que pour décrire les mouvements tourbillonnaires des courants de surface de l'océan, environ vingt-cinq à cinquante bouées dérivantes par zone d'océan de mille kilomètres de côté sont nécessaires. Ce qui représente pour l'océan Atlantique nord, un nombre compris entre cinq cent et mille bouées. L'utilisation de ces mouillages rend particulièrement lourde et onéreuse l'étude d'un bassin océanique dans sa totalité. Actuellement (Minster, 1994), il y a en permanence près de deux mille bouées dans l'océan. La création d'un réseau mondial de bouées et de plates-formes destinées à la surveillance constante de tout l'océan nécessiterait environ dix mille bouées (Vanney, 1991). Seuls les engins spatiaux permettent donc d'observer rapidement et régulièrement la totalité de l'océan.

2.3 Les observations satellites

2.3.1 Le principe de la mesure par les radiomètres.

Les radiomètres sont des instruments de télédétection qui mesurent le rayonnement électromagnétique réfléchi ou émis par les objets de la surface terrestre. En effet, chaque objet, selon sa nature, a une luminance* qui lui est propre et qui varie avec la longueur d'onde. La variation de la luminance en fonction des longueurs d'onde constitue ce que l'on appelle le spectre de l'objet. Les radiomètres n'enregistrent pas la totalité du spectre, mais mesurent le rayonnement dans un nombre limité de canaux ou bandes spectrales. L'ensemble de ces mesures forme la signature spectrale des objets. C'est l'étude des différentes signatures spectrales qui nous permet de caractériser et d'interpréter les phénomènes visibles sur les images de télédétection. Les capteurs sont caractérisés par :

- ✦ Leur résolution spatiale, qui correspond à la dimension de l'objet le plus petit que l'appareil est capable d'appréhender ;
- ✦ Leur couverture spatiale, qui représente la surface terrestre totale observée sur une image. L'acquisition d'une scène est généralement obtenue par un balayage d'une ou plusieurs lignes de la surface du globe, couplé au déplacement du satellite ;
- ✦ Leur résolution spectrale, liée à la position et à la largeur des bandes spectrales séparées par la technologie de l'appareil ;
- ✦ Leur résolution radiométrique, qui traduit l'aptitude du capteur à distinguer deux quantités voisines d'énergie.

2.3.2 Principales caractéristiques des capteurs AVHRR et CZCS.

Nous avons choisi d'utiliser les radiomètres AVHRR et CZCS pour plusieurs raisons : d'abord parce que leur couverture spatiale englobe l'ensemble de notre zone d'intérêt. Ensuite, ils sont très bien adaptés à l'observation des structures océaniques de surface de moyenne échelle. Le capteur AVHRR permet de mesurer la température de surface de la mer et ainsi, d'observer des phénomènes tels que les remontées d'eaux froides, ou encore les fronts hydrologiques. Si ses caractéristiques spectrales permettent d'étudier aisément la répartition des glaces de mer, en revanche, elles ne sont pas particulièrement bien adaptées à l'observation du contenu de la colonne d'eau. Toutefois, les résultats des travaux menés par Froidefond *et al.* (1993) sur la quantification du matériel sédimentaire à partir des données AVHRR se sont avérés satisfaisants. Concernant la couleur de l'océan, nous avons d'abord prévu de travailler avec les données SeaWiFS*. Mais le capteur n'a été lancé que récemment (1 août 1997) et, seules les archives du radiomètre CZCS étaient disponibles. Un autre capteur, OCTS* (Ocean Colour and Temperature Scanner) dédié à l'étude de la production primaire

dans les océans, a été lancé en août 1996 à bord de la plate-forme japonaise ADEOS*. Il a malheureusement cessé de fonctionner en juin 1997.

♦ *Le capteur AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer).*

En octobre 1978, quelques jours seulement après le lancement du satellite Nimbus-7, un satellite météorologique américain de la série TIROS-N (par la suite ils deviendront les satellites de la série NOAA-N) embarquait à son bord, pour la première fois, le radiomètre AVHRR, destiné à des applications météorologiques. Ces satellites NOAA, placés sur une orbite quasi-polaire (angle d'inclinaison de 98,91°), héliosynchrone*, à une altitude de 854 kilomètres, ont une période orbitale de 102 minutes. Deux satellites opèrent simultanément, ce qui permet d'acquérir quatre scènes d'une même région au cours d'une journée. Les capteurs AVHRR possédaient à l'origine quatre bandes spectrales : une première bande opérant dans le domaine du visible, une seconde située dans le proche infrarouge, les deux dernières opérant respectivement dans l'infrarouge moyen et l'infrarouge thermique. Une cinquième bande spectrale a été ajoutée sur les radiomètres AVHRR/2 de la seconde génération. Cette bande située dans l'infrarouge thermique est très intéressante pour les océanographes, puisqu'elle permet la mise en oeuvre de la technique du "Split Window" pour l'estimation des températures de surface de l'océan. Le tableau II-1 indique les principales caractéristiques du capteur AVHRR. Le lecteur pourra consulter le guide des utilisateurs des satellites de la série NOAA-N, s'il désire de plus amples renseignements sur les caractéristiques techniques de ces satellites et des capteurs AVHRR (NOAA, 1991).

♦ *Le capteur CZCS (Coastal Zone Color Scanner).*

Lancé le 25 octobre 1978, le satellite Nimbus-7 était le dernier de la série des satellites météorologiques opérationnels américains, sous le contrôle de la NOAA et de la NASA. Le satellite placé sur une orbite quasi-polaire (angle d'inclinaison de 99°), héliosynchrone, à une altitude de 955 kilomètres, emportait à son bord un instrument dédié à l'étude de la couleur de l'océan, le capteur multispectral CZCS. La période orbitale du satellite de 104 minutes lui permettait de couvrir la totalité de la surface terrestre en six jours. Nimbus-7, dont la durée de vie avait été initialement prévue pour deux ans, est resté en fonction jusqu'au début de 1986. Un nombre considérable d'images "couleur de l'océan" a été acquis au cours de ces sept années, sur l'ensemble de la planète et ce, en dépit de la faible période d'acquisition, limitée à seulement deux heures par jour, en raison de contraintes de puissance de la plate-forme. Les principales caractéristiques du capteur CZCS qui opérait à la fois dans le domaine du visible, du proche infrarouge et de l'infrarouge moyen, sont présentées dans le tableau II-2. Pour plus de détails concernant les aspects techniques du satellite Nimbus-7 et du capteur CZCS, le lecteur pourra se reporter au guide des utilisateurs de Nimbus-7 (NASA, 1978).

*Tableau II-1 : Principales caractéristiques du capteur
Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR).*

Main characteristics of the AVHRR radiometer.

AVHRR	Canaux	Longueurs d'onde (μm)
	1	0,58 - 0,68
	2	0,725 - 1,10
	3	3,55 - 3,93
	4	10,5 - 11,5
	5	11,5 - 12,5
Niveaux de numérisation		1024
Taille du pixel au nadir (<i>approx.</i>)		1 km \times 1 km
Largeur de la trace au sol		2580 km

*Tableau II-2 : Principales caractéristiques du capteur
Coastal Zone Color Scanner (CZCS).*

Main characteristics of the CZCS radiometer.

CZCS	Canaux	Longueurs d'onde (μm)
	1	0,43 - 0,45
	2	0,51 - 0,53
	3	0,54 - 0,56
	4	0,66 - 0,68
	5	0,70 - 0,80
	6	10,5 - 12,5
Niveaux de numérisation		256
Taille du pixel au nadir (<i>approx.</i>)		1 km \times 1 km
Largeur de la trace au sol		1636 km

2.4 Les prétraitements des données satellitaires

Afin d'obtenir une information la plus exacte possible des structures océaniques de surface, les mesures satellitaires nécessitent un prétraitement considérable. Dans les paragraphes qui suivent, nous aborderons successivement les problèmes relatifs à l'étalonnage des données satellitaires, puis le recalage géométrique, indispensable pour superposer des images entre elles lors de la réalisation de mosaïques ou composites, ou bien encore pour permettre une localisation et un suivi plus aisé des phénomènes observés. Nous discuterons ensuite du problème de la détection des nuages, nécessaire pour ne prendre en compte que les mesures effectuées par ciel clair. Enfin, nous dirons quelques mots sur le volume des données que nous avons utilisé pendant ce travail de thèse, ainsi que sur

l'exploitation informatique. La question relative aux corrections atmosphériques, de par son importance, sera abordée dans le chapitre suivant.

2.4.1 Le décodage, l'étalonnage et la transformation en luminances ou températures.

Le rayonnement issu de la surface océanique, qu'il soit réfléchi (courtes longueurs d'onde) ou émis (grandes longueurs d'onde) par cette surface, va être, après son trajet à travers l'atmosphère, mesuré par le capteur satellitaire, puis numérisé sur un octet, soit 8 bits (256 comptes numériques, de 0 à 255), voire même 10 bits (1024 comptes numériques, de 0 à 1023) dans le cas du capteur AVHRR. Le signal ainsi codé est ensuite transmis vers une station réceptrice au sol, où il subit les premiers traitements nécessaires à son exploitation. Ces prétraitements consistent principalement à la mise en forme des images numériques et des données auxiliaires qui leur sont associées (position du soleil, localisation des données à la surface terrestre, paramètres d'étalonnage, etc.), puis à leur enregistrement sur des supports compatibles, utilisables par les ordinateurs (bandes magnétiques, exabytes). Le résultat de ces prétraitements conduit à une image numérique satellite brute, dite de niveau 1. Les images dont nous disposons pour le capteur CZCS sont codées sous la forme d'une matrice de 970 lignes par 1968 colonnes, représentant une surface d'environ 800 par 1600 kilomètres carrés. Celles pour le capteur AVHRR ont une taille de 1440 lignes par 2048 colonnes, soit une surface approximative de 1600 par 2300 kilomètres carrés.

Pour être exploitable, le signal codé sous forme de compte numérique doit être transformé en une grandeur physique quantifiable (luminance en $W.m^{-2}.str^{-1}.\mu m^{-1}$ pour le domaine du visible, ou température en °C pour l'infra rouge thermique). L'étalonnage des données est réalisé à partir des paramètres d'étalonnage des instruments de mesure établis avant le lancement des satellites. Cette étape est primordiale dans la chaîne de traitement des données et peut donner lieu à des erreurs extrêmement importantes dans l'estimation des paramètres physiques observés, si des imprécisions de mesures et de calcul apparaissent à ce niveau. Concernant le capteur CZCS, Demarcq (1985) mentionne qu'une imprécision de 5% sur l'étalonnage des données peut entraîner par la suite une erreur de 200% dans l'estimation de la réflectance issue de l'océan. Il faut également garder à l'esprit que seuls 10 à 20% de la réflectance totale issue de la mer parviennent jusqu'au capteur (Demarcq, 1985 ; Prangma and Roozekrans, 1989, Kaufman and Holben, 1993), le reste du signal étant attribué aux différents phénomènes d'absorption, de diffusion et d'émission, qui ont lieu au niveau de l'atmosphère.

Si λ désigne la longueur d'onde, la transformation des comptes numériques $CN(\lambda)$ en luminances spectrales $L_{sat}(\lambda)$ pour les bandes spectrales visibles s'effectue grâce à la relation suivante :

$$L_{sat}(\lambda) = S(\lambda) \times CN(\lambda) + I(\lambda) \quad (2.1)$$

où $S(\lambda)$ et $I(\lambda)$ sont respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite d'étalonnage de l'instrument. Au cours des premières années de son fonctionnement, le capteur CZCS a subi une perte de sensibilité qui a affecté les quatre premiers canaux et plus particulièrement le canal 1. Afin de pallier à la perte de sensibilité du capteur, un terme correctif $F(\lambda)$ est généralement introduit dans la relation précédente qui devient alors :

$$L_{sat}(\lambda) = S(\lambda) \times CN(\lambda) \times F(\lambda) + I(\lambda) \quad (2.2)$$

Le lecteur pourra se référer à Demarcq (1985) qui donne un aperçu des principales formules utilisées pour corriger cette dérive du capteur.

Souvent on préfère exprimer le signal mesuré au niveau du capteur en terme de réflectance plutôt qu'en luminance, qui est une grandeur entièrement dépendante des conditions d'éclairage de l'environnement. La réflectance d'un objet au sol, $R_{sat}(\lambda)$, s'exprime en fonction de sa luminance $L_{sat}(\lambda)$ selon la relation suivante (NASA, 1986) :

$$R_{sat}(\lambda) = \frac{\pi}{E_0(\lambda) \cos \theta_s} L_{sat}(\lambda) \quad (2.3)$$

où E_0 est l'éclairage solaire moyen hors atmosphère et θ_s est l'angle zénithal solaire. Les réflectances s'expriment sans unité.

Le radiomètre AVHRR est équipé d'un système d'étalonnage interne qui permet de transformer directement les comptes numériques des canaux infrarouges thermiques en luminances spectrales puis en températures de brillance*. Le principe de ce système d'étalonnage repose sur la visée successive, pour chaque bande spectrale, de deux corps noirs dont les températures sont bien contrôlées. Ces deux corps noirs sont constitués par un radiateur interne au radiomètre dont la température est voisine de 15°C et du vide intersidéral, d'une température voisine de -273°C. Une première relation linéaire est établie entre les comptes numériques et les luminances, relation identique à celle décrite par l'équation (2.1). Les luminances spectrales pour chaque canaux sont ensuite converties en températures de brillance $Tb(\lambda)$ par une relation issue de la loi de Planck (Singh, 1984 in Prangsmma and Roozkrans, 1989) :

$$Tb(\lambda) = \frac{B}{\ln L(\lambda) - A} \quad (2.4)$$

A et B étant des grandeurs constantes pour chacun des canaux.

Un tel système d'étalonnage interne est également présent à bord du capteur CZCS. Le canal 6 de ce dernier est étalonné de manière analogue aux canaux infrarouges thermiques de AVHRR décrit

précédemment (NASA, 1978). Les cinq premiers canaux sont, quant à eux, étalonnés à partir de lampes d'étalonnage internes au capteur.

2.4.2 La rectification géométrique.

Les images acquises par les capteurs embarqués à bord des satellites ne sont jamais superposables les unes aux autres ou à une carte. Divers paramètres influencent la géométrie d'acquisition des images satellitaires et entraînent par conséquent des distorsions sur les images. Parmi les principaux paramètres, nous citerons la rotation de la Terre, sa rotondité et l'angle de prise de vue du capteur, ainsi que l'orbite du satellite, ascendante ou descendante, lors de l'acquisition. La visualisation d'une image acquise pendant l'une ou l'autre de ces orbites apparaîtra soit dans le bon sens (orbite descendante), soit renversée (orbite ascendante), par rapport à la direction nord/sud telle que nous nous la représentons dans l'hémisphère nord. Ce dernier phénomène est illustré par l'image NOAA de la figure 2.1.

Le recalage géométrique consiste à rectifier une ou plusieurs images d'une même zone géographique par rapport à une image choisie comme référence. Ces images peuvent être issues d'un même capteur ou bien de capteurs de résolutions spatiales différentes. En général, on cherche à corriger les distorsions affectant les images satellitaires en choisissant comme référence une image géocodée, c'est-à-dire projetée dans un repère cartographique, afin d'exploiter au mieux ces images. Cette étape constitue ce que l'on appelle la navigation des données, indispensable pour pouvoir comparer entre-elles des mesures *in situ* et spatiales. Plusieurs techniques permettent de rectifier des images :

✦ La première méthode est une méthode statistique qui consiste à établir une relation polynomiale entre les coordonnées image et les coordonnées références d'une carte ou d'une autre image, à partir d'un ensemble de points d'amers. L'acquisition des couples d'amers successivement sur l'image à rectifier et sur l'image de référence peut se faire manuellement ou de manière automatique, soit par une fonction de corrélation qui mesure le degré de similarité entre deux ou plusieurs images, soit, plus récemment, par une méthode basée sur l'analyse multirésolution et la transformée en ondelettes (Djamdji, 1993 ; Djamdji *et al.*, 1993). Nous avons utilisé cette méthode pour rectifier les images CZCS entre-elles. Nos points d'appui ont été sélectionnés sur les traits de côte et nous nous sommes efforcés de les choisir le plus dispersés possible sur l'image. Quelques difficultés sont cependant apparues dans l'acquisition des amers, en raison de la fréquence des nuages et des glaces dans ces régions arctiques. Les images avec une couverture nuageuse très étendue et sur lesquelles, seule une surface océanique très minime était visible, ont été éliminées d'office. En effet, il nous était alors impossible de repérer le trait de côte et par conséquent, nous ne disposions pas suffisamment de points d'appui pour effectuer un recalage géométrique.

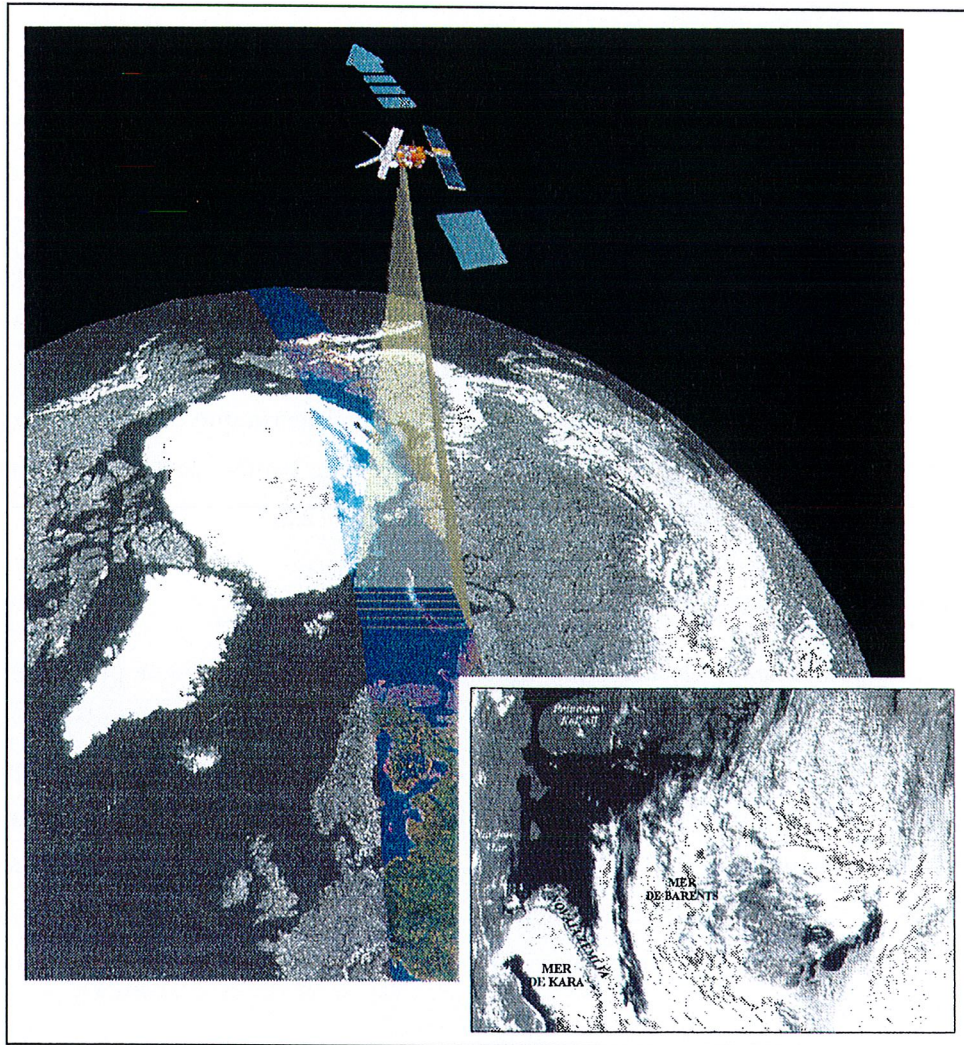


Figure 2.1. Principe d'acquisition des images satellitaires par les radiomètres à balayage. L'image NOAA-AVHRR du 28 juin 1988, acquise sur une orbite ascendante au-dessus des mers de Barents et de Kara apparaît à l'envers.

Principle of satellite images acquisition from scanners. NOAA-AVHRR image from June 28th, 1988, acquired on an ascending node over the Barents and Kara seas appears upside down.

✦ La deuxième méthode, analytique, est basée uniquement sur l'utilisation des éléments d'orbite, paramètres stationnaires (inclinaison*, excentricité*, période nodale*) et paramètres instantanés (heure et longitude du noeud ascendant). Cette méthode de navigation est difficile à mettre en oeuvre car pour obtenir une bonne localisation, il est nécessaire de connaître très précisément tous les éléments orbitaux.

✦ Une troisième méthode, basée à la fois sur les deux précédentes, permet d'obtenir une bonne précision dans la navigation des données. C'est cette dernière technique que nous avons utilisée pour rectifier les images AVHRR. Le modèle analytique est celui du Centre de Météorologie Spatiale de Lannion (Brunel and Marsouin, 1990), qui a été simplifié. L'orbite est supposée circulaire pendant le

temps d'acquisition de l'image, puis les erreurs de localisation sont réajustées à partir d'un nombre restreint de points d'amers. Les pixels de l'image sont ensuite rééchantillonnés selon une projection MERCATOR. Cette méthode qui a été très largement utilisée au sein de l'Ecole s'est avérée d'une excellente précision pour le recalage géométrique des images AVHRR, avec un écart-type souvent inférieur au demi-pixel (Wald, 1985 ; Demarcq, 1985).

Un problème que nous avons rencontré plusieurs fois lors du recalage des images NOAA-AVHRR est lié à la présence de la banquise côtière qui reste en place généralement jusqu'à la fin du mois de juin dans ces régions et qui masque le trait de côte, empêchant ainsi la sélection des points d'appui. Une solution à ce problème consiste à utiliser le canal thermique (canal $10,5 \mu\text{m} < \lambda < 11,5 \mu\text{m}$). En ajustant de manière très précise le contraste dans cette bande spectrale, nous parvenons à distinguer légèrement la côte qui se trouve sous les glaces (figure 2.2).

2.4.3 La détection des nuages.

Les données satellitaires mesurées par les capteurs AVHRR ou CZCS ne peuvent être utiles à l'étude des structures océaniques de surface (température de la mer, distribution des glaces de mer, suivi du transport sédimentaire ou évolution de la biomasse phytoplanctonique) qu'à la condition que celles-ci aient été acquises par ciel clair. La détection des nuages, notamment des nuages fins, au travers desquels le phénomène étudié est toujours observable sur l'image bien qu'atténué, constitue donc une étape très importante dans le traitement des images satellitaires. La détection des nuages peut être appréhendée par deux approches, d'une part l'observation visuelle et d'autre part, les méthodes numériques.

Les méthodes numériques ont donné lieu à de nombreux algorithmes de détection et d'analyse de la couverture nuageuse. Rossow *et al.* (1989, dans Wald *et al.*, 1991a) donnent un récapitulatif de ces différents algorithmes, qui sont tous basés sur une ou plusieurs des hypothèses suivantes (Wald *et al.*, 1991a) :

- ✦ La signature spectrale d'un pixel par ciel clair diffère de celle en présence de nuages. Sur les images de la mer, les régions de ciel clair apparaîtront plus sombres et plus chaudes respectivement dans l'espace des radiations du visible et de l'infrarouge thermique.
- ✦ Les variabilités spatiales locales et temporelles des radiances par ciel clair sont généralement plus faibles que celles en présence de nuages, si ceux-ci ne sont pas trop denses optiquement.

La plupart de ces algorithmes de détection des nuages consistent en une succession de tests à seuil, utilisant un seul canal ou bien une combinaison de plusieurs canaux (Saunders and Kriebel, 1988 ; Le Gleau *et al.*, 1989 ; Wald *et al.*, 1991b). Si un des tests est satisfait, alors le pixel est considéré

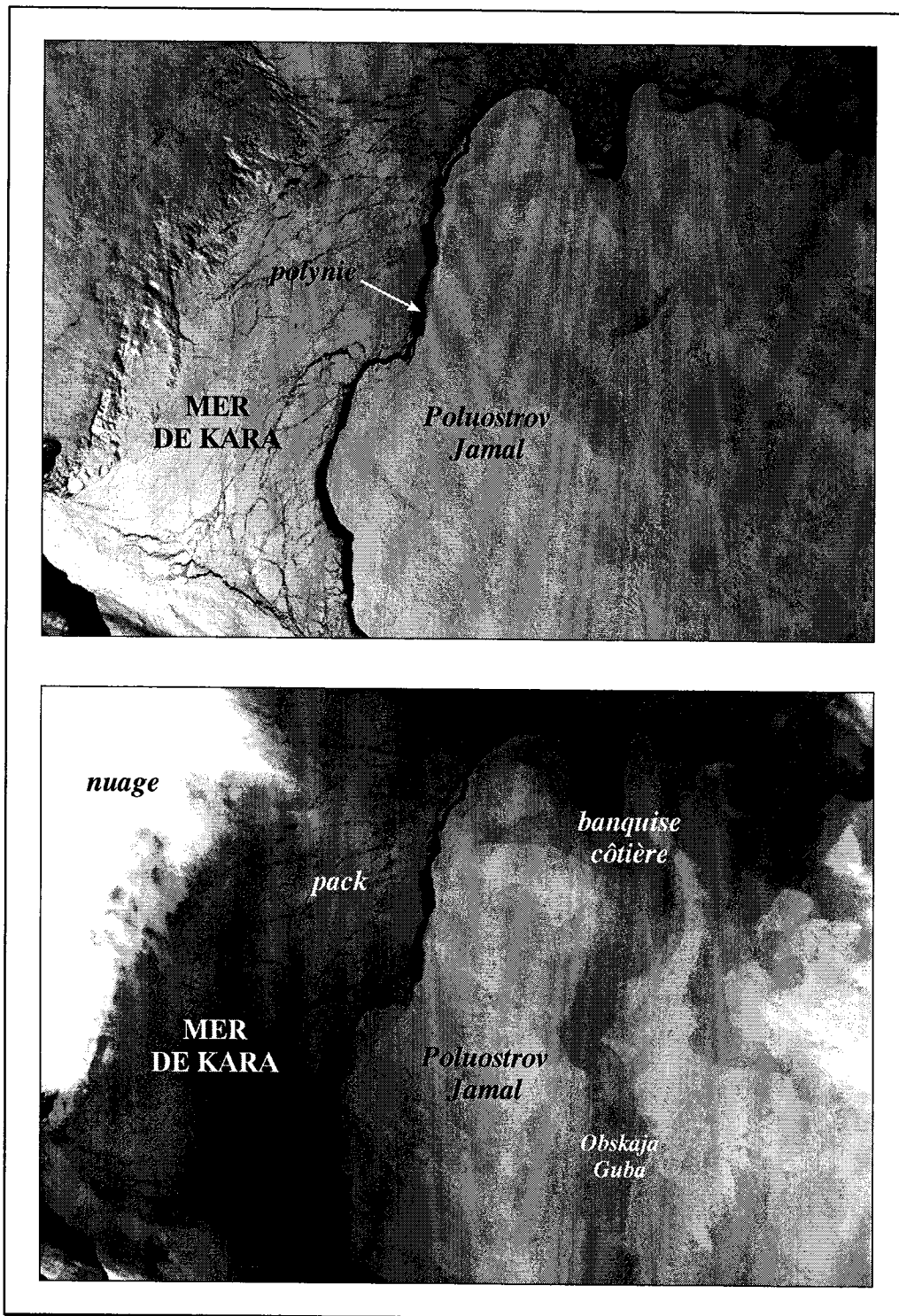


Figure 2.2. Image NOAA-AVHRR du 19 avril 1994 ; (a) canal 2 ($0,725 \mu\text{m} < \lambda < 1,10 \mu\text{m}$). La neige qui recouvre la terre, ainsi que la banquise côtière, masque le trait de côte. (b) canal 4 ($10,5 \mu\text{m} < \lambda < 11,5 \mu\text{m}$) ; le contraste a été inversé, de manière à ce que les nuages apparaissent en blanc. En ajustant petit à petit le contraste, on parvient à distinguer le trait de côte à travers la neige et la glace.

NOAA-AVHRR image from April 19th, 1994 ; (a) channel 2 ($0,725 \mu\text{m} < \lambda < 1,10 \mu\text{m}$). The coastline is hidden by snow cover and anchored fast ice. (b) channel 4 ($10,5 \mu\text{m} < \lambda < 11,5 \mu\text{m}$) ; Clouds are in white, due to the reverse of the threshold. An accurate adjustment of the threshold allows the distinction of the coastline underneath snow and ice.

couvert par les nuages. L'algorithme de Gower (1985) par exemple, qui permet de traiter les données multispectrales fournies par le radiomètre AVHRR, est basé sur l'étude des variations simultanées des réponses radiométriques dans le visible et l'infrarouge. Une faible diminution de la radiance infrarouge sera plus facilement interprétée comme le signe d'une présence nuageuse, si elle est accompagnée d'une augmentation de la radiance dans le visible du point considéré par rapport à une valeur de référence par ciel clair. Un des points les plus délicats de ces méthodes réside dans le choix des seuils (Wald *et al.*, 1991a).

Pour traiter les données acquises par le capteur CZCS, Eckstein and Simpson (1991) ont adapté un algorithme développé par Simpson and Humphrey (1990) pour la détection automatique des nuages sur l'imagerie AVHRR. Cet algorithme qui utilise le canal 5 de CZCS est également basé sur plusieurs tests qui font intervenir des modèles empiriques et statistiques d'albédo, fonction de la diffusion moléculaire de Rayleigh.

Tous ces algorithmes de détection des nuages se sont montrés globalement efficaces et ont permis de discriminer de manière assez satisfaisante la plupart des nuages présents sur les images des régions étudiées. Cependant des difficultés apparaissent lorsque des nuages très fins, tels que les cirrus, sont présents sur les images. La discrimination entre neige, glace et nuage reste également un des points délicats de ces algorithmes. Certains auteurs (Gesell, 1989) qui ont étendu les précédents algorithmes, notamment ceux de Saunders and Kriebel aux cas de la neige et de la glace, révèlent quand même quelques erreurs de discrimination entre ces trois éléments.

La zone géographique sur laquelle nous travaillons (présence de neige et de glace, fréquence des nuages), ainsi que les difficultés pour implémenter ces algorithmes ont conduit notre choix vers l'utilisation de l'observation visuelle plutôt que vers des méthodes automatiques pour la détection des nuages. L'observation visuelle des images nous a permis de détecter d'une manière très fiable la présence de nuages au-dessus d'une région, même lorsque celle-ci est recouverte de neige ou de glace. L'analyse visuelle des différents canaux de AVHRR notamment, offre un excellent moyen de discerner les pixels nuageux des pixels clairs. Grâce à un réglage pas à pas, très pointilleux du contraste, nous avons également mis en évidence la présence de nuages très fins sur certaines scènes. Lorsque des nuages couvrent une partie de l'image, nous restons très critique sur l'interprétation des pixels situés à la périphérie des nuages ou visibles au travers des trouées nuageuses. En effet, il est toujours très difficile, voire impossible, de distinguer très précisément la limite entre nuage et ciel clair sur une image. Par conséquent, les pixels limitrophes peuvent refléter à la fois le signal provenant du phénomène de surface étudié et celui du nuage, et donc, amener à des observations erronées.

2.4.4 Le volume des données et l'exploitation informatique.

2.4.4.1 Les données de télédétection.

† Les satellites issus de la série NOAA

Les données acquises par les satellites météorologiques de la série NOAA sont transmises directement sous forme numérique à la station de réception au sol de Tromsø (Norvège). La position de cette station sur le 18ème méridien est et le 69ème parallèle nord est excellente pour l'acquisition des données provenant des satellites à orbites quasi-polaires. A la réception, les données sont traitées très rapidement, puis chaque scène est enregistrée sur exabyte pour être ensuite, soit délivrée pratiquement en temps réel aux utilisateurs (Hamnes *et al.*, 1991), soit archivée.

Notre premier travail a donc consisté à consulter les archives de la station satellite de Tromsø afin de trouver des images NOAA-AVHRR correspondantes aux campagnes de mesures océanographiques dont nous disposions. Nous avons ainsi sélectionné 34 scènes recouvrant notre zone d'intérêt. Ces images couvrent une période qui va d'août 1986 à octobre 1994 (tableau II-3).

Tableau II-3 : Répartition mensuelle des scènes NOAA-AVHRR acquises sur les mers de Barents et de Kara, pour la période 1986 à 1995.

Monthly distribution of NOAA-AVHRR imagery over the Barents and Kara seas, for the period 1986 to 1995.

	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
1986						2		
1987				14	1, 3, 9	30		
1988				25, 26	9, 10	4, 5		2
1993	25, 28			6, 25		12	20	
1994		19	22, 31	17, 19, 27, 29	18, 29	2, 18	2, 20	4
1995						19		

Cet ensemble d'images a été sélectionné minutieusement de manière à avoir le moins de nuages possible sur la zone d'étude ; notre objectif étant d'obtenir une vision générale de l'évolution des températures de surface, ainsi que du transport sédimentaire dans les mers arctiques eurasiatiques, pendant les périodes printanière et estivale. Le restant de l'année, plongé dans la longue nuit polaire, l'observation satellitaire est inutile pour étudier ces surfaces océaniques, tout au moins pour les capteurs fonctionnant dans le visible.

‡ Le satellite Nimbus-7

En ce qui concerne les données du capteur CZCS embarqué à bord de la plate-forme spatiale Nimbus-7, nous nous les sommes procurées dans le cadre du programme OCEAN* (Ocean Colour European Archive Network). Ce projet, issu d'une initiative commune à la Commission Européenne et à l'Agence Spatiale Européenne, a été établi dans le but d'encourager l'utilisation des données couleur de l'océan pour améliorer nos connaissances de l'environnement marin européen. Il était en partie basé sur l'analyse de toutes les archives CZCS disponibles en Europe. Un CD-ROM contenant l'ensemble de ces images sous forme de *quick-looks* nous a été fourni par le programme. Nous avons ainsi pu sélectionner 47 scènes CZCS parmi les moins nuageuses au-dessus de notre zone d'étude. Le tableau II-4 donne la répartition mensuelle de ces scènes. Ces images ne couvrent pas l'ensemble de la zone géographique sur laquelle nous travaillons, mais uniquement la mer de Barents. En effet, dans le cadre du programme OCEAN, ces archives CZCS ont été utilisées pour une application concernant la répartition saisonnière et géographique du phytoplancton et l'estimation d'éventuelles nuisances dues à l'activité pétrolière dans le nord de la mer de Barents, à la demande du ministère de l'industrie et de l'énergie norvégien (Kögeler *et al.*, 1994 ; Kögeler *et al.*, 1995).

En dépit du nombre de scènes CZCS étudiées, il est assez difficile de couvrir l'ensemble de la mer de Barents, en raison des mauvaises conditions climatiques qui règnent dans ces régions. Aucune des images n'est en effet libre de nuages, les mois d'avril et mai étant particulièrement affectés par la couverture nuageuse. Il nous est cependant possible de suivre l'évolution générale de la répartition du phytoplancton au cours du printemps et de l'été.

Tableau II-4 : Répartition mensuelle des scènes CZCS acquises sur la mer de Barents, pour la période 1979 à 1985. Pour quelques unes de ces dates, plusieurs images sont disponibles.

Monthly distribution of CZCS imagery over the Barents sea, for the period 1979 to 1985. For some of these dates, several scenes are available.

	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août
1979		11		10, 18	3, 9, 14, 15, 29
1980	4, 25, 26	8, 28	20, 21, 25, 29, 30	24, 25	9, 16, 18, 20
1981		16			
1982		2		4, 7, 8	
1983					
1984			15		
1985				28, 30	

2.4.4.2 Les données in situ.

✦ Les données météorologiques

Les données météorologiques qui nous intéressent sont principalement la direction et la vitesse du vent. Elles nous sont utiles essentiellement pour suivre l'évolution des structures océaniques, type upwelling, sur les thermographies AVHRR, ainsi que pour étudier la dérive des glaces de mer, toujours sur les images NOAA-AVHRR. Nous nous sommes procurés les cartes météorologiques (type Bulletin Météorologique Européen) à la station de météorologie de Tromsø et à METEO-FRANCE. Ces cartes représentent la situation météorologique de surface sur notre zone d'étude à 6h00 UTC. Aucune information n'est disponible sur les régions océaniques car tous les relevés météorologiques sont effectués par des stations à terre. Cependant ces stations sont assez bien réparties sur le pourtour des continents, ainsi que sur les îles, et permettent d'avoir une bonne vision de la situation météorologique. La figure 2.3 montre un exemple de ces cartes météorologiques.

✦ Les données météo-océaniques

Pour quelques unes de nos images qui couvrent notamment le sud de la mer de Barents, nous nous sommes procurés auprès de l'institut météorologique norvégien, des relevés météorologiques et océaniques de surface effectués à bord des navires d'observation. Ces données sous forme de fichiers texte fournissent des renseignements localisés concernant la pression atmosphérique, la direction et la vitesse du vent, les températures de l'air et de surface de la mer, ainsi que sur la nébulosité et le type de nuages. Nous les avons utilisées notamment comme vérités terrain pour le choix de l'algorithme de calcul des températures de surface de la mer à partir des bandes infrarouge thermiques des satellites NOAA.

✦ Les données océanographiques

La plupart des données océanographiques dont nous disposons a été recueillie lors de campagnes de mesures, principalement en mer de Barents. Ce sont notamment des mesures de concentrations en pigments chlorophylliens qui nous ont été fournies par l'institut de recherche marine de Bergen (Norvège), ainsi que la station de biologie marine de Murmansk (Russie). Ces travaux couvrent les périodes juin / juillet 1979 et 1980, août / septembre 1984 (campagne BAREX-84) et mars / avril 1985. Nous disposons également de quelques mesures effectuées en mer de Kara et dans les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej, lors de la campagne KAREX-94. Cette campagne de recherche, partie intégrante d'un programme océanographique entre la Russie et la Norvège s'est déroulée entre août et septembre 1994. Sont à notre disposition, les relevés CTD, ainsi que les observations concernant les échantillonnages d'eau, de glace et de sédiment, prélevés tout au long de la campagne. Enfin, des cartes de températures de surface nous ont été fournies par l'institut de géographie de Bergen et l'institut de recherche marine de Helsinki (Finlande) lors de travaux effectués conjointement avec ces deux organismes. Ces cartes couvrent le sud de la mer de Barents, ainsi qu'une partie ouest du

Spitsberg, au niveau de Kongsfjorden. Le tableau II-5 regroupe l'ensemble des données *in situ*, leur date d'acquisition ainsi que leur provenance.

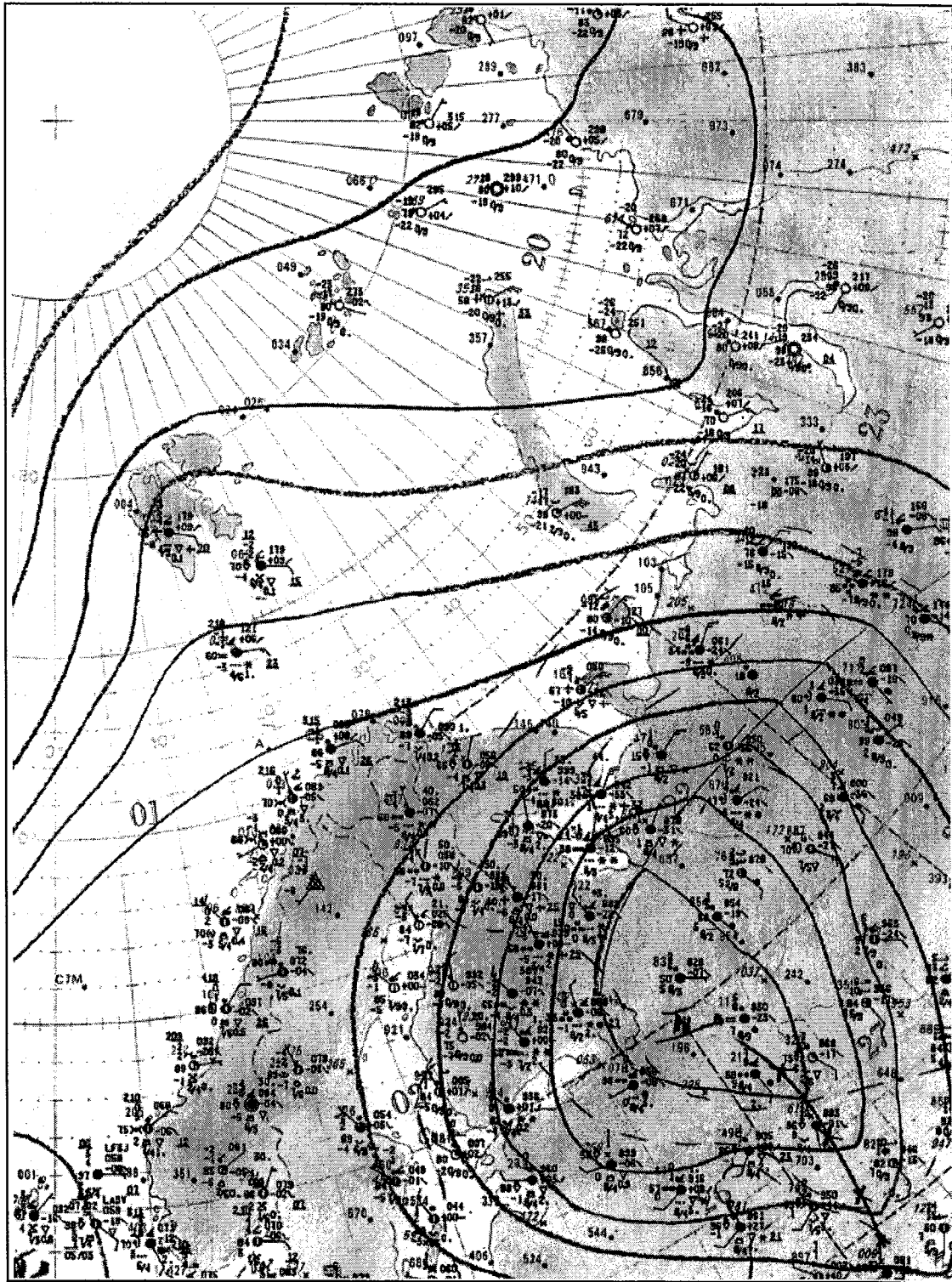


Figure 2.3. Bulletin Météorologique Européen. Carte de surface à 6h00 UTC sur les mers de Barents et de Kara, le 19 avril 1994 (fourni par l'Institut Météorologique Norvégien).

European Meteorological Bulletin. Surface chart 6h00 UTC over the Barents and Kara seas, on April 19th, 1994 (provided by the Norwegian Meteorological Institute).

Tableau II-5 : Répartition mensuelle des données in situ disponibles dans les mers de Barents et de Kara, entre 1979 et 1994.

Monthly distribution of in situ measurements available over the Barents and Kara seas, for the period 1979 to 1994.

		Données météorologiques (Norsk Meteorologiske Institutt, METEO-FRANCE)	Données météo-océaniques (Norsk Meteorologiske Institutt)	Données océanographiques
1979	juin juillet			Havforskningsinstitutt, Bergen, Norvège
1980	juin juillet			Havforskningsinstitutt, Bergen
1984	août septembre			BAREX-84, MMBI, Murmansk, Russie (RV Achill, Pomor et Dalnie Zelentzy)
1985	mars avril			MMBI, Russie
1987	mars juillet	8, 9	3 (3 stations)	
1988	juin juillet août	24, 25 9, 10 4, 5		
1992	juillet	30, 31		
1993	mars août		25 (6 stations) 28 (8 stations) 12 (2 stations)	
1994	avril mai juin juillet août septembre octobre	18 au 28, 30 2, 4, 9, 13, 19, 24, 28, 29, 30 17, 18, 19, 26 au 29 16, 17, 18, 27 au 30 1, 2, 3, 17, 18, 19 1, 2, 3 1, 3, 4		KAREX-94, Norsk Polarinstitutt et Akvaplan-niva, Tromsø, Norvège (RV Ivan Petrov)

2.4.4.3 L'exploitation informatique.

Le traitement de toutes ces données a été effectué au sein de la compagnie Akvaplan-niva à Tromsø. Nous avons à notre disposition une station de travail Silicon Graphics équipée d'un lecteur exabyte et d'un CD-ROM, ainsi que d'un lecteur de disquettes. Pour le traitement des images satellites, nous avons utilisé le logiciel Minimage-Unix développé en C à l'Ecole des Mines de Paris (Sophia Antipolis). En plus de la station de travail, nous disposions d'un PC relié à une table à digitaliser pour la numérisation des cartes. Une grande partie des mesures recueillies en mer a en effet été traitée sur le PC, afin d'être représentée sur des cartes (*i.e.* cartes des températures de surface de la mer, cartes des concentrations de la biomasse phytoplanctonique à diverses profondeurs, etc.), ainsi que sous forme de courbes (profils verticaux des températures ou des concentrations en chlorophylle).

2.5 La confrontation *in situ* / satellite

A partir des données acquises, notre démarche systématique consistait à nous rendre à la station satellite de Tromsø afin de rechercher les images satellitaires correspondantes. En dépit d'une fouille très pointilleuse de la totalité des archives, il nous a été très difficile de trouver des images satellites acquises au même moment que les mesures *in situ*, les campagnes s'étant très souvent déroulées sous un ciel couvert de nuages. Nous étions bien entendu conscient de ce problème "couverture nuageuse/utilisation des capteurs visibles" aux hautes latitudes avant de commencer notre travail, mais nous étions loin de prévoir qu'il serait aussi difficile de trouver des images qui coïncident avec les mesures effectuées directement sur le terrain. En résumé, sur l'ensemble des années qui nous intéressaient, pas une seule scène satellite n'était libre de nuages. Pour plusieurs campagnes même, aucune image satellitaire n'a pu être utilisée.

2.5.1 La complémentarité "mesure *in situ* / donnée spatiale".

La confrontation entre les données *in situ* et les données satellitaires est directement liée aux caractéristiques spécifiques d'acquisition de ces mesures. Les mesures *in situ* réalisées à bord des navires, par les bouées ou par les plates-formes dérivantes sont ponctuelles, mais intégrées dans le temps et à une certaine profondeur. Les mesures satellitaires quant à elles sont instantanées. Elles ne représentent une situation particulière qu'en un instant précis. En revanche, elles sont intégrées spatialement et présentent également une information relative à une vaste région. Elles peuvent être de nature superficielle, telle que la mesure des températures de la mer que l'on peut appréhender à partir du radiomètre AVHRR ou bien intégrée sur une certaine profondeur, de la surface à quelques dizaines de mètres, pour les mesures relatives à la teneur en pigments chlorophylliens ou le contenu sédimentaire.

Le faible taux d'échantillonnage temporel des mesures satellitaires exploitables par rapport aux mesures *in situ*, empêche un suivi continu précis de la dynamique des phénomènes de surface. Cependant une idée générale de la dynamique d'un phénomène quelconque peut être appréhendée grâce à la répétitivité des mesures satellitaires. La plupart des plates-formes spatiales ont une répétitivité trop faible pour représenter la forte variabilité spatio-temporelle des paramètres de la surface océanique, tels que l'évolution des températures de surface ou encore de la répartition de la biomasse phytoplanctonique. Le radiomètre AVHRR fait exception puisque sa résolution temporelle est de 12 heures. Comme généralement deux satellites NOAA-AVHRR sont en orbite simultanément autour de la Terre, il est normalement possible d'acquérir toutes les 6 heures une image de la même région. Mais aux latitudes des mers arctiques, le mauvais temps et son cortège de nuages diminuent très fortement le nombre de scènes réellement utilisables. Dans les régions polaires, il est préférable d'utiliser les capteurs actifs qui permettent d'observer la Terre même par temps couvert. Cependant, ceux-ci ne sont utiles que pour l'observation des phénomènes de surface. Pour l'étude de la répartition et l'estimation des concentrations de la biomasse phytoplanctonique, ou bien encore pour suivre le

transport de la charge sédimentaire, seuls les radiomètres sont utilisables. Le capteur CZCS lui, permet l'acquisition d'une même image tous les six jours. Toutefois, même si ces capteurs permettent de décrire les phénomènes observés, à la fois spatialement et dans la durée, il n'est cependant guère possible, ni même souhaitable, de remplacer les traditionnelles campagnes océanographiques par les seules observations satellitaires, étant donné que les mesures depuis l'espace ne concernent que la surface des océans. Il est donc impératif de continuer à recueillir des données *in situ* pour observer la colonne d'eau. Aujourd'hui, la compréhension du système océanique dans sa globalité passe donc impérativement par la mise en place de grands programmes internationaux, tels que les programmes TOGA* (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*), WOCE* (*World Ocean Circulation Experiment*), J-GOFS* (*Joint Global Ocean Flux Study*) mis en place à la fin des années 80, début des années 90, ou plus récemment par le concept d'océanographie opérationnelle, basé sur le modèle de la météorologie, concept appelé GOOS* (*Global Ocean Observing System*). D'après ce qui précède, il apparaît que l'étude d'un paramètre océanique et de ces variations dans l'espace et dans le temps, implique nécessairement l'utilisation conjointe de l'imagerie satellitaire et des mesures *in situ*.

2.5.2 Les problèmes liés à cette confrontation.

Cette confrontation *in situ* / satellite n'est réalisable et n'a de sens que si les données comparées ont été acquises à la même date. Toutefois, lorsque les conditions météorologiques sont particulièrement stables (absence de vent), il est possible de comparer des données qui ont été acquises à un ou deux jours d'intervalle ; ce genre de comparaison implique alors une très grande prudence quant à l'interprétation des données. En effet, se pose alors la question de savoir si la température mesurée est bien représentative de celle du pixel. Comme nous l'avons dit précédemment, la mesure satellitaire intègre une information spatiale, de l'ordre du kilomètre dans le cas de AVHRR, à un instant précis, alors que la mesure *in situ*, elle, est ponctuelle et intégrée dans le temps, de l'ordre de quelques minutes. Ce fait explique partiellement les différences constatées entre les deux systèmes de mesure. On observe fréquemment des fluctuations rapides des températures dans la mer et cette variabilité naturelle contribue aux différences entre estimations satellitaires et mesures *in situ*. Un autre mécanisme s'ajoute, purement instrumental, appelé repliement du spectre en traitement du signal ; la température portée par un pixel dépend légèrement des valeurs de ces voisins. Ce phénomène peut être renforcé par la présence de l'atmosphère. Mais dans cette différence, les deux processus suivants sont les plus importants. Tout d'abord, la position géographique d'un pixel ne peut être connue aussi précisément que celle d'un navire. Les précisions courantes sont de l'ordre de 0,3 à 0,5 pixels pour des images correctement codées. Pour une taille de pixel de 1 km², cela signifie que la localisation géographique du pixel est connue avec une erreur d'environ 500 mètres. On peut par conséquent hésiter entre plusieurs pixels lors de la comparaison avec des mesures *in situ*. Se pose ensuite de manière cruciale la coïncidence temporelle des observations. Dans notre cas, nous n'avons jamais eu d'observations satellitaires effectuées simultanément à des mesures *in situ*. Il existe toujours des différences de quelques heures à deux jours entre les deux types d'observation. Prenons une vitesse typique du courant dans la mer de Kara, de 10 cm.s⁻¹ ; nous calculons par un modèle simple

d'advection de la température un décalage d'environ 1 kilomètre pour un écart temporel de trois heures, et d'environ 9 kilomètres pour un jour.

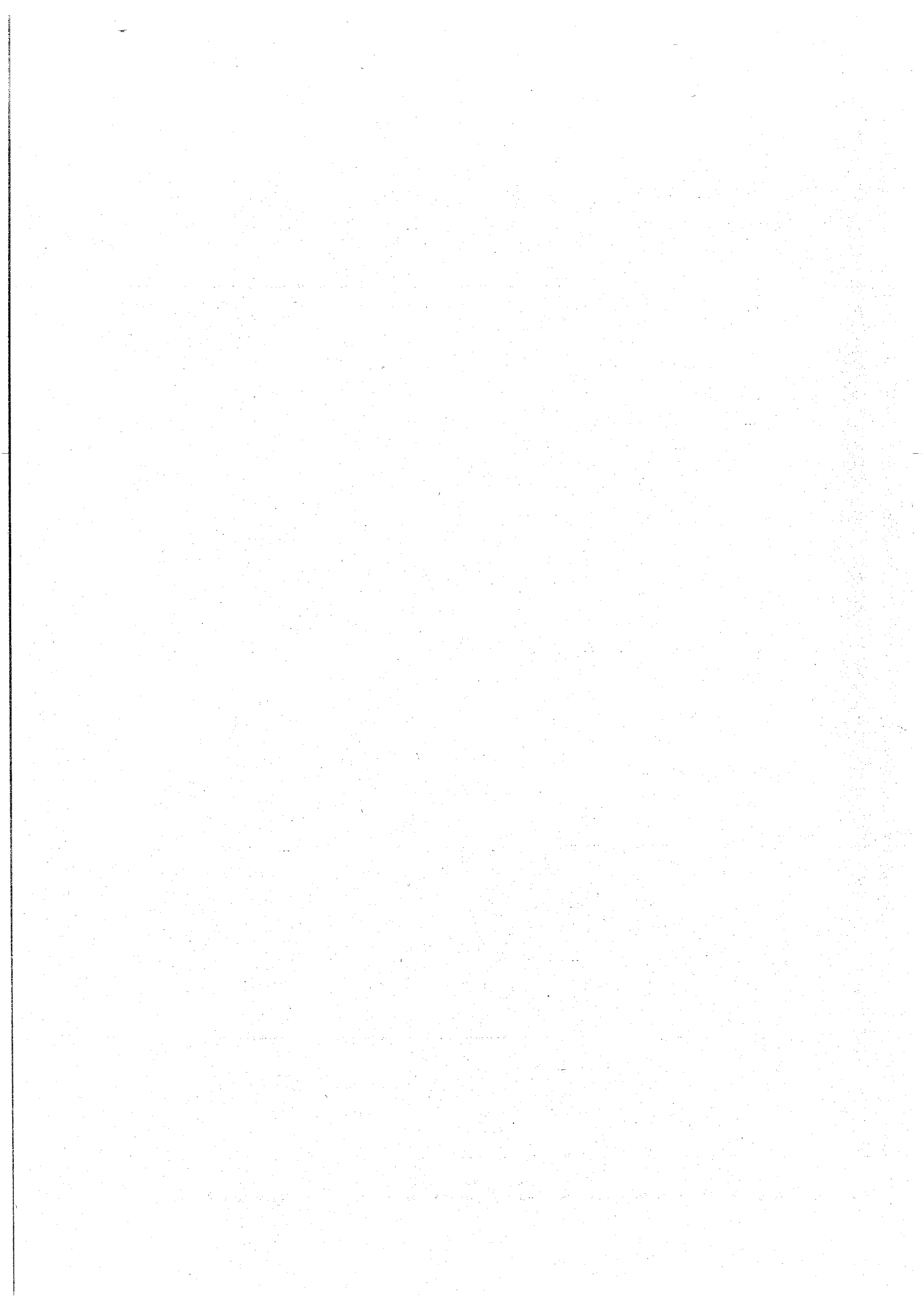
Le moyen usuel de réduire ces différences est de non pas considéré un seul pixel, mais d'effectuer des moyennes sur une fenêtre de plusieurs pixels (Beyer *et al.*, 1997). Nous avons choisi de moyennner sur des fenêtres de 5 pixels de côté, taille tout à fait compatible avec l'étude des structures méso-échelles qui font l'objet de la thèse.

Nous concluons ce paragraphe par quelques mots concernant la stratégie d'échantillonnage des campagnes océanographiques, qui est souvent inadaptée à l'étude d'un phénomène marin particulier (upwellings, fronts hydrologiques, etc.) par manque d'un aperçu global sur la zone géographique étudiée. La présence d'une station de réception et l'acquisition d'images satellitaires en temps réel à bord des navires océanographiques permettrait d'optimiser cette stratégie d'échantillonnage grâce à une meilleure position des stations pour l'étude d'un phénomène particulier. Cette dernière remarque est indépendante du fait que, dans notre cas, la confrontation mesure *in situ* / mesure satellitaire est rendue plus difficile pour la raison que les données que nous utilisons sont disparates et issues de campagnes de mesure qui avaient obligatoirement des objectifs différents des nôtres.

- CHAPITRE 3 -

**LES PERTURBATIONS DUES À LA TRAVERSÉE
ATMOSPHÉRIQUE ET LEUR CORRECTION**

3.1	Influence de l'atmosphère terrestre	51
3.1.1	Les corrections atmosphériques, cas du capteur NOAA-AVHRR	52
3.1.2	Les corrections atmosphériques, cas du capteur CZCS	62
3.2	Conclusions sur les corrections atmosphériques	65



- Chapitre 3 -

**LES PERTURBATIONS DUES A LA
TRAVERSEE ATMOSPHERIQUE
ET LEUR CORRECTION**

*U*n des problèmes majeurs en télédétection provient de l'interposition de l'atmosphère entre le capteur spatial et l'océan. Afin d'obtenir, le plus exactement possible, la grandeur physique à laquelle on s'intéresse, il est nécessaire d'apporter aux images une correction des effets atmosphériques. Dans ce chapitre, nous présentons trois techniques de correction. La première d'entre elles, technique du split window, permet d'estimer les températures de surface de la mer à partir des bandes thermiques du capteur AVHRR. La seconde permet d'éliminer les perturbations inhérentes à la présence de l'atmosphère sur la bande visible de AVHRR et d'observer ainsi la charge sédimentaire contenue dans la colonne d'eau. Enfin, nous présentons l'algorithme développé par Gordon *et al.* (1983) et utilisé pour la correction des données couleur de l'océan, acquises par le capteur CZCS.

3.1 L'influence de l'atmosphère terrestre

L'interposition de l'atmosphère terrestre entre la surface océanique et le satellite modifie le signal, relatif au phénomène auquel on s'intéresse, mesuré par le capteur. L'atmosphère terrestre n'est pas un corps tout à fait transparent et son comportement à l'égard du rayonnement électromagnétique dépend à la fois de la longueur d'onde et de la composition atmosphérique. Aux très faibles longueurs d'onde ($\lambda < 0,3 \mu\text{m}$), le rayonnement est fortement, voire totalement, absorbé, notamment par l'ozone stratosphérique, situé entre 20 et 30 kilomètres d'altitude (Houghton, 1986). Dans le visible ($0,4 \mu\text{m} < \lambda < 0,7 \mu\text{m}$), le phénomène dominant est celui de la diffusion par les particules en suspension dans l'atmosphère. Dans le proche infrarouge ($0,7 \mu\text{m} < \lambda < 1,1 \mu\text{m}$), le signal sera atténué à la fois par les phénomènes de diffusion, mais aussi par l'absorption moléculaire, essentiellement la vapeur d'eau (Kuo Nan, 1980). Cette absorption moléculaire est le phénomène essentiel affectant les bandes spectrales de l'infrarouge moyen ($2 \mu\text{m} < \lambda < 8 \mu\text{m}$) et de l'infrarouge thermique ($8 \mu\text{m} < \lambda < 14 \mu\text{m}$). Elle se manifeste dans des intervalles de longueurs d'onde bien définis, séparés par des fenêtres atmosphériques transparentes aux rayonnements électromagnétiques et pour lesquelles le facteur de transmission est maximal (figure 3.1). Dans l'infrarouge thermique, notamment entre $8 \mu\text{m}$ et $13 \mu\text{m}$, l'atmosphère est relativement transparente aux rayonnements, excepté dans la bande spectrale $9,6 \mu\text{m}$, bande d'absorption de l'ozone. Une perturbation supplémentaire intervient cependant dans l'infrarouge thermique, où l'émission propre de l'atmosphère, dépendant essentiellement de sa température et de son humidité, devient notable.

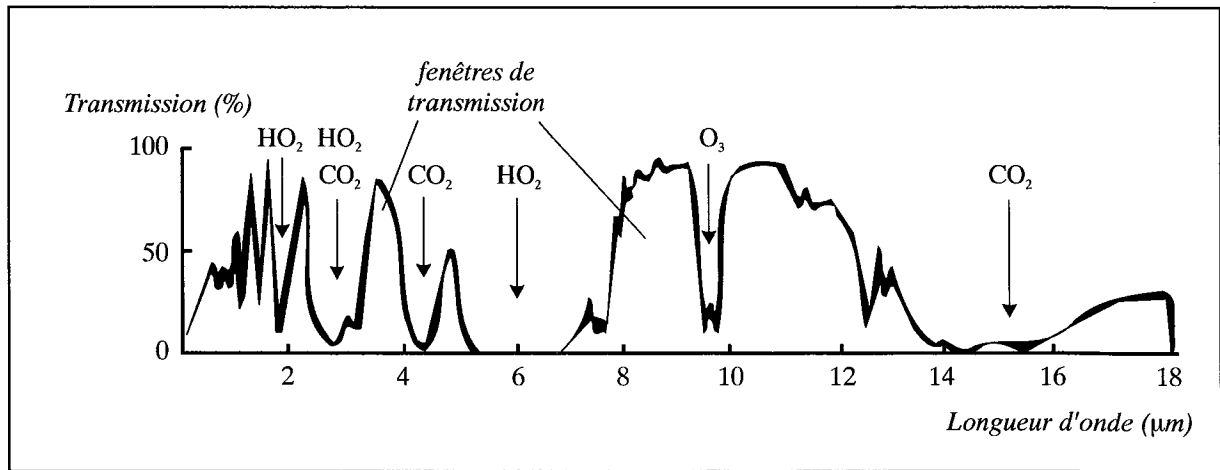


Figure 3.1. Transmittance spectrale moyenne de l'atmosphère entre 0,3 μm et 20 μm (Couzy, 1981).

Atmospheric transmission in the 0,3 μm et 20 μm region of the spectrum (Couzy, 1981).

Afin d'obtenir l'information pertinente, relative au phénomène auquel nous nous intéressons, il est nécessaire d'extraire du signal global, le rayonnement attribuable uniquement au phénomène étudié. Ce traitement implique donc la mise en oeuvre d'algorithmes de correction des effets atmosphériques. Dans ce paragraphe, nous avons choisi de présenter successivement les corrections atmosphériques à apporter aux données des capteurs NOAA-AVHRR et CZCS. Les pages suivantes qui traitent des différentes approches mises en oeuvre pour s'affranchir des perturbations inhérentes à la présence de l'atmosphère, contiennent nécessairement de nombreuses équations. Aussi suggérons nous au lecteur peu intéressé de se reporter directement aux conclusions, soit au paragraphe 3.1.3.

3.1.1 Les corrections atmosphériques, cas du capteur NOAA-AVHRR

Nous avons choisi de diviser la discussion qui suit en deux parties distinctes. Dans un premier temps, nous traiterons des corrections atmosphériques nécessaires à apporter aux images AVHRR pour estimer les températures de surface de la mer. La technique la plus couramment utilisée est la technique du *Split Window* (cf. encadré p. 56), basée sur une combinaison des bandes spectrales AVHRR situées dans l'infrarouge thermique ($10,5 \mu\text{m} < \lambda < 12,5 \mu\text{m}$). A la suite de cette première discussion, nous présenterons l'approche que nous avons suivie pour mettre en évidence l'observation du contenu sédimentaire dans la colonne d'eau. Cette approche est basée sur l'utilisation des deux premières bandes spectrales du capteur AVHRR, bandes centrées sur les longueurs d'onde visible ($0,58 \mu\text{m} < \lambda < 0,68 \mu\text{m}$) et proche infrarouge ($0,725 \mu\text{m} < \lambda < 1,10 \mu\text{m}$).

✦ Estimation des températures de surface de la mer

Le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface terrestre est partiellement absorbé par l'atmosphère, ce qui, au niveau du capteur, se traduit par une sous-estimation des températures de surface (Robinson *et al.*, 1984). L'atmosphère affecte aussi bien la mesure des

températures absolues (vraies valeurs de la température de surface) que la mesure des gradients de température (Wald, 1980 ; Deschamps and Phulpin, 1980). Bien que cet effet soit faible pour les régions arctiques (Maul and Sidran, 1973 *in* Deschamps and Phulpin, 1980 ; Brower *et al.*, 1976 *in* Deschamps and Phulpin, 1980), une correction de ces effets perturbateurs atmosphériques est nécessaire. Nous avons utilisé la technique du *Split Window*, qui permet d'obtenir une estimation de la température de surface de la mer à partir des températures de brillance mesurées par le capteur dans l'infrarouge thermique.

Aucun algorithme n'a été développé pour les régions de haute latitude (Smirnov, communication personnelle, 1994). Nous avons donc testé plusieurs algorithmes (tableau III.1), afin de déterminer lequel était le plus fiable. Pour cela, nous avons comparé les résultats obtenus pour chaque algorithme à des mesures *in situ* de températures de surface. Parmi l'ensemble de ces algorithmes, un a été développé pour la mesure des températures de surface de la glace (Runheng *et al.*, 1993). Les résultats obtenus par ces algorithmes sont très étalés, puisque pour certaines stations, nous constatons des différences qui vont jusqu'à plus de 9°C (tableau III.2). Cet écart important peut être diminué si l'on ne tient pas compte des mesures fournies par l'algorithme de Runheng *et al.* (1993), pour lequel les coefficients de l'équation ont été déterminés pour des températures de surface de la glace. Or, dans l'infrarouge thermique, les températures radiométriques de la glace sont légèrement inférieures à celles de l'eau, ce qui explique la forte sous-estimation des températures mesurées par rapport aux températures absolues. En négligeant donc cet algorithme, les différences constatées entre les diverses équations sont en moyenne de 4,7°C. Au vu des erreurs (écart quadratique moyen, *eqm*) de chaque algorithme, nous avons choisi celui de Walton. Ce résultat confirme ceux de Yu and Barton (1994) qui ont montré que, pour les conditions atmosphériques extrêmes (froid/sec ou chaud/humide), les algorithmes non linéaires, type CPSST (Cross Product Sea Surface Temperature), fournissaient des mesures plus précises que celles obtenues à partir des simples algorithmes à fenêtres multiples. Selon Wald (1985), les corrections atmosphériques apportées à une image, permettent d'estimer les gradients de température avec une erreur d'écart-type relatif d'environ 10%.

Terminons ce paragraphe par une remarque concernant le terme "températures de surface". En effet, lorsque nous parlons de températures de surface relevées par les navires ou bien par des bouées conventionnelles, il faut savoir que ces températures (*bulk temperatures*, en anglais) sont représentatives de la colonne d'eau située entre 0,5 m et 3 m de profondeur (Yu and Barton, 1994). En revanche, les radiomètres embarqués à bord des satellites, mesurent, quant à eux, les températures des premiers micromètres de la surface (*skin temperatures*, en anglais). Cette différence de mesure constitue une source d'erreur supplémentaire. Selon Robinson *et al.* (1984), cette erreur est généralement comprise entre -0,1 et -0,5°K, la température de la couche superficielle de surface étant en principe inférieure à celle de la colonne d'eau juste sous-jacente, en raison des processus d'évaporation qui se produisent à son niveau. Mais, étant donné l'état d'agitation fréquent de la mer et le brassage qui s'ensuit, on considère généralement la mesure satellitaire comme représentative de la température de la couche

superficielle (Wald, 1985). Il est cependant très important de garder cette remarque présente à l'esprit, car, lors de situations météorologiques particulièrement calmes ou encore dans des endroits très bien abrités, tels que le fond des baies ou des fjords, la pellicule très superficielle de l'océan peut être sujette à un fort échauffement diurne sans aucun rapport avec la dynamique sous-jacente, et ainsi donner lieu à des interprétations erronées des images satellitaires.

Tableau III-1 : Les différents algorithmes d'estimation des températures de surface de la mer.

Different algorithms for estimation of sea surface temperature.

	Algorithmes linéaires			
	$T_s = a_0 + a_1 T_{11} + a_2 (T_{11} - T_{12})$			
	a_0	a_1	a_2	
Deschamps and Phulpin (1980)	-2.18	1	2.63	
Llewellyn-Jones <i>et al.</i> (1984)	-0.334	1	1.67	
Mc Clain (1981)	-0.76	1	2.93	
Bowers <i>et al.</i> (1982)	1.11	1	1.43	
Mc Millin and Crosby (1984)	-0.58	1	2.7	
Dalu (1984)	-1.3	1	3.1	
Dalu <i>et al.</i> (1985)	-0.78	1	2.68	
Castagné <i>et al.</i> (1986)	0.5	1	2	
Pagano <i>et al.</i> (1991)	-1.43	1	1.11	
Runheng <i>et al.</i> (1993)	-1.65	1.54	-0.94	
Singh (1984)	-0.24	1	0.699	
Price (1984)	0	1	3.33	
Mc Clain <i>et al.</i> (1983)	-10.784	1.0351	3.046	
Mc Clain <i>et al.</i> (1983)	-15.084	1.0527	2.6272	
Mc Clain <i>et al.</i> (1985)	-10.05	1.0346	2.5779	
	Algorithmes non linéaires			
	$T_s = [(a_0 T_{12} - 28,85) / (a_1 T_{12} + a_2 T_{11} + 0,51)] \times (T_{11} - T_{12} + 0,35) + T_{12}$			
	a_0	a_1	a_2	
Walton (1988)	0.112	0.112	-0.109	
	Algorithmes dépendant de θ_s			
	$T_s = a_0 + a_1 T_{11} + a_2 (T_{11} - T_{12}) + a_3 (T_{11} - T_{12}) \times \sec(\theta_s)$			
	a_0	a_1	a_2	a_3
NOAA/NESDIS (1991)	-4.99	1.0155	2.5	0.73

T_{11} et T_{12} représentent respectivement les températures de brillance des bandes spectrales 4 ($10,3 < \lambda < 11,3\mu\text{m}$) et 5 ($11,5 < \lambda < 12,5\mu\text{m}$) du capteur AVHRR.

Tableau III-2 : Résultats des différents algorithmes pour l'estimation des températures de surface de la mer.
 Results from different algorithms for estimation of sea surface temperature.

Stations	Températures (°C)																écart-type	biais	eqm
	71,10 N 28,80 E	70,40 N 31,80 E	70,00 N 35,70 E	71,10 N 28,60 E	70,40 N 31,70 E	70,30 N 34,80 E	70,30 N 32,10 E	70,90 N 30,70 E	70,50 N 33,00 E	70,30 N 32,40 E	70,00 N 33,00 E	70,90 N 30,70 E	70,50 N 33,00 E	70,30 N 32,40 E	70,00 N 33,00 E	70,90 N 30,70 E			
Mesures <i>in situ</i>	10.00	2.00	2.50	2.00	2.00	1.00	6.00	5.00	3.90	2.00	3.80								
Deschamps and Phulpin (1980)	8.52	5.35	4.43	0.97	0.59	0.63	4.65	5.53	4.89	4.96	4.68				1.670	0.455			1.731
Llewellyn-Jones <i>et al.</i> (1984)	9.13	6.00	4.89	2.37	1.98	2.37	5.53	6.34	5.78	5.74	5.42				1.514	1.395			2.059
Mc Clain (1981)	10.36	7.32	6.36	2.55	2.14	2.18	6.57	7.49	6.82	6.92	6.62				1.780	2.285			2.896
Bowers (1982)	9.59	6.41	5.30	3.37	2.99	1.86	6.05	6.77	6.20	6.22	5.90				1.466	1.860			2.368
Mc Millin (1984)	10.12	7.12	6.08	1.18	1.18	1.18	6.38	7.27	6.62	6.68	6.44				2.032	1.823			2.730
Dalu (1984)	10.13	7.13	6.11	1.47	1.19	1.47	6.28	7.21	6.55	6.65	6.38				1.979	1.852			2.710
Dalu (1985)	9.89	6.83	5.82	2.44	2.17	1.98	6.12	7.07	6.37	6.46	6.20				1.677	1.923			2.551
Castagné (1987)	10.17	6.83	5.82	1.79	2.22	1.79	6.32	7.14	6.55	6.56	6.28				1.722	1.934			2.589
Pagano <i>et al.</i> (1991)	6.66	3.29	2.13	0.50	0.00	0.27	2.92	3.70	3.16	3.11	2.80				1.393	-1.060			1.750
Runheng <i>et al.</i> (1993)	6.67	0.53	-1.29	-1.64	-1.01	-1.72	0.74	1.71	0.93	0.82	0.28				1.054	-3.107			3.281
Singh (1984)	7.15	3.71	2.56	0.82	0.39	0.82	3.49	4.19	3.65	3.59	3.25				1.381	-0.598			1.505
Price (1984)	11.77	8.83	7.83	3.57	3.11	3.16	8.04	8.98	8.29	8.33	8.07				1.913	3.616			4.091
Mc Clain (1983)	10.25	7.22	6.24	1.59	1.45	-0.07	6.44	7.37	6.68	6.73	6.46				2.110	1.833			2.794
Mc Clain (1983)	10.41	3.68	5.90	2.57	2.29	2.10	6.30	7.19	6.53	6.61	6.30				1.357	1.789			2.246
Walton (1988)	8.89	4.28	2.90	1.47	1.05	1.47	3.08	4.08	3.37	3.38	2.98				1.323	-0.295			1.356
NOAA/NESDIS (1991)	9.46	6.99	6.12	0.94	1.40	0.49	6.11	6.94	6.35	6.36	6.16				2.084	1.556			2.600
Mc Clain <i>et al.</i> (1985)	10.26	6.94	5.88	2.45	2.07	2.11	3.46	4.35	3.70	3.74	3.49				1.935	0.750			2.075

LE SPLIT WINDOW

La technique du *Split Window* (algorithme à fenêtres multiples) a été développée lors du lancement des satellites météorologiques américains de la série NOAA, afin de corriger les données acquises par ces satellites des effets atmosphériques indésirables. La surface océanique peut en effet être considérée comme un corps noir, dont l'intensité spectrale maximale est située aux environs de 10 μm , et dont le rayonnement peut être mesuré depuis l'espace par le radiomètre AVHRR dans les bandes spectrales de l'infrarouge moyen (3,7 μm) et de l'infrarouge thermique (10,5 - 12,5 μm). C'est au niveau de ces "fenêtres" spectrales que l'atmosphère est la plus transparente au rayonnement émis par la surface terrestre. Cependant, les phénomènes d'absorption et d'émission dus à la présence du dioxyde de carbone, de l'ozone et surtout de la vapeur d'eau ne sont pas négligeables et doivent par conséquent être soustraits de la mesure satellitaire. La température de surface de la mer est obtenue à partir des températures de brillance ou radiométriques des différents canaux. La différence entre ces températures est utilisée comme une indication des effets atmosphériques et est étalonnée de manière à corriger la température de brillance mesurée par un des canaux. Une approximation de l'équation du transfert radiatif (Deschamps and Phulpin, 1980) conduit à l'équation linéaire générale du *Split Window*.

$$T_s = a_0 + \sum_{i=1}^n a_i T_i \quad \text{avec } T_s : \text{température de surface de la mer}$$

$$T_i : \text{température radiométrique des canaux } i$$

Les coefficients a_i peuvent être estimés théoriquement à partir des coefficients d'absorption de la vapeur d'eau, le principal gaz absorbant, ainsi qu'à partir des profils verticaux de température et d'humidité de l'atmosphère (Deschamps and Phulpin, 1980 ; Llewellyn-Jones *et al.*, 1984). En pratique, il est très rare de trouver des radiosondages qui coïncident exactement avec les mesures acquises par satellite et les coefficients a_i sont donc généralement déterminés par simple régression linéaire entre les températures de brillance et des températures de surface relevées par les navires, ce qui permet ainsi de pallier à la méconnaissance des paramètres cités précédemment (Mc Clain *et al.*, 1983 ; Mc Clain *et al.*, 1985 ; Pagano *et al.*, 1991). La constante a_0 est un terme de correction qui prend en compte les termes tels que la réflexion diffuse de la surface ou encore l'émission du dioxyde de carbone, qui ont une influence spectrale pratiquement constante (Deschamps and Phulpin, 1980). Afin d'améliorer la précision des mesures fournies par l'équation linéaire du *Split Window*, certains auteurs ont proposé d'autres algorithmes introduisant un terme non linéaire (Antoine *et al.*, 1992), ou encore, utilisant une expression dépendante de l'angle zénithal du satellite (Llewellyn-Jones *et al.*, 1984 ; NOAA/NESDIS, 1991 ; Yu and Barton, 1994). D'autres auteurs (Castagné *et al.*, 1986) ont montré que les meilleures concordances entre les températures absolues et celles mesurées à partir des radiomètres étaient dépendantes des saisons, et suggèrent par conséquent, l'utilisation "d'algorithmes saisonniers". En général, la précision de ces algorithmes est d'environ 0,5 - 0,7°C, pour des valeurs de température allant de 3 à 30°C (Wald, 1985).

♦ *Observation du matériel sédimentaire dans la colonne d'eau*

L'approche que nous développons ici est basée sur le fait que la réflectance d'origine marine dans le domaine spectral du proche infrarouge est très faible pour les eaux claires. Par conséquent, la réflectance mesurée par le capteur dans le proche infrarouge au-dessus d'une zone d'eaux claires reflète uniquement le signal atmosphérique. De manière simplifiée, la correction atmosphérique du signal mesuré dans une certaine longueur d'onde sera obtenue en soustrayant du signal la réflectance particulière mesurée dans le proche infrarouge. De nombreux travaux portant sur les corrections atmosphériques ont suivi cette approche, notamment ceux dédiés au capteur CZCS de Nimbus-7 comme nous le verrons dans le paragraphe suivant. Mais cette hypothèse a également été adoptée pour le développement d'algorithmes de correction atmosphérique spécifiques au capteur NOAA-AVHRR (Froidefond *et al.*, 1993 ; Prangsmas and Roozkrans, 1989). Notre objectif, rappelons-le, est d'utiliser le canal 1 du capteur AVHRR, centré sur la bande spectrale 0,58-0,68 μm , afin d'observer la charge sédimentaire contenue dans la colonne d'eau. Afin d'éliminer les effets perturbateurs de l'atmosphère, nous utiliserons donc le canal 2 qui est centré sur le proche infrarouge.

La figure 3.2 représente, de manière très simplifiée, la décomposition du rayonnement lors de son trajet entre la surface océanique et le capteur.

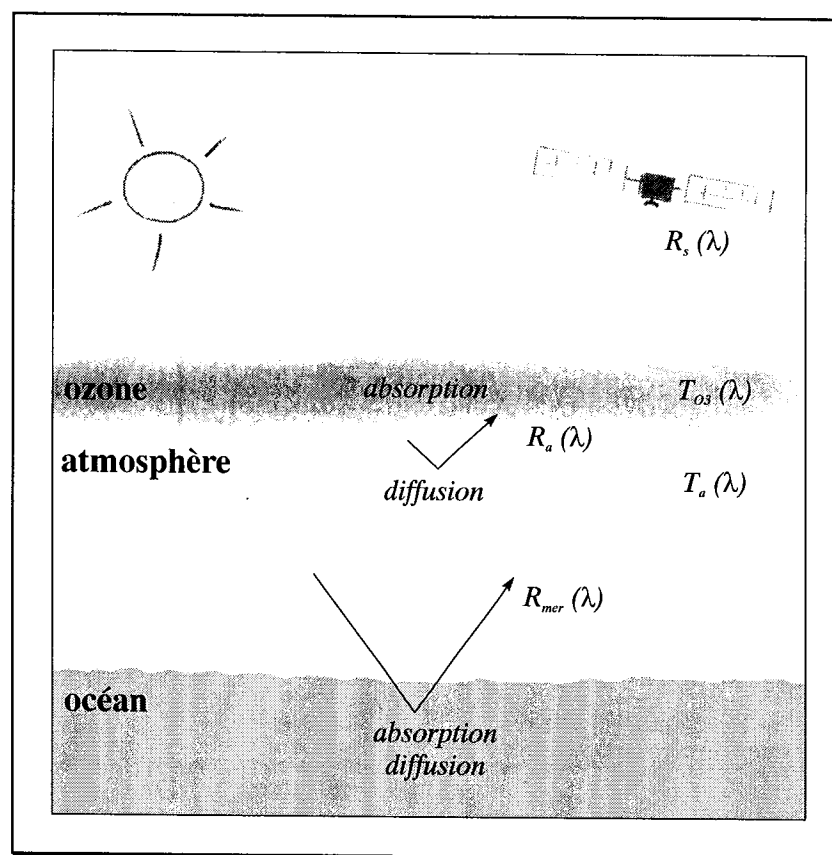


Figure 3.2. Schéma simplifié du transfert radiatif.

Simplified scheme showing radiative transfer.

En première approximation, les réflectances R_s^1 et R_s^2 mesurées par le capteur hors atmosphère, respectivement dans les canaux 1 et 2, peuvent s'écrire sous la forme suivante :

$$\begin{cases} R_s^1 = T_{O_3}^1 [R_a^1 + T_a^1 R_{mer}^1] \\ R_s^2 = T_{O_3}^2 [R_a^2 + T_a^2 R_{mer}^2] \end{cases} \quad (3.1)$$

avec T_{O_3} : facteur de transmission de l'ozone

R_a : réflectance de l'atmosphère, due notamment à la diffusion par les molécules d'air (diffusion de Rayleigh)

T_a : facteur de transmission atmosphérique

R_{mer} : réflectance rétrodiffusée par la mer.

La correction atmosphérique du signal reçu par le capteur consiste à extraire R_{mer}^1 qui contient toute l'information relative au contenu de la colonne d'eau, de la réflectance totale R_s^1 . L'atténuation du signal par l'atmosphère peut être caractérisée, d'une part par le facteur de transmission atmosphérique, et d'autre part, par le facteur de transmission de l'ozone, située dans la partie supérieure de l'atmosphère. Le facteur de transmission atmosphérique fait intervenir essentiellement des processus de diffusion par les molécules d'air, dite diffusion de Rayleigh et par les aérosols, ou diffusion de Mie. S'ajoute à cet effet perturbateur la réflectance propre de l'atmosphère R_a ; les rayonnements diffusés par les molécules d'air, avant qu'ils atteignent la surface de la mer, viennent ainsi s'ajouter au signal issu de l'océan. Au niveau de la couche d'ozone, le facteur de transmission de l'ozone traduit, quant à lui, essentiellement des processus d'absorption.

Très grossièrement, nous pouvons dire qu'il n'y a pas, ou très peu, de réflectance d'origine marine dans le canal 2 et que, par conséquent, les effets atmosphériques sont prédominants dans cette bande spectrale. Nous supposons notamment qu'il existe une zone d'eaux claires cw pour laquelle la réflectance de l'eau $R_{mer}^2(cw)$ dans ce canal est nulle. Soit d'après l'équation (3.1) :

$$R_s^2(cw) = T_{O_3}^2(cw) R_a^2(cw) \quad (3.2)$$

Ne disposant d'aucune information quant à la teneur en aérosols de l'atmosphère, nous supposons la réflectance atmosphérique due uniquement à la diffusion par les molécules. Cette diffusion est fonction des angles zénithaux et azimutaux solaire et de visée du capteur, ainsi que de la longueur d'onde élevée à la puissance quatre (Kuo Nan, 1980) :

$$R_a(\lambda) = f(\theta_s, \theta_0, \Delta\Phi) \alpha \frac{1}{\lambda^4} \quad (3.3)$$

Avec θ_v , l'angle zénithal solaire, $\Delta\Phi$, la différence des azimuts et α , un terme constant.

D'autre part, nous pouvons écrire pour tout pixel :

$$R_a^1 = f(\theta_s, \theta_0, \Delta\Phi) \alpha \frac{1}{\lambda_1^4} \quad \text{et} \quad R_a^2 = f(\theta_s, \theta_0, \Delta\Phi) \alpha \frac{1}{\lambda_2^4} \quad (3.4)$$

$$R_a^1 = R_a^2 \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)^4 \quad (3.5)$$

En remplaçant R_a^1 par son expression obtenue ci-dessus dans l'équation (3.1), nous obtenons pour la réflectance mesurée au niveau du satellite dans le canal 1, l'expression suivante :

$$R_s^1 = T_{O_3}^1 \left[R_a^2 \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)^4 + T_a^1 R_{mer}^1 \right] \quad (3.6)$$

Si nous travaillons sur des zones suffisamment petites pour que les variations d'angle solaire et satellitaire soient faibles, on peut supposer que pour tout pixel :

$$R_a^2 = R_a^2(cw) \quad (3.7)$$

L'équation (3.6) prend alors la forme :

$$R_s^1 \approx T_{O_3}^1 \left[\frac{R_s^2}{T_{O_3}^2} \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)^4 + T_a^1 R_{mer}^1 \right] \quad (3.8)$$

Le coefficient de transmission de l'ozone T_{O_3} s'exprime en fonction de la quantité totale d'ozone dans l'atmosphère U_{O_3} , ainsi que des angles zénithaux solaire et de visée :

$$T_{O_3} = \exp \left[-U_{O_3} k \left(\frac{1}{\cos\theta} + \frac{1}{\cos\theta_0} \right) \right] \quad (3.9)$$

On prend généralement U_{O_3} égal à 0,346 cm.atm, bien que sa valeur moyenne augmente de l'équateur ($U_{O_3} = 0,24$ cm.atm) aux pôles ($U_{O_3} = 0,38$ cm.atm). Le coefficient k est égal à 0,12 pour la longueur d'onde 0,6 μm et nul pour la longueur d'onde 0,9 μm . Par conséquent, le facteur de transmission dans le canal 2, $T_{O_3}^2$ vaut 1.

Le coefficient de transmission atmosphérique T_a , quant à lui, est fonction des angles zénithaux solaire et de visée, ainsi que des épaisseurs optiques des molécules d'air τ_R et des aérosols τ_A . Il s'exprime selon la relation suivante (Viollier *et al.*, 1979) :

$$T_a = \frac{1}{4} \left[1 + \exp\left(\frac{-\tau_R}{\cos\theta_0}\right) \right] \left[1 + \exp\left(\frac{-\tau_R}{\cos\theta}\right) \right] - \left[1 - \exp\left(-0,13\tau_A\left(\frac{1}{\cos\theta} + \frac{1}{\cos\theta_0}\right)\right) \right] \left[\exp\left(-\tau_R\left(\frac{1}{\cos\theta} + \frac{1}{\cos\theta_0}\right)\right) \right] \quad (3.10)$$

De l'équation (3.8), nous pouvons alors tirer la réflectance marine R_{mer}^1 mesurée dans le canal 1 :

$$R_{mer}^1 = \frac{\left[R_s^1 - T_{O_3}^1 R_s^2 \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right)^4 \right]}{T_a^1 T_{O_3}^1} \quad (3.11)$$

Soit,

$$R_{mer}^1 = \frac{\left[R_s^1 - 5 R_s^2 T_{O_3}^1 \right]}{T_a^1 T_{O_3}^1} \quad (3.12)$$

La valeur absolue de la réflectance marine mesurée par le capteur dans le canal 1 peut donc être estimée assez simplement à partir de la réflectance d'une zone d'eaux claires déterminée dans le canal proche infrarouge et des transmissions atmosphérique et de l'ozone. Cependant, pour parvenir à l'expression de la réflectance marine (éq. 3.11), nous avons supposé que les variations d'angle zénithal solaire sur les images étaient faibles ($\theta_0 < 10^\circ$). Or, notre zone d'étude étant très étendue, sur la plupart de nos images, ces variations d'angle zénithal solaire sont généralement supérieures à 15° . Cette démarche n'est donc pas applicable à notre cas. Nous avons donc suivi une autre approche qui consiste non pas à déterminer les valeurs absolues des réflectances marines, mais à étudier les variations de ces réflectances, qui traduisent les différentes structures observables dans la mer. L'étude de ces structures fait appel à la notion de gradient. En mathématiques, le gradient d'une fonction s'exprime par un vecteur ayant pour composantes les dérivées partielles de la fonction par rapport à chacune de ces coordonnées. Sur nos images, le gradient de réflectance traduira les variations de la charge turbide en fonction de la distance.

En partant de l'équation (3.1), nous pouvons définir une nouvelle réflectance marine R_{sr}^1 qui est égale au rapport de la réflectance marine mesurée par le capteur dans le canal 1 par le facteur de transmission de l'ozone, soit :

$$R_s^1 = \frac{R_s^1}{T_{O_3}^1} = R_a^1 + T_a^1 R_{mer}^1 \quad (3.13)$$

Le calcul du facteur de transmission de l'ozone sur nos images indique des variations moyennes de l'ordre de 5%. Si nous négligeons ces variations et en supposant un contenu constant en ozone sur la zone étudiée, alors nous pouvons écrire, à une erreur de 5% près :

$$\nabla R_s^1 = \nabla \left(\frac{R_s^1}{T_{O_3}^1} \right) \approx \frac{1}{T_{O_3}^1} \nabla R_s^1 = \nabla R_a^1 + \nabla (T_a^1 R_{mer}^1) \quad (3.14)$$

avec ∇ désignant l'opérateur gradient.

Soit,

$$\frac{1}{T_{O_3}^1} \nabla R_s^1 = \nabla R_a^1 + T_a^1 \nabla R_{mer}^1 + R_{mer}^1 \nabla T_a^1 \quad (3.15)$$

Si nous nous plaçons sur une zone de front par exemple, nous pouvons penser que le gradient de la réflectance atmosphérique variera très légèrement, tandis que le gradient de la réflectance marine va varier fortement sur la zone. Par conséquent, nous négligerons le gradient de la réflectance atmosphérique. L'équation (3.15) s'écrit alors :

$$\frac{1}{T_{O_3}^1} \nabla R_s^1 = T_a^1 \nabla R_{mer}^1 + R_{mer}^1 \nabla T_a^1 \quad (3.16)$$

Les variations du coefficient de transmission atmosphérique calculées sur nos images sont en moyenne de l'ordre de 8%. En admettant que le gradient de la réflectance marine soit d'un ordre de grandeur deux fois moindre que la valeur absolue de la réflectance marine, il nous est possible de négliger le gradient de la transmission atmosphérique. Par conséquent, l'équation (3.16) se réduit à l'expression suivante :

$$\frac{1}{T_{O_3}^1} \nabla R_s^1 \approx T_a^1 \nabla R_{mer}^1 \quad (3.17)$$

D'où le gradient de la réflectance marine mesuré par le capteur satellitaire dans le canal 1 :

$$\nabla R_{mer}^1 = \frac{1}{T_a^1 T_{O_3}^1} \nabla R_s^1 \quad (3.18)$$

Les structures que nous observons sur la mer dans le canal 1 du capteur AVHRR sont donc une fonction linéaire des réflectances issues de la mer. Sur nos images, les coefficients de transmission pour l'ozone et pour l'atmosphère sont respectivement de 0,87 et 0,77. L'algorithme que nous utilisons pour déterminer les gradients de la réflectance marine est donc de la forme :

$$\nabla R_{mer}^1 = \frac{1}{0,7} \nabla R_s^1 \quad (3.19)$$

Les gradients que nous observons au niveau du capteur satellitaire sont donc les gradients de la colonne d'eau, atténués de 30%.

3.1.2 Les corrections atmosphériques, cas du capteur CZCS

Le traitement des données couleur de l'océan mesurées à partir du radiomètre CZCS se décompose généralement en trois étapes (Barale, communication personnelle, 1994). La première étape est l'étalonnage des données. Comme nous l'avons vu au chapitre précédent, dans le cas de CZCS, il est nécessaire de prendre en compte la perte de sensibilité progressive du capteur. Dans la deuxième étape, un algorithme de correction atmosphérique est appliqué sur les réflectances étalonnées, afin d'extraire du signal total, uniquement l'information relative à la colonne d'eau. Enfin, ces valeurs de réflectances corrigées des effets atmosphériques sont utilisées pour estimer les concentrations en pigments chlorophylliens contenus dans les eaux de surface.

L'algorithme de correction atmosphérique utilisé sur les images CZCS que nous possédons est celui développé par Gordon *et al.* (1983). Cet algorithme est plus complexe que ceux que nous avons vus jusqu'à présent, puisque le terme de réflectance atmosphérique R_a , tient compte cette fois-ci, en plus de la diffusion de Rayleigh, de la diffusion de Mie due aux aérosols présents dans l'atmosphère. La réflectance mesurée au niveau du capteur, après correction des effets d'absorption par l'ozone (équation 3.9), s'écrit donc :

$$R_s(\lambda) = R_a^R(\lambda) + R_a^A(\lambda) + T_a(\lambda) R_{mer}(\lambda) \quad (3.20)$$

avec R_s : réflectance mesurée par le capteur hors atmosphère
 R_a^R : réflectance atmosphérique due à la diffusion par les molécules
 R_a^A : réflectance atmosphérique due à la diffusion de Mie
 T_a : facteur de transmission atmosphérique
 R_{mer} : réflectance rétrodiffusée par la mer.

Les réflectances issues de la colonne d'eau pour les trois canaux visibles de CZCS seront déterminées à l'aide de la réflectance mesurée dans la bande spectrale correspondant au rouge (0,66

$\mu\text{m} < \lambda < 0,68 \mu\text{m}$), pour lequel la réflectance marine peut être considérée négligeable. Le canal proche infrarouge serait plus approprié que le canal rouge pour la correction atmosphérique, de par la plus grande sensibilité de ces longueurs d'onde aux effets atmosphériques. Cependant, la faible dynamique de ce canal ne permet pas son utilisation. Gordon *et al.* (1983) ont montré que la réflectance atmosphérique due aux aérosols dans un canal était proportionnelle à celle mesurée dans la bande spectrale λ_4 . Nous pouvons donc écrire :

$$R_a^A(\lambda) = \varepsilon(\lambda, \lambda_4) R_a^A(\lambda_4) \quad (3.21)$$

De ce qui précède, nous pouvons écrire que la réflectance marine mesurée dans l'une des bandes spectrales visibles est égale à :

$$R_{mer}(\lambda) = \frac{[R_s(\lambda) - R_a^R(\lambda) - \varepsilon(\lambda, \lambda_4)(R_s(\lambda_4) - R_a^R(\lambda_4))]}{T_a(\lambda)} \quad (3.22)$$

Le facteur de transmission atmosphérique est déterminé comme précédemment à partir de l'équation (3.10). Les réflectances atmosphériques dues à la diffusion de Rayleigh sont estimées de manière précise à partir de l'équation (3.3). La seule inconnue dans l'équation ci-dessus est le coefficient $\varepsilon(\lambda, \lambda_4)$. Selon Gordon (1978), la réflectance atmosphérique due aux aérosols est une fonction linéaire de l'épaisseur optique τ_a des aérosols. Par conséquent, le coefficient $\varepsilon(\lambda, \lambda_4)$ est proportionnel au rapport des épaisseurs optiques des aérosols dans les bandes spectrales visibles et proche infrarouge et ne dépend donc pas de la concentration en aérosols de l'atmosphère. Il est généralement admis que ce coefficient peut être estimé par une loi de puissance :

$$\varepsilon(\lambda, \lambda_4) \approx \frac{\tau^A(\lambda)}{\tau^A(\lambda_4)} = \left(\frac{\lambda}{\lambda_4} \right)^{-n} \quad (3.23)$$

où n est l'exposant d'Angström. Pour déterminer la valeur de cet exposant, Gordon and Clark (1981) proposent une méthode basée sur le concept de la réflectance de l'eau claire. Pour des eaux dont les concentrations en pigments chlorophylliens sont inférieures à $0,25 \text{ mg.m}^{-3}$, la luminance de l'eau peut s'exprimer uniquement en fonction de l'angle zénithal solaire, pour les bandes spectrales de $0,52 \mu\text{m}$ à $0,67 \mu\text{m}$. Il apparaît donc que pour cette zone d'eaux claires, il est possible de déterminer les coefficients $\varepsilon(\lambda, \lambda_4)$ pour les canaux 2 et 3 de CZCS. L'exposant d'Angström pour le canal 1 est alors déterminé par la relation suivante (Gordon *et al.*, 1983) :

$$n(\lambda_1) = \frac{[n(\lambda_2) + n(\lambda_3)]}{2} \quad (3.24)$$

$R_{mer}(\lambda)$ peut ainsi être déterminé en chaque point de l'image.

Dans les eaux turbides côtières cependant, cette approche n'est pas valable car les réflectances mesurées dans la bande spectrale rouge du radiomètre CZCS reflètent également la contribution des matières organiques dissoutes et des sédiments en suspension dans la colonne d'eau. L'équation (3.2) n'est alors plus vérifiée. Le problème est alors abordé, soit par des relations empiriques établies à partir de mesures *in situ* (Barale, communication personnelle, 1995), soit par des techniques d'inversion du modèle de transport radiatif (Fischer and Doerffer, 1987 ; Bijaoui, 1994 ; Bijaoui *et al.*, 1994).

La conversion des réflectances en concentrations chlorophylliennes est basée sur les propriétés d'absorption de la chlorophylle. Les végétaux chlorophylliens ont un pic d'absorption situé dans le bleu ($\lambda = 440$ nm) de telle sorte que, plus une eau sera chargée en phytoplancton, plus la réflectance à 440 nm sera faible et par conséquent les eaux apparaîtront plus vertes. La réflectance dans le vert ($\lambda = 550$ nm) quant à elle est très peu dépendante de la concentration en chlorophylle. Par conséquent, la plupart des algorithmes de conversion des valeurs de réflectance en concentrations chlorophylliennes s'appuient sur le rapport des réflectances mesurées dans le bleu et le vert :

$$C = A \left(\frac{R_{mer}(\lambda_i)}{R_{mer}(\lambda_j)} \right)^B \quad (3.25)$$

où C est la concentration en mg.m^{-3} des pigments chlorophylliens, $R_{mer}(\lambda_i)$ et $R_{mer}(\lambda_j)$ sont les réflectances spectrales marines dans le bleu et dans le vert. Les coefficients A et B sont déterminés empiriquement à partir de mesures *in situ* et des réflectances marines déduites des mesures satellitaires.

Gordon *et al.* (1983) proposent deux algorithmes suivant les concentrations en chlorophylle. Pour des concentrations inférieures à $1,5 \text{ mg.m}^{-3}$, ils utilisent le rapport des réflectances mesurées dans les canaux 1 et 3 de CZCS. Par contre, pour des concentrations supérieures à cette valeur, la réflectance mesurée dans le canal 440 nm devient trop faible pour être estimée précisément et on observe un déplacement du bleu vers le jaune du maximum d'absorption de la chlorophylle (Yentsch, 1960 dans Demarcq, 1985). Le second algorithme utilise donc le rapport des réflectances mesurées dans les canaux 2 et 3 de CZCS, soit ceux à 520 nm et 550 nm.

$$C = 1,13 \left(\frac{R_{mer}(440)}{R_{mer}(550)} \right)^{-1,71} \quad \text{pour } C < 1,5 \text{ mg.m}^{-3} \quad (3.26)$$

$$C = 3,33 \left(\frac{R_{mer}(520)}{R_{mer}(550)} \right)^{-2,44} \quad \text{pour } C > 1,5 \text{ mg.m}^{-3} \quad (3.27)$$

Dans l'Atlantique nord où Gordon *et al.* (1983) ont effectué leurs mesures, les coefficients de corrélation entre les mesures *in situ* et les rapports de réflectances, respectivement dans les deux algorithmes précédents, sont de 0,96 et 0,93. Cependant, il ne faut pas oublier que ces algorithmes ont été élaborés de manière empirique et pour un site bien particulier, leur utilisation doit par conséquent se faire de façon très critique. Selon Gordon *et al.* (1983), pour des eaux du large et dans le meilleur des cas, la précision obtenue à partir de CZCS est de l'ordre de 30%.

3.2 Conclusions sur les corrections atmosphériques

Le traitement des données acquises par le capteur satellitaire par les algorithmes de correction atmosphérique permet d'avoir accès au signal uniquement attribuable au phénomène auquel on s'intéresse.

Dans un premier temps, nous avons exposé les corrections atmosphériques relatives aux canaux infrarouge thermiques du radiomètre AVHRR. Un des principaux intérêts du capteur réside dans le fait de pouvoir mesurer le rayonnement issu de la surface océanique dans deux bandes spectrales voisines. Cependant, dans cet intervalle spectral, l'atmosphère absorbe une partie du rayonnement émis par la surface océanique et émet également un rayonnement propre à sa température. Par conséquent, le rayonnement mesuré au niveau du capteur est une résultante de ces phénomènes d'émission et d'absorption et ne correspond pas à la température absolue de la surface océanique. Afin de corriger ces effets atmosphériques, nous avons utilisé la technique dite du *Split Window* (algorithme à fenêtres multiples). La différence entre les températures de brillance mesurées par les canaux infrarouge thermiques de AVHRR est utilisée comme une indication des effets atmosphériques et est étalonnée, soit théoriquement, soit empiriquement, de manière à corriger la température de brillance mesurée par l'un des canaux. L'algorithme que nous avons sélectionné fournit des températures avec un écart-type de 1,3°C (tableau III-2).

Nous avons ensuite développé l'approche que nous avons utilisée pour éliminer les effets atmosphériques sur le canal 1 visible du capteur AVHRR. Ce canal nous permet d'observer les variations de la charge sédimentaire contenue dans la colonne d'eau, sur nos images. Cette approche est basée sur le fait que, au-dessus d'une zone d'eaux claires, le signal mesuré par le capteur dans le proche infrarouge est uniquement dû aux effets atmosphériques. Par conséquent, il suffit de soustraire ce signal à celui mesuré dans le canal 1 pour observer l'information réellement attribuable à la colonne d'eau. Nous avons montré que, en première approximation, les structures que nous observons dans la mer à partir du canal 1 de AVHRR sont une fonction linéaire des réflectances issues de la mer et qu'elles sont atténuées de 30% par l'atmosphère

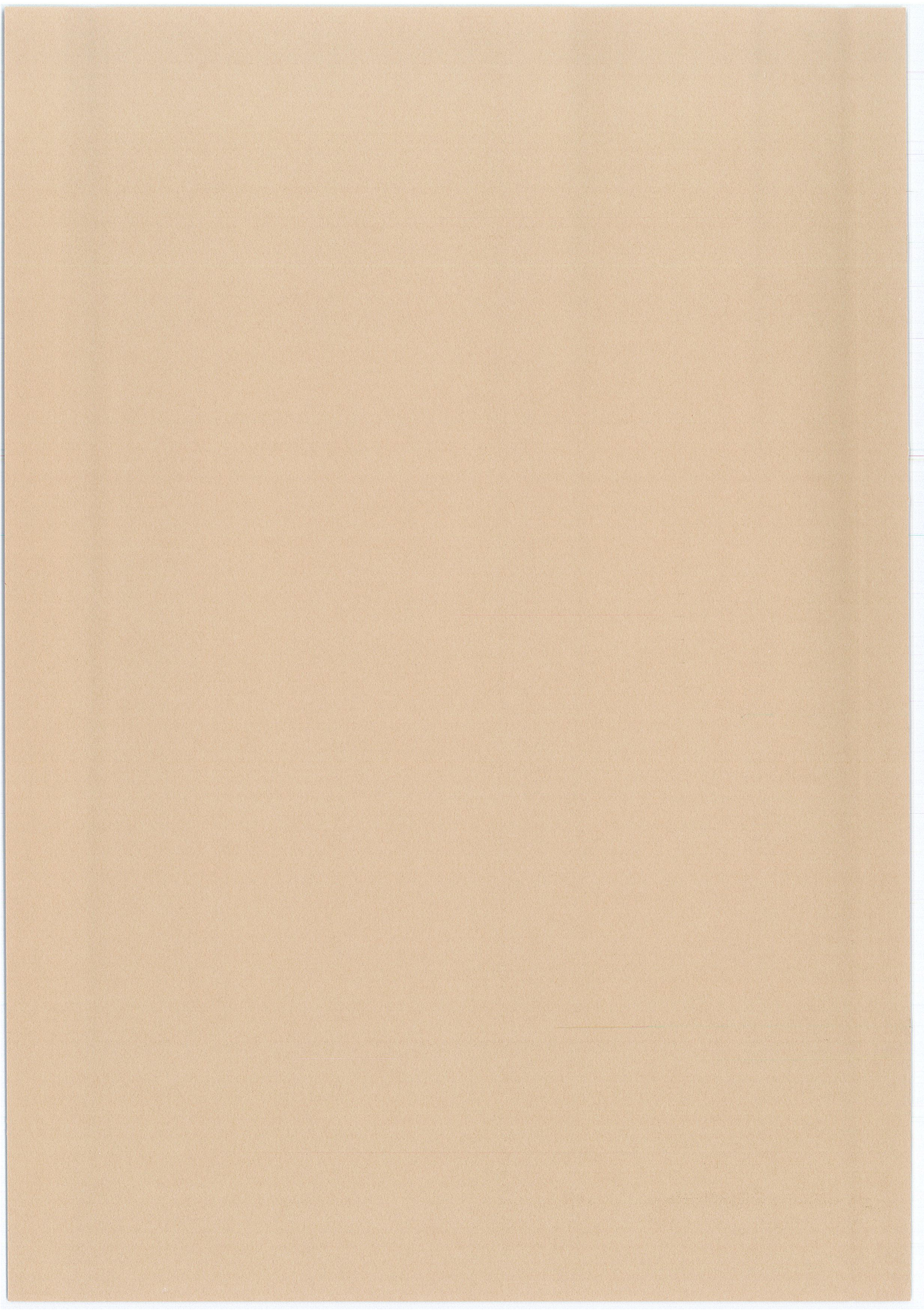
Nous avons terminé ce chapitre par la présentation de l'algorithme de correction atmosphérique utilisé pour le traitement des données issues du capteur CZCS. Cet algorithme est celui développé par

Gordon *et al.* (1983). Il est également basé sur le fait que la réflectance issue de l'eau claire dans le canal proche infrarouge est négligeable. L'approche est donc identique à celle que nous avons vu précédemment pour la correction des réflectances du canal 1 de AVHRR. Cependant, la difficulté de cet algorithme réside dans l'estimation de la diffusion atmosphérique par les aérosols présents dans l'atmosphère, paramètre dont nous n'avons pas tenu compte auparavant, par manque d'informations quant à la teneur en aérosols de l'atmosphère. En effet, si les perturbations dues à la diffusion par les molécules (diffusion de Rayleigh) ou à l'absorption par l'ozone peuvent être considérées à peu près constantes dans l'espace et dans le temps, il n'en est pas de même pour la diffusion par les aérosols dont les concentrations varient très fortement d'un lieu à un autre et d'un moment à un autre. En partant de l'hypothèse que le signal mesuré dans le proche infrarouge est attribuable uniquement aux effets atmosphériques, il est ainsi possible de déterminer la réflectance atmosphérique inhérente aux aérosols dans ce canal. Sachant d'une part que la réflectance atmosphérique des aérosols mesurée dans un canal est proportionnelle à celle mesurée dans une autre bande spectrale, et que d'autre part, cette réflectance a une faible dépendance en longueur d'onde, le problème revient à déterminer l'exposant d'Angström qui relie le rapport des simples longueurs d'onde au rapport des réflectances atmosphériques des aérosols à ces longueurs d'onde. La détermination de cet exposant est basée une fois encore sur la luminance de l'eau claire, qui, pour les bandes spectrales de 0,52 μm à 0,67 μm , s'exprime simplement en fonction de l'angle zénithal solaire (Gordon and Clark, 1981). Après élimination des effets perturbateurs atmosphériques, les réflectances marines sont exprimées en terme de concentration en pigments chlorophylliens à partir d'algorithmes construits sur le rapport des bandes spectrales bleue et verte. La précision de ces algorithmes est de l'ordre de 30% pour des eaux du large (Gordon *et al.*, 1983).

SECONDE PARTIE

Fluctuations géographiques et variabilité saisonnière des structures thermiques, des phénomènes glaciels, du transport sédimentaire et du phytoplancton.

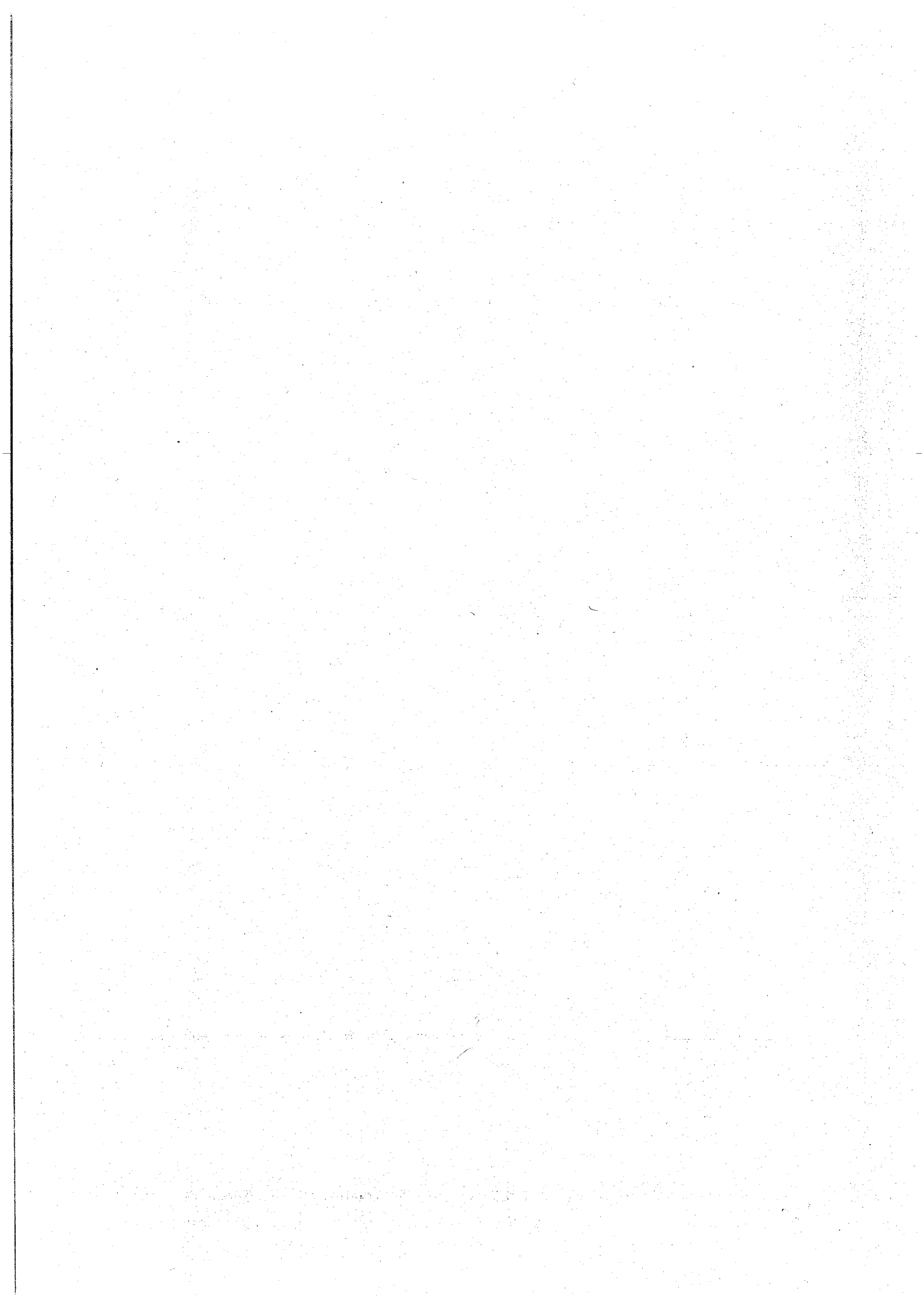
Dans la seconde partie, nous exposons les principaux phénomènes auxquels nous nous sommes intéressés, la température de surface de la mer, la répartition et la dérive des glaces de mer, l'extension de la charge sédimentaire au débouché des grands fleuves sibériens et la répartition de l'écosystème phytoplanctonique ; d'abord d'une manière générale, notre objectif étant de familiariser le lecteur avec l'observation de l'imagerie satellitaire. Puis, nous reprenons chaque thème dans le détail, en insistant sur les fluctuations géographiques et les variations saisonnières observées sur les images pour chacun de ces thèmes.



- CHAPITRE 4 -

**LES PRINCIPAUX PHÉNOMÈNES OBSERVÉS
PAR LES SATELLITES**

4.1 La température de surface et le mouvement des masses d'eau	71
4.2 Les glaces de mer	75
4.3 La charge sédimentaire	80
4.4 La concentration en pigments chlorophylliens	83



- Chapitre 4 -

LES PRINCIPAUX PHENOMENES OBSERVES PAR LES SATELLITES

Les principaux phénomènes auxquels nous nous sommes intéressés durant ce travail de thèse sont la température de surface de la mer, qui permet de suivre le mouvement des principales masses d'eaux en surface, la répartition et le transport des glaces de mer, le suivi de la charge sédimentaire, notamment au débouché des grands fleuves sibériens, l'Ob' et l'Enisej et enfin la répartition de la biomasse chlorophyllienne. Nous abordons successivement chacun de ces quatre thèmes, en présentant les algorithmes et les méthodes utilisées pour les mettre en évidence sur les images satellitaires. Nous avons souhaité donner à ce chapitre un aspect didactique. Par conséquent, nos développements sont illustrés, le plus souvent possible, par de nombreux exemples.

4.1 La température de surface et le mouvement des masses d'eau

La connaissance globale des températures de surface des océans, la détection des fronts océaniques et le repérage des aires de remontée des eaux froides pour l'amélioration des modèles climatologiques et de circulation des océans, ou plus simplement pour l'aide à la pêche et à l'aquaculture, sont à ranger parmi les contributions les plus heureuses de la télédétection spatiale à la recherche océanographique. Dans le domaine de l'infrarouge thermique, le signal mesuré par le capteur satellitaire est l'énergie émise par les objets à la surface terrestre, laquelle dépend fortement de leur température propre. En d'autres termes, plus les objets auront une température élevée, plus leur émission thermique sera importante. Par conséquent, en traitement de l'imagerie infrarouge, les plus fortes valeurs numériques seront attribuées aux objets dont la température est la plus élevée. Sur une échelle de niveaux de gris, allant du noir au blanc, ces objets apparaîtront donc dans les teintes les plus claires. Les nuages et les glaces, quant à eux, seront visualisés dans les teintes les plus sombres. Pour un utilisateur qui n'en a pas l'habitude, l'interprétation d'une image issue d'un capteur thermique, sur laquelle les grandeurs physiques les plus froides apparaissent en sombre et les plus chaudes en clair, ne relève donc pas de l'évidence. Aussi, afin de faciliter l'interprétation de nos thermographies, nous leur avons donc appliqué un traitement qui consiste à masquer et à colorer certaines grandeurs physiques, telles que les nuages et la glace, dans des teintes qui apparaissent plus "naturelles" à la vision humaine.

Les thermographies mettent en évidence les structures de surface de l'océan, telles que les phénomènes frontaux. Les fronts océaniques, qui apparaissent lorsque deux masses d'eaux de températures différentes convergent, sont caractérisés par un fort gradient de température sur une

distance très restreinte. Généralement, les fronts ne sont pas stables et les différences de courants génèrent des instabilités. Ces instabilités donnent naissance à des sinuosités, dont l'amplitude peut grandir jusqu'à la formation de véritables méandres (Vanney, 1991). Le suivi de ces méandres permet une bonne appréhension de la circulation océanique. L'évolution de ces instabilités peut même aboutir à une occlusion par coupure de la tête du méandre, isolant ainsi un tourbillon ou anneau, qui peut persister ou s'évanouir par mélange latéral.

Après avoir appliqué l'algorithme de Walton à l'ensemble de nos images, nous avons créé une table couleur, afin de permettre une meilleure visualisation des températures de surface des différentes masses d'eaux. Chaque couleur représente un intervalle de température de un degré Celsius. Cette table couleur linéaire, s'étend des teintes bleues, pour les eaux les plus froides, aux teintes rouges, qui représentent les eaux plus chaudes. Les températures de surface très froides, comprises entre -1 et 1°C sont colorées en rose et mauve. Les nuages, ainsi que la glace qui recouvre la partie nord de la Novaja Zemlja ont été masqués en blanc. Afin de faciliter la lecture des images et de rendre leur interprétation plus aisée, nous avons représenté les terres immergées et les glaces de mer sur une échelle en niveaux de gris. La même table couleur est appliquée à toutes les images, sauf indication contraire.

La figure 4.1 représente une thermographie acquise par le satellite NOAA-9, le 5 août 1988. La zone couverte par cette image comprend la partie est de la mer de Barents, ainsi que la mer de Kara. Les zones noires que nous observons dans les coins supérieur droit et inférieur gauche de l'image, sont le résultat de la rectification géométrique. En effet, après l'application du modèle de déformation, les pixels situés en dehors de l'image dans le nouveau référentiel sont mis à zéro (noir). Sur cette image, nous distinguons au nord les glaces flottantes qui apparaissent en différents niveaux de gris. Ces glaces s'étendent à la surface de la mer en une multitude de floes qui présentent des formes et des tailles nombreuses et variées. Le radeau de glace le plus important et le plus réfléchissant (qui apparaît en blanc sur l'image) dans le prolongement de l'axe de Novaja Zemlja, a une surface d'environ 970 km^2 . Les eaux très froides, que l'on trouve à la périphérie et entre les glaces de mer, s'étendent très au sud, dans la partie centrale de la mer de Kara. Nous distinguons par ailleurs, parmi ces eaux, quelques glaces flottantes. Cette région, à l'est de Novaja Zemlja est connue pour être une région où la présence des glaces est très fréquente. La circulation cyclonique des eaux de surface dans la mer de Kara rassemblent ces glaces en un véritable massif, que l'on nomme littéralement "massif de glace de Novaja Zemlja" (*Novaja Zemlja ice massif*, en anglais). Ce phénomène, caractéristique de la mer de Kara, a été observé et décrit dans la littérature depuis de nombreuses années (Zubov, 1943).

Les glaces de mer qui constituent ce massif persistent généralement assez tard dans la saison estivale et, parfois même, jusqu'à l'hiver suivant (Pavlov and Pfirman, 1995). Les observations réalisées à partir des satellites montrent très bien l'étendue et le déplacement de ce massif au cours de l'été (Pfirman *et al.*, 1995b). Nous détaillerons plus en détail ce phénomène au chapitre 5. A l'ouest de ce

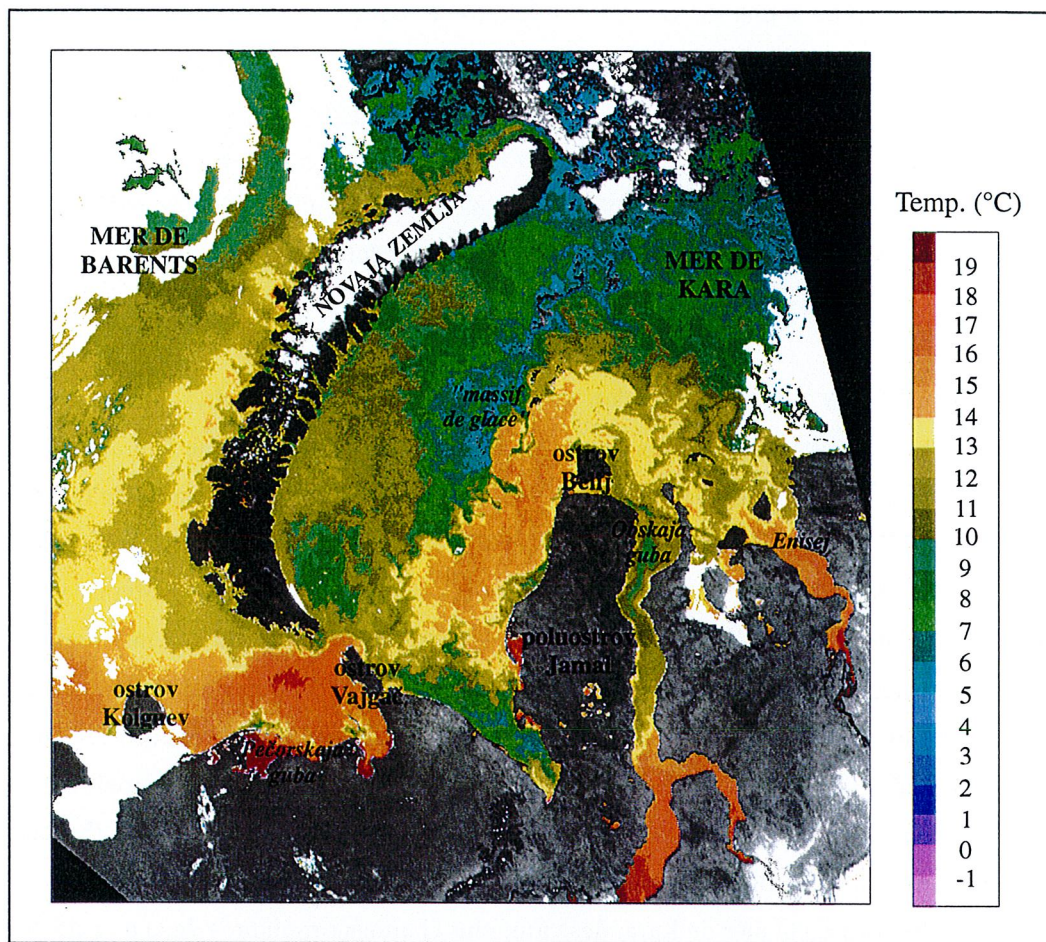


Figure 4.1. Thermographie AVHRR NOAA-9 du 5 août 1988. Les glaces dans le nord de la mer s'étendent vers le sud, "alimentant" le massif de Novaja Zemlja.

AVHRR NOAA-9 thermography from 5 August 1988. Pack ice remains in the Northern part of the sea and in the Novaja Zemlja ice massif.

massif de glace, les eaux froides arctiques circulent en direction du sud, le long de la côte orientale de Novaja Zemlja. Arrivées à hauteur de proliv Karskie Vorota (détroit des Portes de Kara), situé entre la pointe extrême sud de Novaja Zemlja et ostrov Vajgač, une partie de ces eaux froides s'infiltré dans le sud-est de la mer de Barents, tandis que le flot principal poursuit son parcours vers le sud de la mer, en direction de Bajdarackaja guba, où des eaux très froides sont également visibles sur l'image. Le passage des eaux froides de la mer de Kara vers la mer de Barents s'effectue uniquement dans la partie nord du détroit ; dans la partie sud, un échange s'établit en sens inverse. Les eaux relativement chaudes provenant de reka Pečora s'étendent sur une grande moitié sud de la mer de Barents. Une partie de ces eaux, mélangées avec les eaux plus salées originaires de l'Atlantique, pénètrent dans la mer de Kara par le sud du détroit (Tansiura, 1959 ; Zenkevitch, 1963). Cet échange des masses d'eau entre les deux bassins entraîne la formation d'un front hydrologique très marqué au niveau du détroit. Au chapitre suivant, nous étudierons plus précisément l'échange des masses d'eau qui se produit dans proliv Karskie Vorota. Après avoir passé le détroit, les eaux chaudes du sud-est de la mer de Barents

traversent la partie sud de la mer de Kara pour rejoindre le courant Jamal qui se propage vers le nord, le long des côtes occidentales de la péninsule du même nom. Selon Vinje (communication personnelle, 1995), les eaux de la mer de Barents, en raison de leur salinité légèrement supérieure à celle des eaux arctiques, plongent sous ces dernières, juste après leur entrée en mer de Kara, pour refaire surface dans la partie sud-est du bassin. Le phénomène explique la discontinuité observée sur l'image entre les eaux chaudes de la mer de Barents et celles qui se propagent le long de poluostrov Jamal, représentées en rouge-orangé sur l'image satellitaire.

Les eaux de mer sont caractérisées par différentes grandeurs physiques telles que leur température et leur salinité. Lorsqu'elles se trouvent en surface, les eaux que l'on appelle les eaux-types ou eaux initiales (Lacombe, 1965 ; Vanney, 1991), acquièrent certaines valeurs de température et de salinité considérées comme caractéristiques, et qu'elles vont conserver plus ou moins durablement au cours de leur cheminement. Puis, petit à petit, en se mélangeant, ces eaux-types vont donner naissance à différentes masses d'eau. Cette propriété très intéressante des eaux de mer permet, à partir de mesures hydrologiques régulières, de suivre l'évolution et le déplacement des masses d'eau. De la même façon, au niveau satellitaire, l'analyse d'une même scène acquise à différents moments, est très utile pour l'étude des phénomènes océaniques de surface et l'observation de leur variabilité spatiale et temporelle. Sur la figure 4.2, nous avons regroupé l'information provenant de deux thermographies acquises en août 1988. Cette figure représente le contour du front océanique séparant les eaux froides en provenance du nord de la mer de Kara, des eaux plus chaudes originaires de la mer de Barents. La position du front le 4 août est matérialisée par le trait en gris clair, celle du 5 août, en gris foncé.

La première observation que nous pouvons faire au sujet de ce graphique concerne le déplacement de la masse d'eau vers le nord. Déplacement qui reste relativement faible, puisqu'en vingt quatre heures, la masse d'eau a parcouru en moyenne, 4 à 5 km, ce qui équivaut à une vitesse d'environ 5 cm.s^{-1} . Au début du mois d'août 1988, la situation météorologique au-dessus de la mer de Kara était dominée par un centre de haute pression, situé au niveau des estuaires de l'Ob' et de l'Enisey. Un vent de sud /sud-est assez faible, soufflait dans le sud de la mer. Selon Pavlov *et al.* (1993, 1994), la vitesse des courants permanents dans la mer de Kara n'est pas très élevée. Ils précisent que pour le courant Jamal, qui se dirige vers le nord, le long de la péninsule du même nom, la vitesse est généralement comprise entre 5 et 10 cm.s^{-1} . La seconde remarque que nous pouvons faire concerne l'évolution des méandres entre les deux acquisitions. Nous constatons en effet un accroissement global de la surface des méandres, avec une extension des digitations. Ceci est notamment visible pour le méandre le plus étendu, situé à l'ouest de ostrov Belij. La surface couverte par le méandre le 4 août 1988 était d'environ 3850 km^2 , contre 5560 km^2 le 5 août 1988. En plus de l'augmentation de surface, le méandre s'est "creusé". Nous serions tentés d'extrapoler l'évolution de ce méandre par une occlusion de la tête, qui isolerait ainsi un tourbillon anticyclonique.

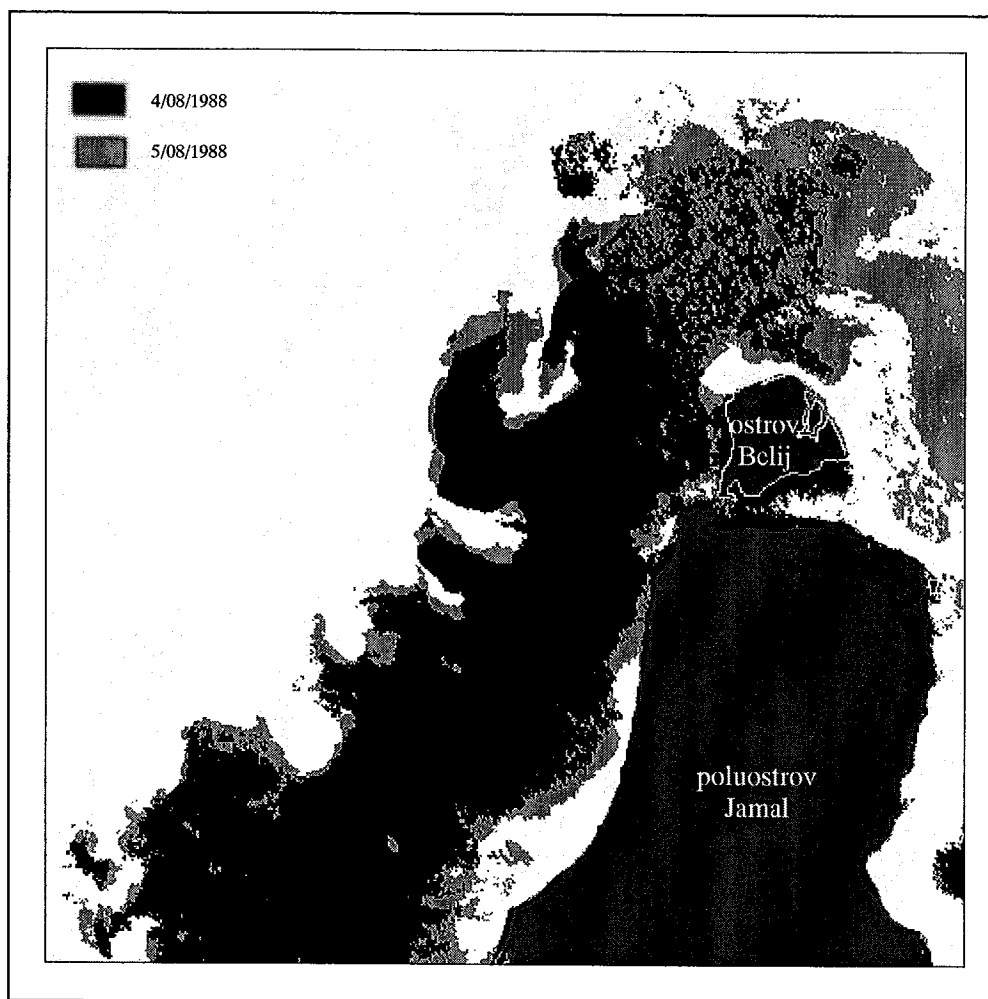


Figure 4.2. Schéma de l'extension d'un front thermique superficiel dans la mer de Kara entre le 4 (courbe en gris foncé) et le 5 (courbe en gris clair) août 1988. Nous observons un déplacement faible vers le nord, à une vitesse de 4 à 5 cm.s^{-1} .

Scheme showing the extension of a thermal front in the Kara sea, in the period from 4 (in dark grey) to 5 (in light grey) August 1988. The front is moving northward, at a speed of 4 to 5 cm.s^{-1} .

4.2 Les glaces de mer

Par ses interactions thermodynamiques, entretenues à la fois avec l'océan et l'atmosphère, la glace de mer est considérée comme un élément déterminant du système climatique terrestre. La présence de la banquise réduit fortement les échanges de chaleur entre ces deux compartiments. S'ajoute à cette forte réduction des échanges de chaleur océan/atmosphère, une déperdition de chaleur sous la forme d'émission à grandes longueurs d'onde. Ce pouvoir réfrigérant de la banquise sur les masses d'air est cependant compensé par un apport calorifique, principalement océanique. La banquise affecte également la structure thermohaline de l'océan sous-jacent. La croissance et la fonte de la glace de mer entraînent continuellement des variations de la salinité à la surface sous-glacielle, engendrant des mouvements de convection dans la colonne d'eau. L'extension de la banquise dans

l'océan Arctique est considérable, en raison des conditions particulièrement favorables à la prise en glace de l'eau de mer. Notamment la présence en surface d'une couche d'eau de faible salinité, qui résulte d'un apport important d'eaux continentales, des grands fleuves sibériens en particulier, ainsi que de l'afflux important des eaux peu salées du Pacifique.

Le refroidissement d'une eau de surface dont la température est supérieure à celle du maximum de densité (4°C pour l'eau pure) va donc entraîner un accroissement de sa densité, générant des mouvements de convection qui vont brasser les eaux en entraînant cette eau de surface vers le fond. Lorsque la température de l'eau de surface passe au-dessous de la température du maximum de densité, la densité de cette eau décroît, provoquant ainsi une stratification de la colonne d'eau.

La formation de la glace commence lorsque la couche superficielle atteint la température du point de congélation, même si la plus grande partie de la colonne d'eau a une température supérieure à celle du point de congélation (Maykut, 1985). L'addition de sels dans l'eau entraîne un abaissement du point de congélation, suivant la relation de Neumann and Pierson (1966, in Maykut, 1985) :

$$T_c = -0,003 - 0,0527 S - 0,00004 S^4 \quad (4.1)$$

où la température de prise en glace T_c est en degrés celsius et la salinité de l'eau S est exprimée en millièmes (‰, grammes de sels par kilogramme d'eau de mer). Cette équation est généralement approchée par la formule suivante :

$$T_c = -0,055 S \quad (4.2)$$

ce qui représente une température de prise en glace de l'eau de mer de -1,38°C pour une eau à 25‰ de salinité. Les sels présents dans l'eau de mer ont également pour effet de diminuer la température du maximum de densité, de manière plus rapide que l'abaissement de la température du point de congélation.

Lorsque la couche superficielle de l'océan a atteint la température du point de congélation, le refroidissement atmosphérique peut entraîner une très légère surfusion de l'eau, de l'ordre de quelques centièmes de degrés Celsius (Maykut, 1985), avant que débute la formation de la glace. La température baissant encore, les premières structures qui apparaissent ont la forme de petites aiguilles ou plaquettes et sont désignées sous le terme de frazil (*frazil ice*, en anglais). Sous des conditions de mer assez agitées, ces petits cristaux, d'un diamètre de trois ou quatre millimètres, ne s'agglutinent pas entre eux, mais se fixent sur les objets présents dans la couche superficielle (Stewart, 1978). Le refroidissement continuant, la concentration de ces petits cristaux augmente, pour former une fine masse grise flottante, qui donne à la surface de la mer un aspect onctueux. Cette sorte de "mélasse" (*grease ice*, en anglais) atténue l'agitation de l'eau, en supprimant les ondes capillaires à la surface des

vagues. Elle apparaît donc sous la forme d'une couche lisse et grisâtre, dont l'albédo est très légèrement supérieur à celui de l'eau libre, et animée d'un mouvement ondulatoire très atténué.

Au troisième siècle avant notre ère, au cours de leur périple vers Thulé (l'actuelle Islande) et les mers hyperboréennes, Pythéas le marseillais et ses marins furent effrayés de naviguer sur ce *grease ice*, qu'ils décrivent comme le poumon de la mer (Lallemand, 1989). Sur les images satellites issues du capteur météorologique américain NOAA-AVHRR, dans la bande spectrale du proche infrarouge, les eaux libres apparaissent très sombres ; la mélasse, quant à elle, a une réflectance légèrement plus forte et est représentée par des niveaux de gris plus ou moins sombres (figure 4.3). Lorsque l'état de la mer diminue, ou que la densité des petits cristaux de glace devient suffisante, ceux-ci s'agglomèrent entre eux pour former une couche de glace consolidée. Cette transition entre la masse grisâtre de cristaux et une couche de glace solide passe par la formation d'une couche de glace très mince, appelée nilas (*nilas*, en anglais), dans les régions calmes. Dans les zones agitées par les vagues, apparaissent des plaques de glace en "crêpes" (*pancakes*, en anglais). Ces structures planes et arrondies présentent des rebords surélevés, en raison des chocs continuels qui se produisent entre ces plaques. La température baissant encore, en l'absence de vent, ces crêpes de glace parviennent à se souder en une couche continue.

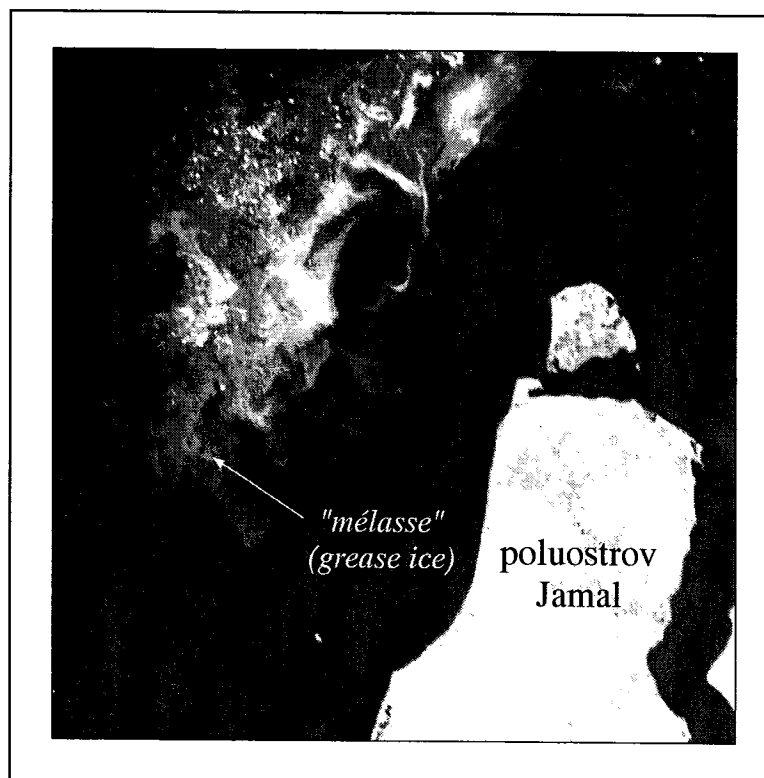


Figure 4.3. "Mélasse" dans le centre de la mer de Kara.

Grease ice in the Kara sea.

La surface maximale couverte par les glaces dans les eaux arctiques s'étend sur une superficie d'environ 14.10^6 km^2 . Sur l'ensemble de cette superficie, 5.10^6 km^2 environ, forment le pack polaire qui recouvre l'océan glacial arctique jusqu'au sud, vers les latitudes $75^\circ - 80^\circ\text{N}$. Cette banquise permanente (*perennial ice zone*, en anglais) est formée d'une glace vieille de plusieurs années et contient les deux tiers de l'ensemble des glaces pluriannuelles de l'océan mondial. Epaisse de trois à quatre mètres dans la partie centrale du bassin, l'âge de cette glace est incertain, mais peut atteindre une dizaine d'années dans le secteur de la mer de Beaufort (Maykut, 1985). Les agitations des vents et des courants tiennent la banquise constamment en mouvement ; les fractures qui se forment, s'élargissent en une multitude de chenaux déchiquetés qui s'ouvrent sur des polynies ou forment de véritables rivières. Chaque hiver, l'étendue recouverte par les glaces de mer augmente considérablement avec la formation de la banquise saisonnière (*seasonal sea ice zone*, en anglais). Contrairement à la banquise permanente, les glaces qui constituent la banquise saisonnière sont des glaces jeunes qui se forment et qui fondent chaque année. Leur épaisseur reste généralement inférieure à deux mètres. Le pack saisonnier renferme également des blocs de glace allogènes qui ont survécu à la fusion l'été précédent. Sur l'image du 19 avril 1994, nous observons le centre et la partie sud-ouest de la mer de Kara, entièrement recouverte par les glaces (figure 4.4). Le pack saisonnier est constitué d'une glace très fragmentée avec des fractures qui s'élargissent et deviennent plus nombreuses dans le centre de la mer. Les différences d'albédo de la glace constatées sur l'image traduisent l'état plus ou moins avancé de la fonte des glaces. Une glace encore froide et recouverte de neige présente un albédo important qui tend à décroître avec la fusion de la glace. Plus les albédos sont forts, plus les glaces apparaissent claires sur l'image. La fonte de la glace entraîne la formation à sa surface d'une fine pellicule d'eau. L'albédo de l'eau étant bien plus faible que celui de la glace, il favorise par conséquent l'absorption du rayonnement solaire, et accélère le processus de fusion. L'augmentation du nombre de fractures entre les glaces joue dans le même sens, mais la fonte s'établit latéralement. L'influence des fleuves sur la fonte des glaces est bien visible sur l'image. C'est en effet devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej que nous constatons les albédos les plus faibles. Dean *et al.* (1994) ont montré que l'apport de chaleur transporté par les eaux fluviales, la submersion des glaces, ainsi que le dépôt des sédiments sur ces dernières, avaient une influence notable sur le processus de fonte. Solidement ancrée aux côtes de la Russie et de Novaja Zemlja, la banquise côtière (*fast ice zone*, en anglais) apparaît relativement homogène. Elle se forme dès l'automne dans les eaux peu profondes, où l'ensemble de la colonne d'eau peut se refroidir rapidement jusqu'au point de congélation. Elle est formée d'une couche de glace relativement fine (un à deux mètres d'épaisseur) et dont la surface est remarquablement plane. Cependant, elle est soumise aux oscillations de la houle et des marées et est ainsi affectée de crevasses. L'hiver, la chape de neige qui recouvre la glace efface toute limite entre mer englacée et terre ferme. L'extension de la banquise côtière est dépendante de la topographie du fond et du dessin de la côte et est, par conséquent, très variable en largeur, de quelques kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres (500 km en mer des Laptev). Sur la marge externe de la banquise côtière, enserrée entre le pack polaire et les glaces ancrées à la côte, se trouve la zone de cisaillement (*shear zone*, en anglais). C'est un secteur mouvementé, où les contacts et les frictions entre les glaces dérivantes du pack et

celles immobiles de la banquise côtière donnent naissance à un relief de glace très chaotique avec notamment la formation de crêtes de compression qui forment un dédale impénétrable (Griselin, 1990). Des chenaux d'eau libre s'étendent le long des côtes occidentales de poluoostrov Jamal et de Novaja Zemlja, séparant la banquise côtière du pack saisonnier (figure 4.4).

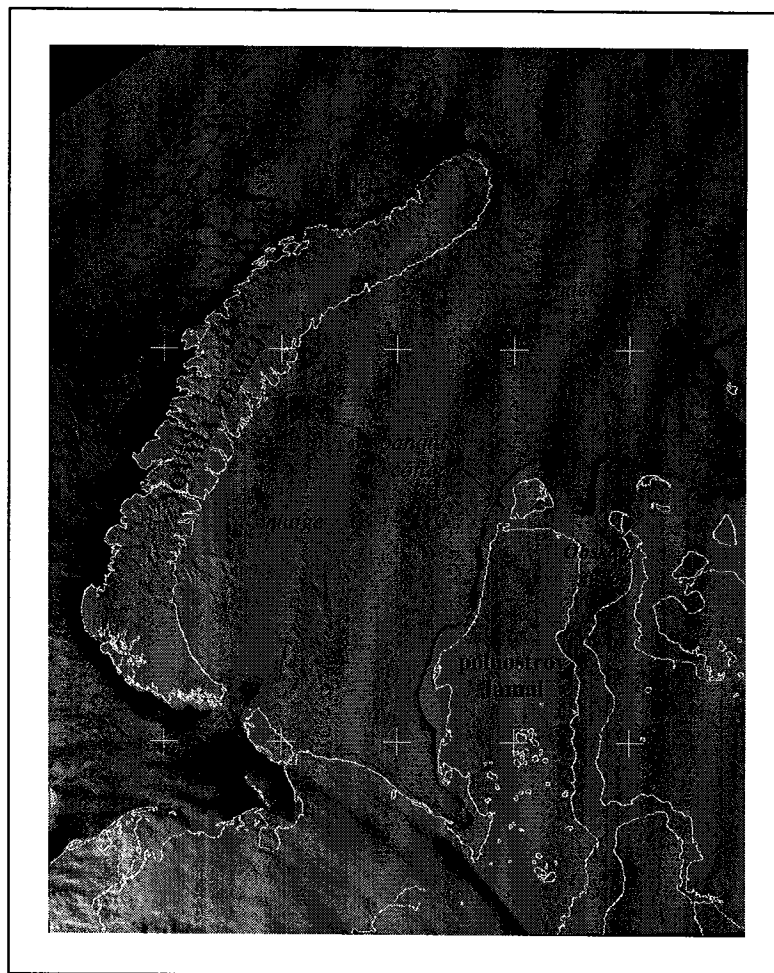


Figure 4.4. La mer de Kara prise par les glaces, le 19 avril 1994. Seul un chenal d'eau libre sépare la banquise côtière du pack saisonnier. Les albédos plus faibles de la glace devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej, soulignent l'influence des eaux fluviales sur le processus de fonte.

Ice cover in the Kara sea on June 19th, 1994. Lead appear between the fast ice zone and the seasonal sea ice zone. Relatively low albedos in the estuaries of Ob' and Enisej rivers emphasise the influence of freshwater on the ice melting.

La marge du pack saisonnier (*marginal sea ice zone*, en anglais) qui s'étend sur une largeur de 150 à 200 kilomètres est la région située entre l'eau libre et les glaces de la banquise continue et relativement uniforme (figure 4.5). C'est une zone très complexe où les contraintes engendrées par la houle et les vagues entraînent la dislocation de la glace en une multitude de floes, gigantesques radeaux de glace, dont la taille moyenne croît rapidement avec la distance au rebord des glaces. Cette zone a aussi une influence très importante sur la circulation océanique mondiale, puisque c'est à ce niveau que se forment les eaux froides et denses entraînées vers le fond des océans (Midttun, 1985).

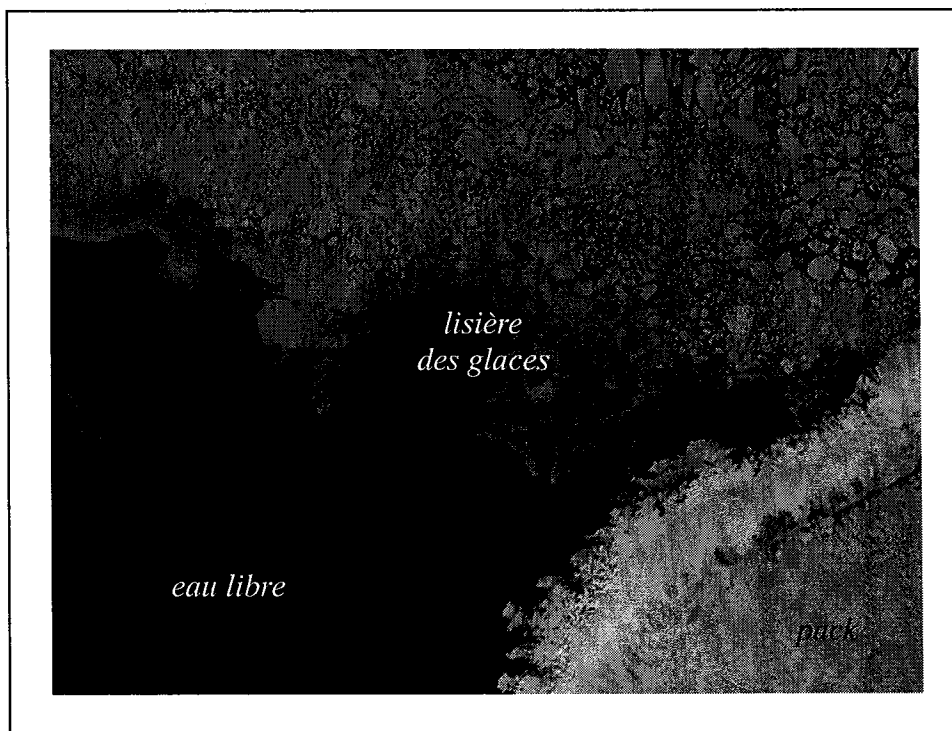


Figure 4.5. La lisière des glaces dans le nord de la mer de Barents est formée d'une multitude d'îlots de glace.

Floes of the marginal ice zone are drifting in the Northern part of the Barents sea.

L'instabilité atmosphérique provoquée par l'advection de l'air au-dessus de la zone du rebord des glaces perturbe considérablement les échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère, ainsi que l'enneigement local (Maykut, 1985). Les différences de structure et de propriétés des glaces de mer dans cette région entraînent la formation de gradients horizontaux et verticaux de la densité de l'eau. Ces variations de densité peuvent alors donner naissance à divers phénomènes de surface tels que méandres, girations ou résurgences. Pendant l'été, la zone du rebord des glaces est la plus sensible au réchauffement solaire. La fonte des floes provoque une stratification de la colonne d'eau. La couche de surface peu salée est rapidement réchauffée par les rayons du soleil et le phytoplancton va proliférer en suivant le déplacement du rebord des glaces vers le nord (Kögeler *et al.*, 1994).

4.3 La charge sédimentaire

Les études et la surveillance de la qualité de l'eau à partir de l'espace reposent sur les divers phénomènes d'interaction (absorption et diffusion) du rayonnement solaire avec les différents constituants présents dans l'océan. Ces changements de couleur de l'eau sont visibles depuis l'espace et se traduisent par des variations de la réflectance diffuse de la mer mesurée par les capteurs satellitaires. La composition de l'eau de mer est complexe, puisqu'on distingue des matières en solution, tels que les sels minéraux ou les matières organiques dissoutes, ainsi que des matières en

suspension, cellules végétales et animales, sédiments et matériel particulaire d'origine continental (Viollier, 1980).

Plusieurs auteurs, parmi lesquels, Demarcq (1985), Roozkrans and Prangma (1988) ou encore Froidefond *et al.* (1993), ont montré que, grâce aux mesures fournies par le capteur AVHRR dans les bandes spectrales 1 et 2, opérant respectivement dans le visible et le proche infrarouge, il était possible de déterminer la répartition spatiale du matériel sédimentaire en suspension dans la couche de surface océanique. Bien que ces deux bandes spectrales ne soient pas optimales pour étudier les caractéristiques optiques des eaux de mer, elles permettent cependant une bonne précision des limites d'extension en mer des panaches d'eaux turbides.

De la même façon que pour l'estimation des concentrations en pigments chlorophylliens (cf. paragraphe 3.1.2, p. 62), les concentrations en matières en suspension sont déterminées sur la base d'une relation entre la réflectance diffuse des eaux mesurées par le capteur satellitaire et les mesures des concentrations effectuées sur le terrain. Les algorithmes utilisés pour l'interprétation des réflectances diffuses en termes de matières en suspension se présentent sous la forme de rapports entre bandes spectrales (Sørensen, 1979 ; Prangma and Roozkrans, 1989 ; Doerfer *et al.*, 1989) :

$$M.E.S. = A \left(\frac{R_{mer}(\lambda_i)}{R_{mer}(\lambda_j)} \right)^B \quad (4.3)$$

où $M.E.S$ représente la concentration en $mg.l^{-1}$ des matières en suspension, $R_{mer}(\lambda_i)$ et $R_{mer}(\lambda_j)$ sont les réflectances spectrales marines. Les coefficients A et B sont déterminés empiriquement à partir des régressions établies entre les mesures *in situ* et les réflectances marines issues des mesures satellitaires. D'autres algorithmes, toujours déterminés à partir de régression, s'expriment plus simplement sous la forme d'une somme des luminances entre bandes spectrales. Curran and Novo (1988) font un récapitulatif de quelques unes de ces relations établies empiriquement pour les eaux côtières :

$$M.E.S. = A + \sum_{i=1}^n B_i L_{mer}(\lambda_i) \quad (4.4)$$

où $L_{mer}(\lambda_i)$ sont les luminances marines mesurées dans les bandes spectrales i .

Pour ce qui nous concerne, ne disposant pas de mesures *in situ* des concentrations en matières en suspension, nous ne nous sommes pas intéressés à la quantification de ce matériel particulaire. Nous nous sommes contentés d'observer la répartition spatiale et temporelle des panaches d'eaux turbides.

L'image représentée sur la figure 4.6 a été acquise le 2 août 1994 par le satellite NOAA-11. Cette image montre les réflectances marines mesurées dans la bande spectrale visible de AVHRR et corrigées des effets atmosphériques, comme nous l'avons décrit au chapitre 3. Cette scène est centrée sur le sud de la mer de Kara. Comme pour les thermographies de surface, nous avons masqué les nuages en blanc, les terres elles, sont codées sur une échelle linéaire de niveau de gris. Malgré l'importance de la couverture nuageuse sur la partie nord de l'image, nous distinguons très nettement les différences de réflectance entre la mer et les eaux fluviales. Les faibles réflectances visibles dans la mer de Kara et dans la partie sud-est de la mer de Barents ne varient pratiquement pas et traduisent une eau relativement oligotrophe. Dans les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej, ainsi qu'au débouché de reka Peçora, les réflectances ont des valeurs plus élevées et présentent une plus grande hétérogénéité, traduisant les différentes concentrations des matières en suspension. Les fortes valeurs de réflectance qui apparaissent sur le pourtour des nuages ne fournissent pas d'information sur la colonne d'eau ; elles sont dues aux parties les plus fines des nuages qui n'ont pas été masquées.

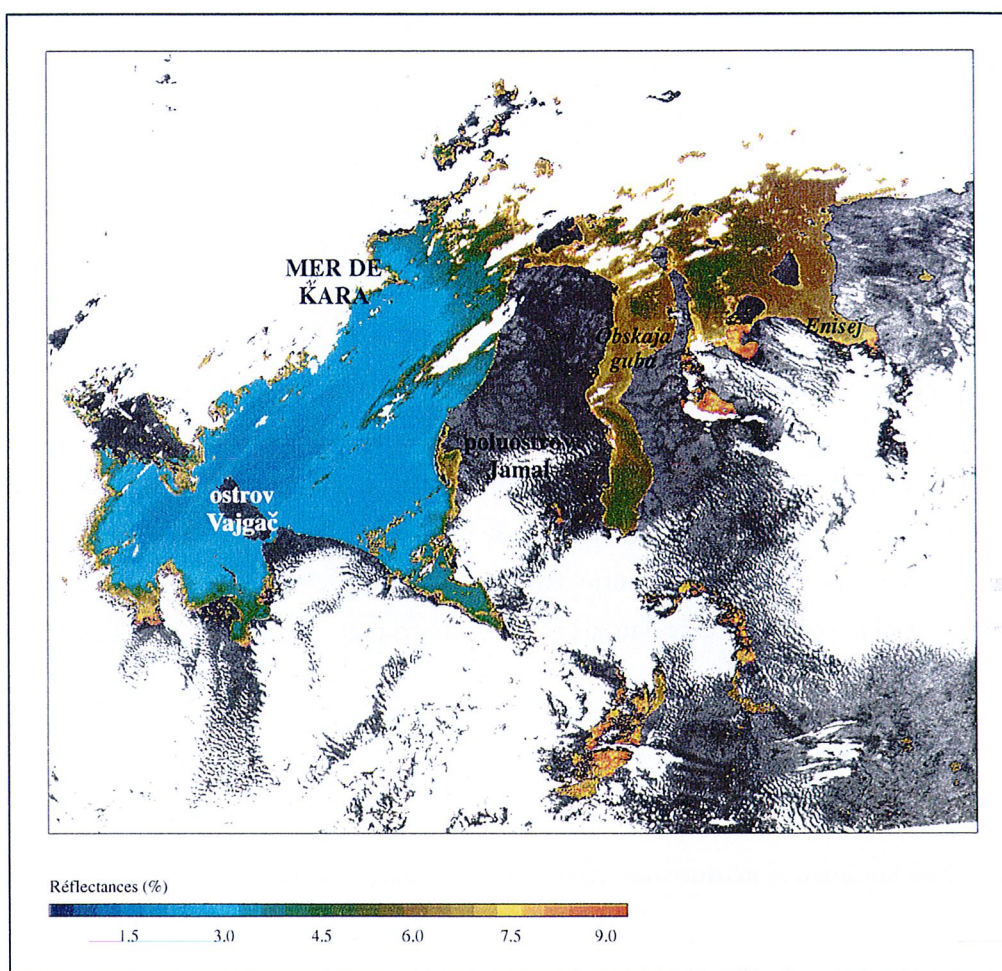


Figure 4.6. Réflectances de l'eau dans le sud de la mer de Kara, le 2 août 1994. On note l'importance de la charge sédimentaire dans les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej.

Reflectances of the water column in the Southern part of the Kara sea, for August 2nd, 1994. High reflectances are observed in Ob' and Enisej estuaries.

4.4 La concentration en pigments chlorophylliens

Un des intérêts majeurs de la télédétection spatiale en océanographie est l'étude de la couleur de l'océan. L'observation de la surface océanique depuis l'espace permet de suivre la répartition des organismes phytoplanctoniques, qui conditionnent l'établissement de la chaîne alimentaire dans tous les océans, ainsi que ses variations spatiales et temporelles. Le problème de la correction atmosphérique des données provenant du capteur CZCS a été exposé au chapitre 3, de même que les principaux algorithmes utilisés pour déterminer la concentration en pigments chlorophylliens. Les données CZCS que nous avons utilisées pour notre étude nous ont été fournies par l'Agence Spatiale Européenne (ASE) dans le cadre du programme OCEAN (Ocean Colour European Archive Network) à l'initiative de la commission européenne et de l'ASE. Ce sont des données de niveau 2 ; elles ont donc déjà été corrigées des effets atmosphériques et les réflectances diffuses de l'océan peuvent être aisément converties en concentration en chlorophylle, à partir d'une équation exponentielle, dont les paramètres sont fournis avec chaque image.

Sur les images satellitaires, nous avons représenté les concentrations en pigments chlorophylliens en treize classes. A chaque classe est attribuée une couleur. Les teintes s'étendent du bleu foncé pour les très faibles teneurs en chlorophylle, au jaune puis au rouge pour les eaux riches en organismes phytoplanctoniques. Nous avons choisi de classer les différentes concentrations sur une échelle logarithmique, afin de mettre en valeur les eaux pauvres en pigments chlorophylliens. Les gradients de concentration en chlorophylle, notamment au niveau des fronts océaniques, sont ainsi accentués.

Les images composites ont été réalisées en suivant les étapes de l'organigramme présenté figure 4.7. Chaque image individuelle des concentrations en pigments chlorophylliens est au préalable recalée géométriquement, de façon à les rendre toutes superposables. Ensuite, les images sont moyennées, puis copiées dans un nouveau fichier image comprenant un nombre suffisant de lignes et de colonnes pour contenir l'ensemble des scènes individuelles. Les valeurs de chaque pixel de l'image composite sont déterminées à partir d'une série de quatre tests :

- ✦ les deux premiers tests fonctionnent sur une boucle pour les n images. Ils comparent la valeur de chaque pixel de chaque scène individuelle à celle affectée aux nuages ou à la partie externe de l'image. Si les valeurs sont différentes, alors la somme est incrémentée de la valeur du pixel et le diviseur est incrémenté de un. Sinon, le "booléen nuage" prend la mention "vrai".
- ✦ A la fin de la boucle, le troisième test regarde si le diviseur est égal à zéro. Si tel est le cas, alors un dernier test regarde quelle mention a été affectée au "booléen nuage", et affecte la valeur correspondante au pixel en sortie. Sinon, la moyenne des pixels est effectuée.

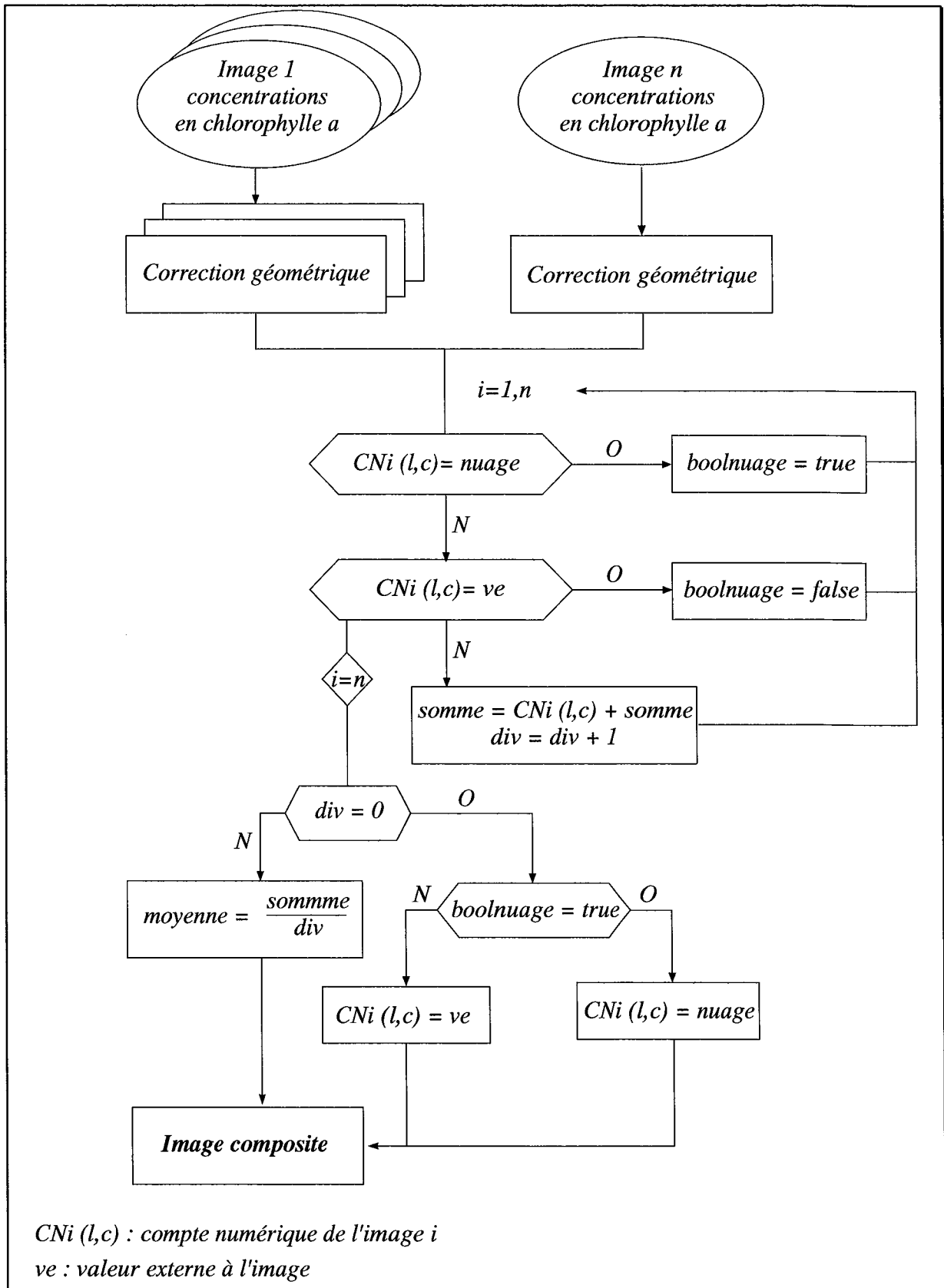


Figure 4.7. Organigramme de la méthode de synthèse des images composites.

Description of the method used to build CZCS composite images.

Afin de valider nos observations, nous les avons comparées avec des mesures effectuées en mer par l'Institut de Recherche Marine de Bergen en 1979 et 1980. Mitchell *et al.* (1991) ont également mené des travaux concernant l'estimation de la concentration phytoplanctonique en mer de Barents, à l'aide de l'imagerie satellitaire CZCS, mais ils ont utilisé un algorithme différent du nôtre. Il est donc intéressant de comparer leurs résultats aux nôtres.

Entre les 11 et 12 juillet 1979, l'Institut de Recherche Marine de Bergen a réalisé des prélèvements de phytoplancton le long d'un transect situé dans le centre de la mer de Barents. Leurs mesures indiquent des concentrations de surface en chlorophylle relativement faibles, qui varient entre 0,02 et 0,5 mg.m⁻³. Sur la figure 4.8, nous avons regroupé nos images satellitaires, ainsi que celles traitées par Mitchell *et al.* (1991). Sur l'image du 10 juillet 1979, les teneurs en pigments chlorophylliens dans la zone du transect sont tout à fait en accord avec les mesures effectuées à partir du navire, puisque les valeurs les plus élevées atteignent environ 0,6 mg.m⁻³. La comparaison de notre image à celle obtenue par Mitchell *et al.* (1991) à partir de l'algorithme SEAPAK, montre des résultats similaires pour les faibles concentrations phytoplanctoniques. En revanche, l'algorithme que nous avons utilisé, donne des estimations plus élevées pour les fortes teneurs en chlorophylle (figure 4.8 a, c).

Les mesures effectuées entre le 29 et le 30 juin 1980, indiquent des concentrations phytoplanctoniques comprises entre 0,1 et 5,0 mg.m⁻³. Sur l'image composite que nous avons réalisée, le transect est en grande partie caché sous les nuages. Afin de diminuer la couverture nuageuse, Mitchell *et al.* (1991) ont effectué une composite, en incluant une image acquise le 28 juin 1980. Sur leur image, les teneurs en chlorophylle s'échelonnent entre 0,3 et 6,0 mg.m⁻³. La concordance des estimations communes aux deux composites, nous permet de valider, indirectement, la fiabilité de nos résultats.

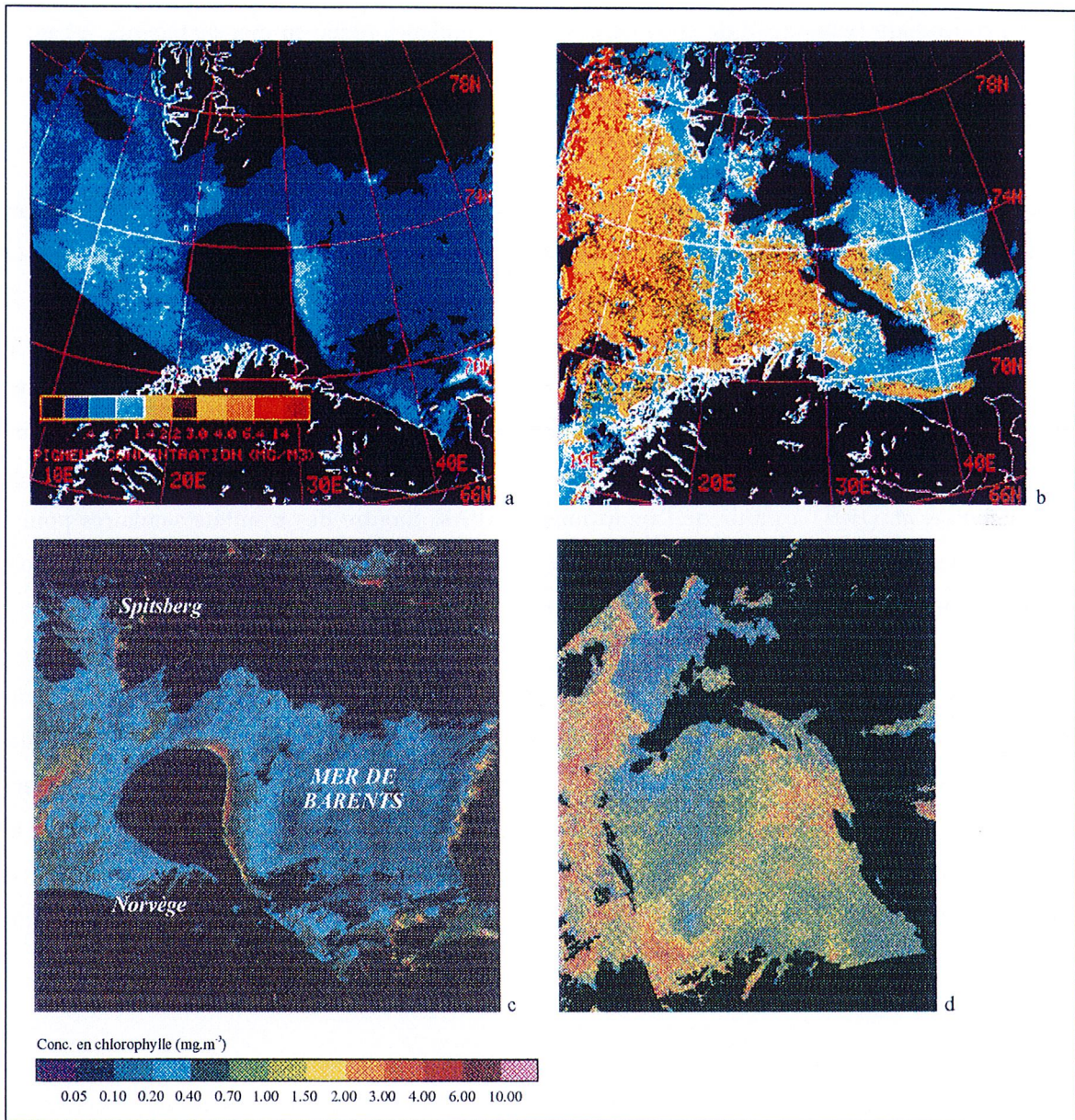


Figure 4.8. Estimations des concentrations en chlorophylle dans la mer de Barents à partir de l'imagerie satellitaire CZCS, pour le 10 juillet 1979 (a, c) et le 28-30 juin 1980 (b, d). Les images a et b sont celles obtenues par Mitchell et al. (1991) à partir de l'algorithme SEAPAK.

CZCS estimate of chlorophyll in the Barents sea, for 10 July 1979 (a, c) and 28-30 June 1980 (b, d). Images a, b were obtained by Mitchell et al. (1991), using the SEAPAK algorithm.

- CHAPITRE 5 -

**LA FLUCTUATION SPATIALE ET SAISONNIÈRE
DE LA STRUCTURE THERMIQUE**

5.1	La mer de Barents	90
5.1.1	Le relief sous-marin	90
5.1.2	Hydrologie et climatologie	92
5.2	La mer de Kara	97
5.2.1	Situation géographique et morphologie	97
5.2.2	Hydrologie et climatologie de la mer de Kara	98
5.3	Echanges des masses d'eau entre les mers de Barents et de Kara par proliv Karskie Vorota	103
5.4	Les résurgences d'eaux froides	109

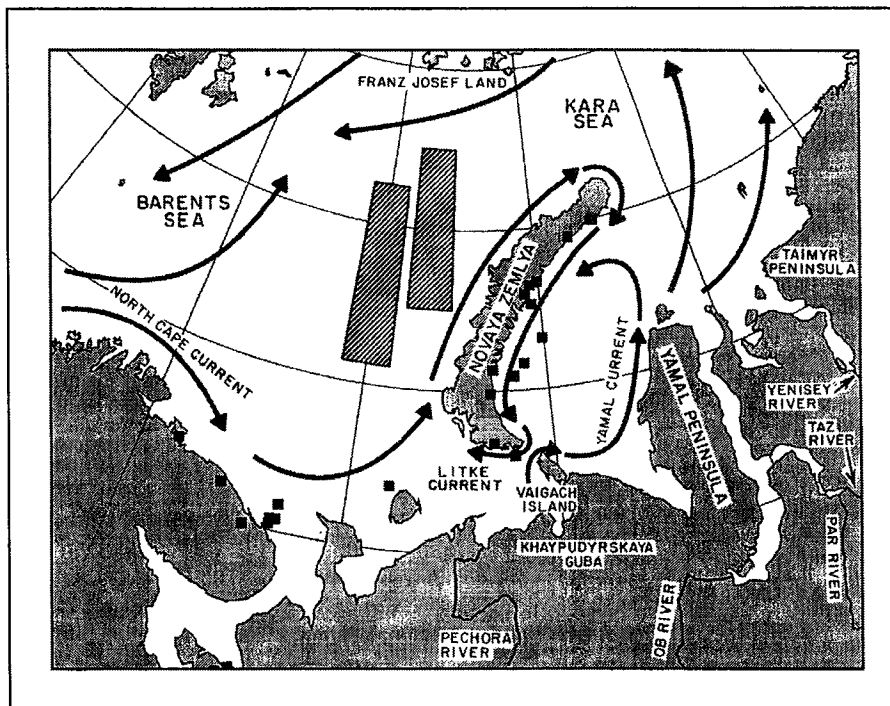
- Chapitre 5 -

**LA FLUCTUATION SPATIALE ET SAISONNIERE
DE LA STRUCTURE THERMIQUE**

Les thermographies satellitaires sont très riches d'information pour le suivi des masses d'eau en surface. Dans ce chapitre, nous commençons par une présentation détaillée des mers de Barents et de Kara. Nous décrivons la topographie des fonds qui a une grande influence sur les phénomènes de surface, les courants et les masses d'eau qu'ils transportent. Parallèlement, nous repérons ces différentes masses d'eau sur les thermographies, ainsi que les fronts qu'elles délimitent. C'est ainsi que nous observons en mer de Barents le flux de chaleur considérable transporté par les eaux de la dérive nord-atlantique et dont l'effet se fait ressentir jusqu'aux côtes occidentales de Novaja Zemlja. Dans la mer de Kara, nous distinguons nettement l'entrée des eaux de la mer de Barents au sud de Novaja Zemlja. Les eaux fluviales de l'Ob' et de l'Enisej, ainsi que les eaux en provenance du bassin arctique se distinguent clairement des eaux de la mer de Kara qui occupent une grande partie du bassin. Nous étudions ensuite les échanges d'eaux entre le sud-est de la mer de Barents et la mer de Kara par proliu Karskie Vorota. Cette région, très riche écologiquement suscite aussi de nombreux intérêts économiques pour les richesses en gaz et en hydrocarbures de son sous-sol. Nous terminons ce chapitre par l'étude des résurgences d'eaux froides qui apparaissent dans la mer de Kara le long de poluostrov Jamal et dont le rôle en ce qui concerne le transport des polluants est notable.

La prise de conscience récente de l'accroissement de la pollution dans l'Arctique a attiré l'attention sur l'état de l'environnement dans les mers de Kara et de Barents, notamment dans la partie sud-est de la mer de Barents. Les déchets radioactifs rejetés en mer par l'ancienne Union des Républiques Socialistes et Soviétiques (figure 5.1, Yablokov *et al.*, 1993 ; Yemelyankov and Popov, 1992), ainsi que le déversement par les fleuves de nombreux polluants (métaux lourds, pesticides, etc.) en provenance des larges bassins industrialisés du nord-ouest de la Sibérie, constituent une source non négligeable de contamination de ces mers épicontinentales. Le développement de la prospection pétrolière et le transport des hydrocarbures par voie maritime représente une autre menace grave et durable pour l'environnement marin arctique. Dans les mers froides, le pétrole peut avoir des conséquences désastreuses sur l'écosystème marin, notamment sur les oiseaux, en détruisant l'imperméabilité de leur plumage. La surveillance du niveau de pollution et l'estimation de son impact sur l'environnement marin passent par une meilleure connaissance des courants de surface des océans. Le déplacement des polluants, qu'ils soient en suspension dans la masse d'eau ou bien incorporés dans les glaces de mer, est fonction des courants de surface. Les thermographies AVHRR permettent d'obtenir une image de la structure thermique de surface et de la répartition spatiale et temporelle des instabilités dynamiques. Elles permettent ainsi de mieux comprendre la circulation

océanique superficielle générale et de mieux prévoir les conséquences d'un quelconque accident écologique.



*Figure 5.1. Principaux traits de la circulation océanique dans les mers de Barents et de Kara. L'emplacement des principales sources de déchets radioactifs et les régions où ils sont rejetés sont tirés de Yablokov *et al.* (1993) et Yemelyankov and Popov (1992). Les zones hachurées représentent les sites de rejet des déchets radioactifs liquides. Dans Pfirman *et al.* (1995b).*

*Key features of the oceanic circulation in the Barents and Kara seas. Location of the main sources of radioactive waste and regions of their disposal is from Yablokov *et al.* (1993) and Yemelyankov and Popov (1992). Hatched zones represent dumping areas for liquid radioactive waste. In Pfirman *et al.* (1995b).*

5.1 La mer de Barents

La mer de Barents qui s'étend sur une superficie de $1,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ est limitée au nord par une ligne reliant la pointe nord du Spitsberg, Kvitøya, Zemlja Franca Iosifa et Novaja Zemlja. Les côtes du nord de la Norvège et de la Russie définissent la limite sud, tandis que Novaja Zemlja constitue une barrière naturelle à l'est. À l'ouest, la mer de Barents est délimitée par la pente continentale qui relie Nordkapp, Bjørnøya et le Spitsberg (figure 5.2).

5.1.1 Le relief sous-marin

La profondeur moyenne de la mer de Barents est d'environ 230 m. Le relief sous-marin est toutefois assez tourmenté, avec la présence de nombreux bancs et dépressions. C'est au nord-ouest et au sud-ouest de la mer que l'on trouve les profondeurs les plus importantes. Entre Zemlja Franca Iosifa et Kvitøya s'étend le canal Victoria qui atteint des profondeurs de 400 m. Entre Bjørnøya et les

côtes norvégiennes, le fossé de Bjørnøya (Bjørnøyrenna) atteint lui aussi des profondeurs supérieures à 400 m. Le fossé du Storfjordrenna, situé au sud de l'archipel du Svalbard, atteint, quant à lui, des profondeurs voisines de 300 m. Dans la partie est de la mer, deux grands bassins, le bassin du sud-est et celui du nord-est, se situent à 300 m de profondeur. Enfin, entre Zemlja Franca Iosifa et l'extrémité nord de Novaja Zemlja, une dépression de 300 m prolonge la fosse Sviataïa Anna vers le sud-ouest. De nombreux bancs jonchent le sud et l'ouest de la mer de Barents ; Spitsbergen banken, Storbanken, ainsi que Sentralbanken, figurent parmi les plus importants. Comme nous le verrons plus loin dans l'exposé, les forts mouvements de convection qui se produisent au-dessus de ces bancs favorisent l'apport des substances nutritives en surface et, par conséquent, le développement du phytoplancton. En raison des faibles profondeurs de la mer de Barents, le relief sous-marin a une grande influence sur les courants et la répartition des masses d'eaux (Rey, 1993 ; Loeng, 1991).

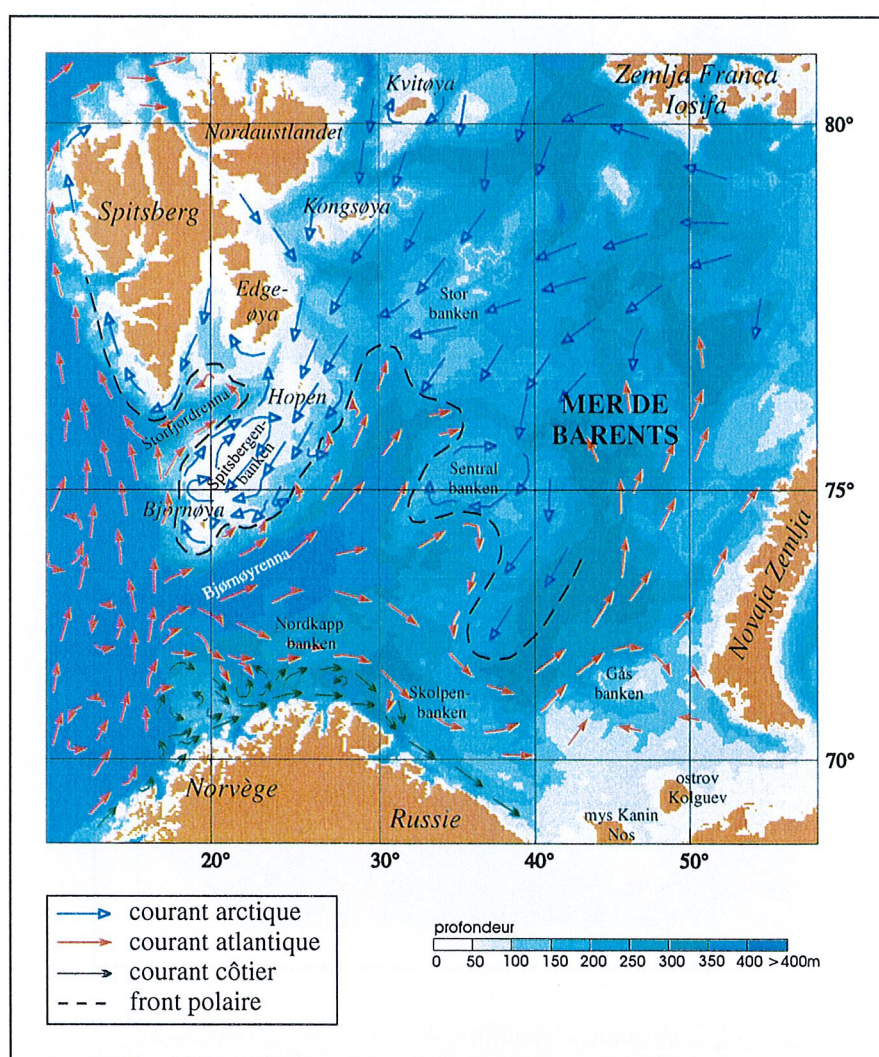


Figure 5.2. La circulation océanique de surface et la bathymétrie dans la mer de Barents (modifié d'après Loeng, 1991).

Surface currents and bottom topography in the Barents sea (modified after Loeng, 1991).

5.1.2 Hydrologie et climatologie

La position géographique de la mer de Barents influence fortement sa climatologie. Largement ouverte sur la mer de Norvège, elle constitue une véritable "bouche de chaleur", qui reçoit un apport calorifique considérable transporté par les eaux de la dérive nord-atlantique (figure 5.3).

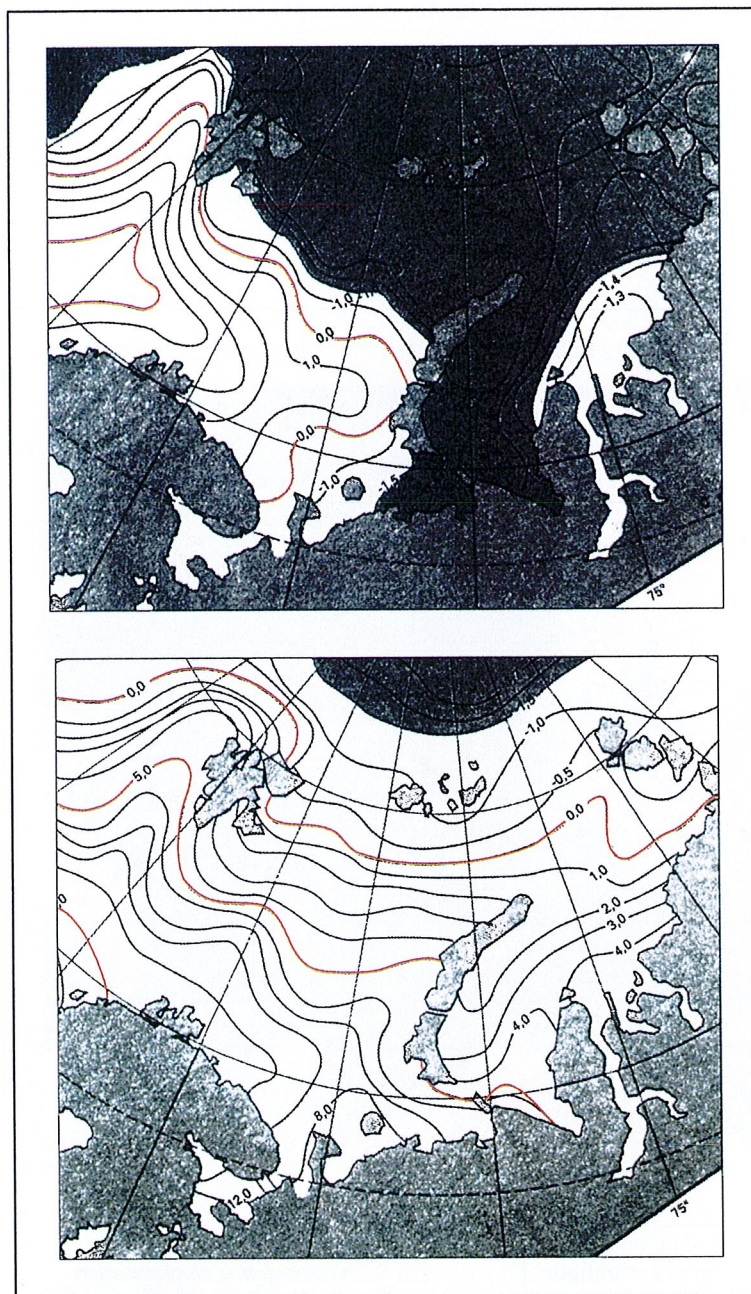


Figure 5.3. Températures moyennes de l'eau de mer en surface dans les mers de Barents et de Kara, (a) en hiver et (b) en été (SHOM, 1995).

Mean temperature of water surface in the Barents and Kara seas, (a) in winter and (b) in summer (SHOM 1995).

Dans la mer de Barents, la circulation de surface peut être schématisée très grossièrement de la façon suivante : dans le sud de la mer, les courants se dirigent vers l'est, alors qu'ils portent vers l'ouest

et le sud-ouest dans le nord de la mer (Loeng, 1991, figure 5.2). La limite entre les eaux relativement chaudes provenant du nord de l'Atlantique et les eaux froides arctiques se caractérise par le front polaire. Dans la partie ouest de la mer où le relief sous-marin est très varié, le front polaire suit la topographie des fonds (Vinje and Kvambekk, 1991). En revanche, dans l'est du bassin, sa limite est beaucoup plus variable en raison de la plus grande régularité de la morphologie. Transportées par les courants, des masses d'eau d'origine diverse pénètrent dans la mer de Barents par l'ouest et par le nord. En plus de ces masses d'eau, des masses d'eau locales se forment dans la mer (Loeng, 1991). La figure 5.4 présente leur répartition. Leurs caractéristiques sont regroupées dans le tableau V.1.

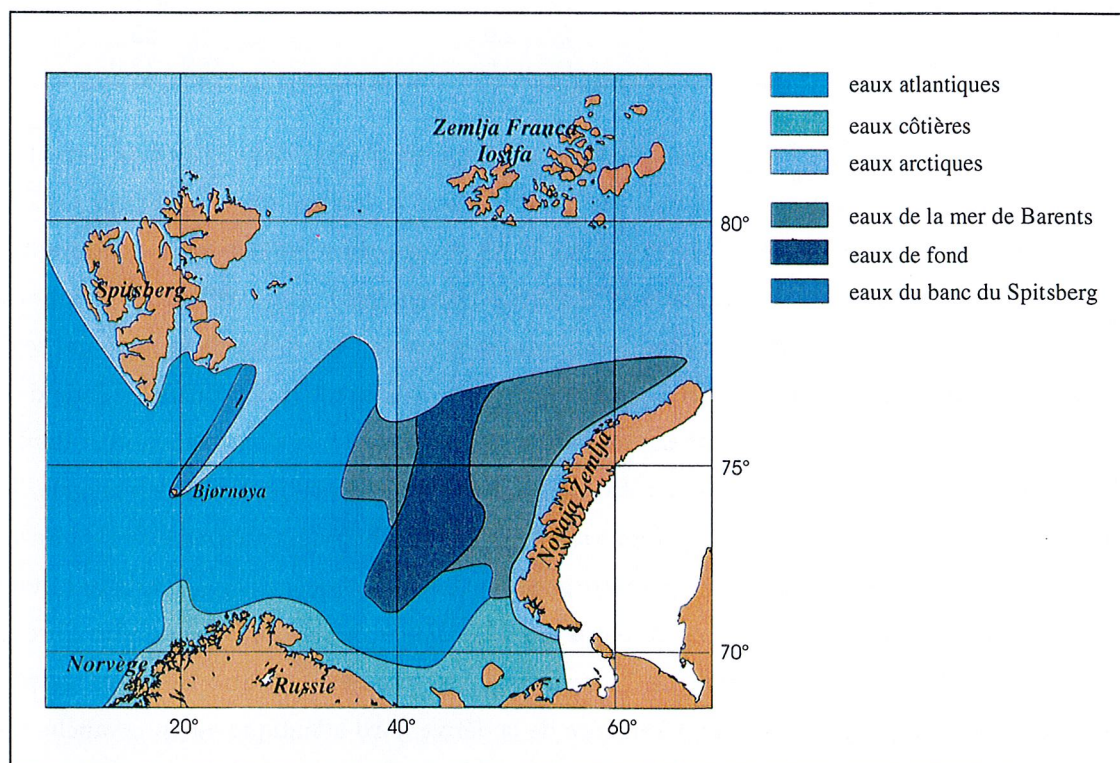


Figure 5.4. La répartition des différentes masses d'eaux en surface dans la mer de Barents (d'après Loeng, 1991).

Distribution of different water masses in the Barents sea (after Loeng, 1991).

Le courant norvégien, qui draine les eaux côtières, circule le long des côtes norvégiennes avant de continuer vers l'est le long des côtes russes, où il devient le courant mourman. En raison de leur faible densité, les eaux côtières circulent au-dessus des eaux atlantiques (Midttun and Loeng, 1987). Les eaux autour de poluostrrov Kanin et ostrov Kolguev présentent une température plus chaude que les eaux adjacentes en été et plus froide en hiver, influencées par les faibles profondeurs (inférieures à 50 mètres) des fonds à cet endroit. Le courant nord atlantique, parallèle au courant côtier norvégien, se

*Tableau V-1 : Caractéristiques des masses d'eaux dans la mer de Barents (d'après Loeng, 1991).**Characteristics of the water masses in the Barents sea (after Loeng, 1991).*

	Température (°C)	Salinité (‰)
Principales masses d'eaux		
Eaux côtières	> 2,0	< 34,7
Eaux atlantiques	> 3,0	> 35,0
Eaux arctiques	< 0,0	34,3 - 34,8
Masses d'eaux locales		
Eaux de fonte	> 0,0	< 34,2
Eaux de fond	< -1,5	> 35,0
Eaux du banc du Spitsberg	1,0 - 3,0	< 34,4
Eaux de la mer de Barents	-0,5 - 2,0	34,7 - 35,0
Eaux du front polaire	-0,5 - 2,0	34,8 - 35,0

sépare en deux branches devant les côtes norvégiennes. Une partie pénètre dans la mer de Barents le long de Bjørnøyrenna, formant une langue d'eau chaude, dont la température décroît au fur et à mesure de son cheminement vers l'est et vers le nord. Au niveau du méridien 30°E, ce courant se sépare en plusieurs branches qui se dirigent vers le nord (Midttun and Loeng, 1987). L'autre branche suit la pente continentale en direction du nord, pour former le courant ouest-Spitsberg. Une partie de ce dernier s'écoule dans le fossé du Storfjord, puis en sort pour rejoindre le flux principal le long de la façade ouest du Spitsberg. Si l'influence de la dérive nord-atlantique est très marquée en hiver dans la mer de Barents, elle l'est un peu moins en été, où, à l'exception de la partie septentrionale, les températures de surface sont positives dans tout le bassin. Le gradient de température est-ouest est moins important qu'en hiver, l'écart de température se faisant surtout ressentir dans le sens sud/nord. (figure 5.5). Grâce à cet apport de chaleur, la partie méridionale de la mer de Barents reste libre de glace durant toute l'année, à l'exception de la partie sud-est comme le montre la thermographie acquise le 28 mars 1993 (figure 5.6). L'été, l'influence de la dérive nord-atlantique est en revanche très marquée le long des côtes occidentales du Spitsberg (figure 5.3). Les isothermes s'orientent fortement au nord puis contournent le Spitsberg en s'infléchissant vers l'est. Malgré sa latitude très nord, cette région est généralement libre de glaces pendant une bonne partie de l'année (figure 5.7).

La majeure partie des eaux arctiques s'introduit dans la mer de Barents entre Zemlja Franca Iosifa et Novaja Zemlja. Elles forment le courant de Persey qui se dirige vers l'ouest avant de se diviser en plusieurs branches qui prennent la direction du sud et du sud-ouest. Les eaux transportées par ce courant traversent Storbanken et la partie est du Spitsbergen banken et quittent la mer de Barents par Bjørnøyrenna. Une quantité moindre des eaux arctiques pénètre dans la mer de Barents entre le Nordaustlandet et Zemlja Franca Iosifa et continue vers le sud le long du Spitsberg jusqu' à Hopen ; c'est le courant est-Spitsberg. En hiver, ces eaux arctiques occupent toute la colonne d'eau, de la surface jusqu'à environ 150 m de profondeur. En revanche, au cours de la période estivale, celles-ci sont recouvertes par les eaux de fonte qui forment une couche épaisse de 5 à 20 m (Loeng, 1991). Les eaux de fonte situées en surface sont chauffées par le soleil et présentent des températures qui sont en

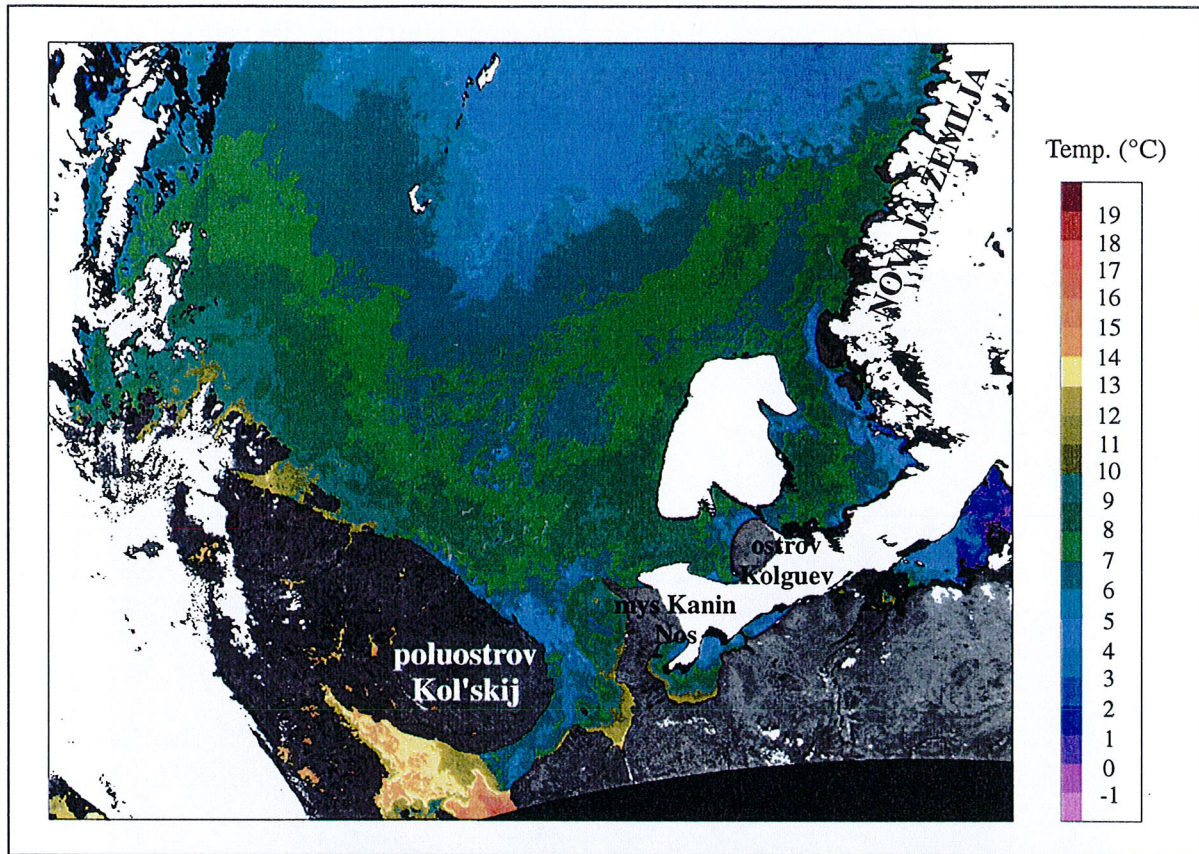


Figure 5.5. Thermographie AVHRR du 2 août 1986 acquise au-dessus de la mer de Barents. On note l'entrée des eaux chaudes de la dérive nord-atlantique et leur influence sur l'ensemble du sud de la mer, jusqu'aux côtes de Novaja Zemlja. Nous observons une légère diminution de la température des eaux depuis leur entrée jusque vers l'embouchure de la mer Blanche, le gradient étant plus net des côtes vers le large. On note également la zone d'eaux légèrement plus chaudes qui apparaît sur les cartes de climatologie entre poluostrov Kanin et ostrov Kolguev.

Thermography AVHRR from 2 August 1986 over the Barents sea. Warm water of the North-atlantic drift spread over the whole southern part of the sea, to the coast of Novaja Zemlja. A light decrease in water temperature is observed between their entrance in the Barents sea and the mouth of the White sea ; temperature gradient is stronger from the shore to the open sea. Between poluostrov Kanin et ostrov Kolguev, water are lightly warmer, as it is mentioned on the climatological map.

principe légèrement positives, ainsi que des salinités très faibles. Les eaux de fond se forment en divers endroits de la mer de Barents, notamment au niveau des côtes de Novaja Zemlja, ainsi que dans la région de Sentralbanken. Midttun (1985) explique leur formation tout d'abord par une augmentation de leur densité, liée à un refroidissement de la masse d'eau ; au fur et à mesure que la température se rapproche du point de congélation, ce phénomène ralentit. La formation des cristaux de glace de mer entraîne le rejet de la plus grande partie du sel sous forme d'une saumure, qui augmente encore la densité de la masse d'eau. Dans la partie est de la mer de Barents, les eaux originaires du nord de l'Atlantique se mélangent avec les eaux arctiques pour former les eaux de la mer de Barents. Les eaux du front polaire qui sont elles aussi un mélange des eaux nord atlantiques et des eaux arctiques présentent les mêmes caractéristiques que les eaux de la mer de Barents, mais on les

rencontre dans l'ouest de la mer. Dans la partie centrale de Spitsbergen banken, on trouve une masse d'eau de salinité assez faible, inférieure à 34,4‰ et d'une température comprise entre 1° et 3°C. Ces eaux de Spitsbergen banken se forment au cours de l'été, par mélange des eaux arctiques et des eaux de fonte. Un front hydrologique estival apparaît entre cette masse d'eau et les eaux arctiques.

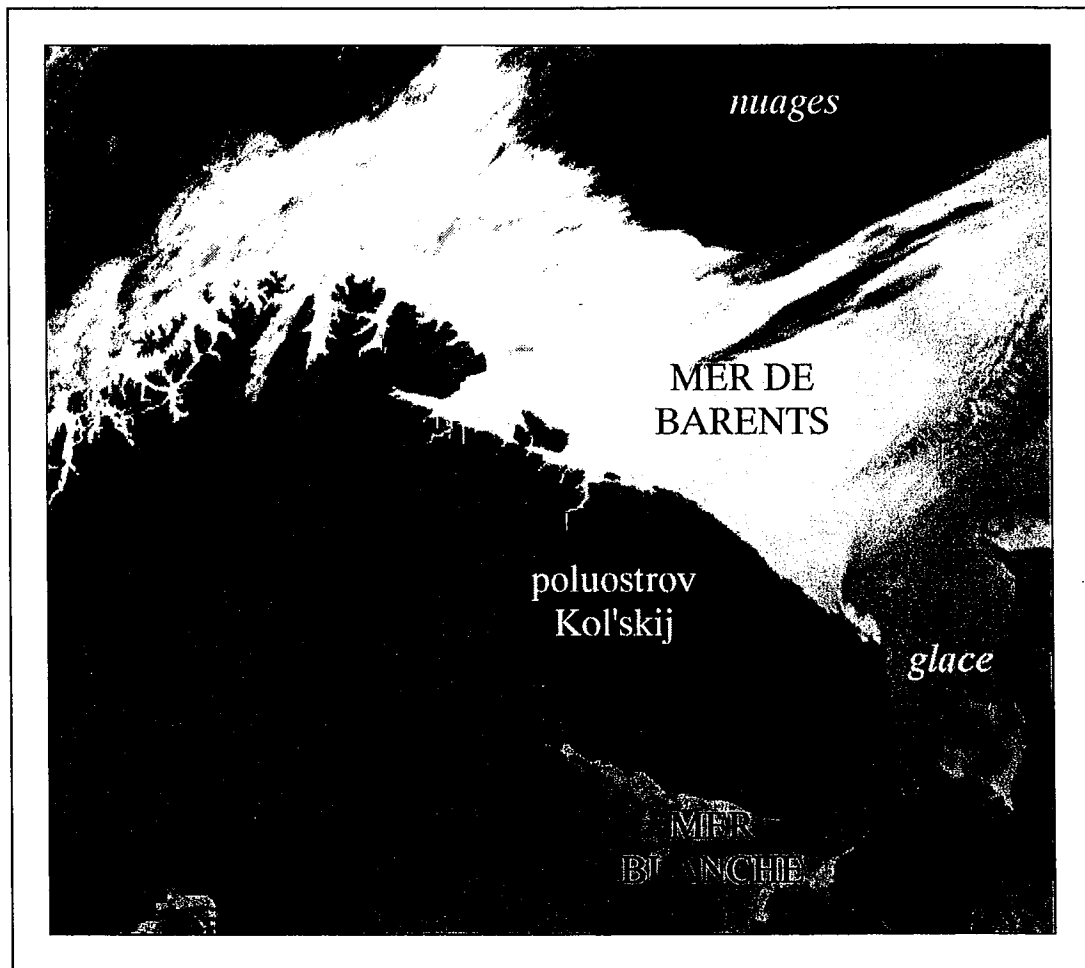


Figure 5.6. Thermographie AVHRR du 28 mars 1993. Une langue de glace s'étend sur toute la mer Blanche jusqu'aux côtes de Novaja Zemlja.

Thermography AVHRR from 28 March 1993. An ice tongue spread over the whole white sea and reach the coast of Novaja Zemlja.

Selon Ådlandsvik and Loeng (1991), l'apport de chaleur des eaux atlantiques présente une variabilité cyclique dont la période de 3 à 5 ans serait liée aux variations de la circulation atmosphérique ; le renforcement de la dépression d'Islande favoriserait l'entrée massive des eaux chaudes, tandis que l'extension des hautes pressions sur la Sibérie agirait en sens inverse. La position du front polaire dépend également de la variabilité du flux d'eaux chaudes atlantiques ; le front glissant vers le nord pendant les années de forte entrée des eaux chaudes. Nous verrons plus en détail, au chapitre suivant, que les variations interannuelles de cet afflux d'eau chaude ont une influence considérable sur l'englacement et la position du rebord des glaces (Loeng, 1991 ; Zilanov and

Luka, 1987 ; Midttun and Loeng, 1987). La zone du rebord des glaces étant associée à un écosystème très riche, exerçant une influence sur l'ensemble de la chaîne alimentaire, la variabilité de cet apport de chaleur agit tout aussi fortement sur la répartition géographique, la croissance et le développement de la biomasse phytoplanctonique et des populations de poissons (Wassmann og Sakshaug, 1987).

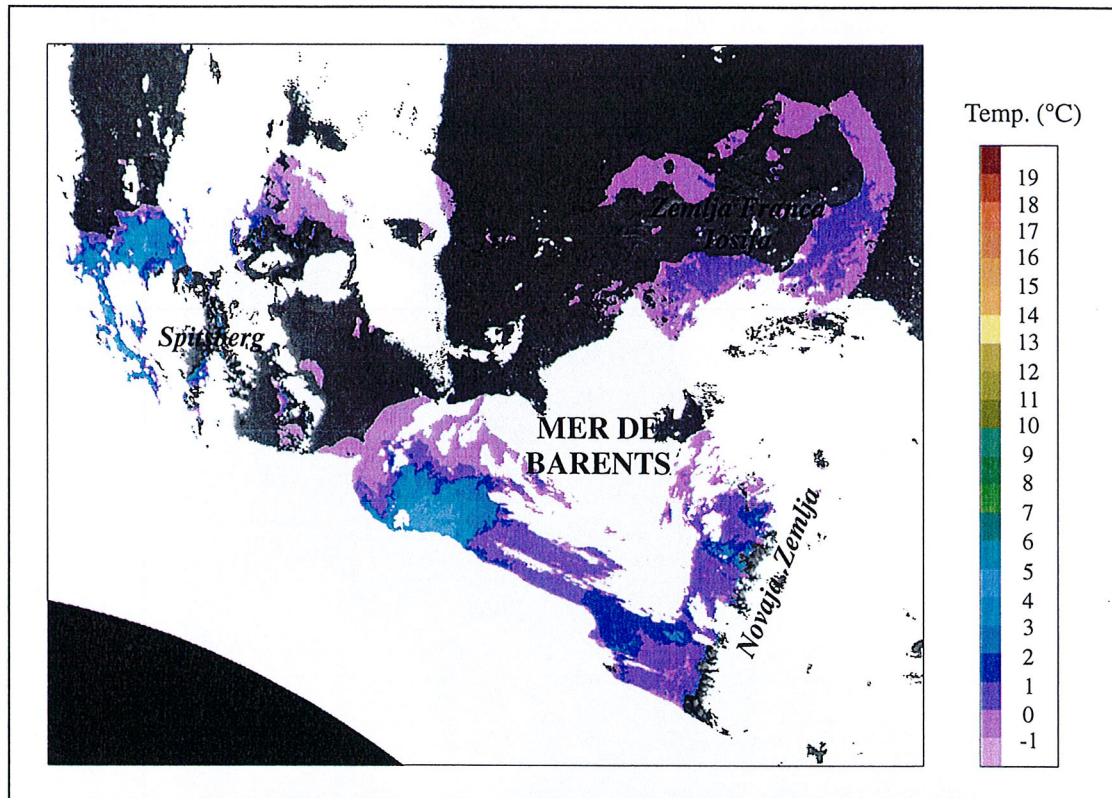


Figure 5.7. Thermographie AVHRR du 19 juin 1994 acquise au-dessus de la mer de Barents. Les glaces occupent encore tout le nord de la mer, entre le Spitsberg et Novaja Zemlja. L'influence des eaux chaudes de la dérive nord-atlantique se fait ressentir jusqu'au nord du Spitsberg, à la latitude 81°N. Les eaux chaudes visibles dans le centre de la mer au niveau du méridien 30°E, marquent la limite septentrionale du front polaire dans la mer de Barents.

Thermography AVHRR from 19 June 1994 over the Barents sea. The pack extends over the northern part of the sea, between Spitsberg and Novaja Zemlja. The influence of the North-atlantic warm water can be seen as far as 81°N, north of Spitsbergen. In the central Barents sea, warm water indicate the northernmost extension of the polar front.

5.2 La mer de Kara

5.2.1 Situation géographique et morphologie

La mer de Kara s'étend le long des côtes nord-ouest de la Sibérie, entre la mer de Barents et la mer des Laptev. Elle est limitée à l'ouest par Novaja Zemlja et à l'est par poluostrov Taymyr et l'archipel Severnaja Zemlja. La mer de Kara est largement ouverte sur l'océan Arctique, entre les archipels Zemlja Franca Iosifa et Severnaja Zemlja. Elle communique également avec les eaux de la mer de Barents par une large ouverture entre le nord de Novaja Zemlja et Zemlja Franca Iosifa. Les

échanges avec la mer de Barents se font également entre le sud de Novaja Zemlja et ostrov Vajgač, par proliv Karskie Vorota. Sa superficie couvre environ 883.10^3 km^2 , avec une profondeur moyenne de 118 m. Une fosse, atteignant des profondeurs de 300 m au sud et jusqu'à 600 m au nord, s'étend le long de la côte est de Novaja Zemlja. A l'est de cette fosse, les profondeurs remontent jusqu'aux plateaux étendus et peu profonds de poluostrov Taymyr et Jamal. Au nord de la mer, deux fosses, la fosse de Sviataïa Anna d'une profondeur de 600 mètres et celle de Voronina qui atteint 400 mètres, communiquent avec le bassin arctique (figure 5.8).

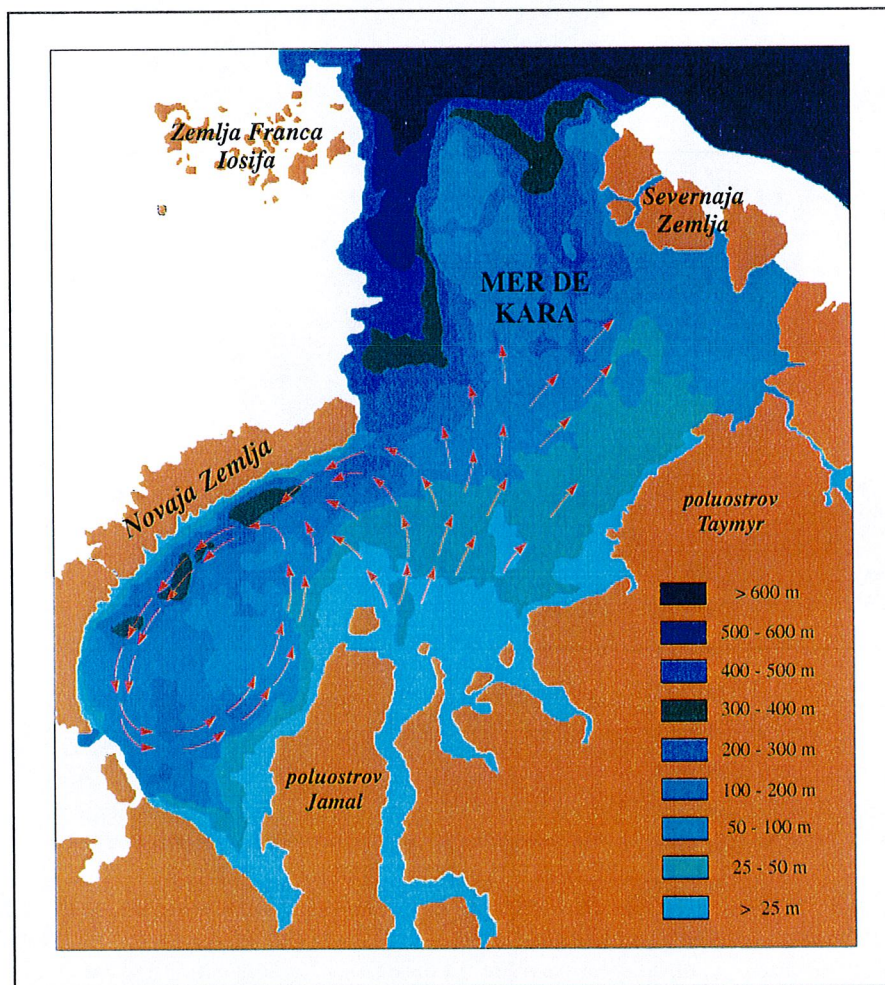


Figure 5.8. La circulation océanique de surface et la bathymétrie dans la mer de Kara (d'après Zenkevitch, 1963).

Surface currents and bottom topography in the Kara sea (after Zenkevitch, 1963).

5.2.2 Hydrologie et climatologie de la mer de Kara

La mer de Kara fait la liaison entre la mer de Barents et l'océan Glacial Arctique. Sa position de mer semi-close ajoutée à l'énorme quantité d'eaux douces qui se déverse dans la mer, provoquant une stratification importante des masses d'eaux et gênant les échanges de chaleur entre les eaux de surface et celles plus profondes, favorisent la formation des glaces de mer. La mer de Kara est ainsi couverte

par les glaces durant une grande partie de l'année ; seules les régions situées le long des côtes occidentales de poluostrov Jamal et devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej sont libres de glaces, formant ainsi de véritables "clairières" ou polynies. Nous détaillerons en détail le mécanisme de formation et le rôle de ces polynies dans le chapitre suivant. En hiver, la présence des glaces de mer joue le rôle d'isolant entre les eaux de surface et la basse atmosphère, qui atténue les contrastes thermiques entre les régions océaniques et terrestres. En été, ces contrastes sont renforcés en raison du réchauffement rapide des eaux douces superficielles et de la persistance des glaces dans le nord de la mer, augmentant ainsi le taux d'humidité de l'air, la formation des nuages et la fréquence des brouillards (Pavlov *et al.*, 1994). Sur la figure 5.3 b, la répartition des isothermes reflète la circulation océanique de surface, notamment dans le sud de la mer. Pavlov *et al.* (1994) distinguent deux types de circulation océanique de surface dans la mer de Kara. D'une part, la circulation permanente sous l'influence des phénomènes atmosphériques et océaniques et, d'autre part, la circulation induite par les vents.

♦ La circulation permanente

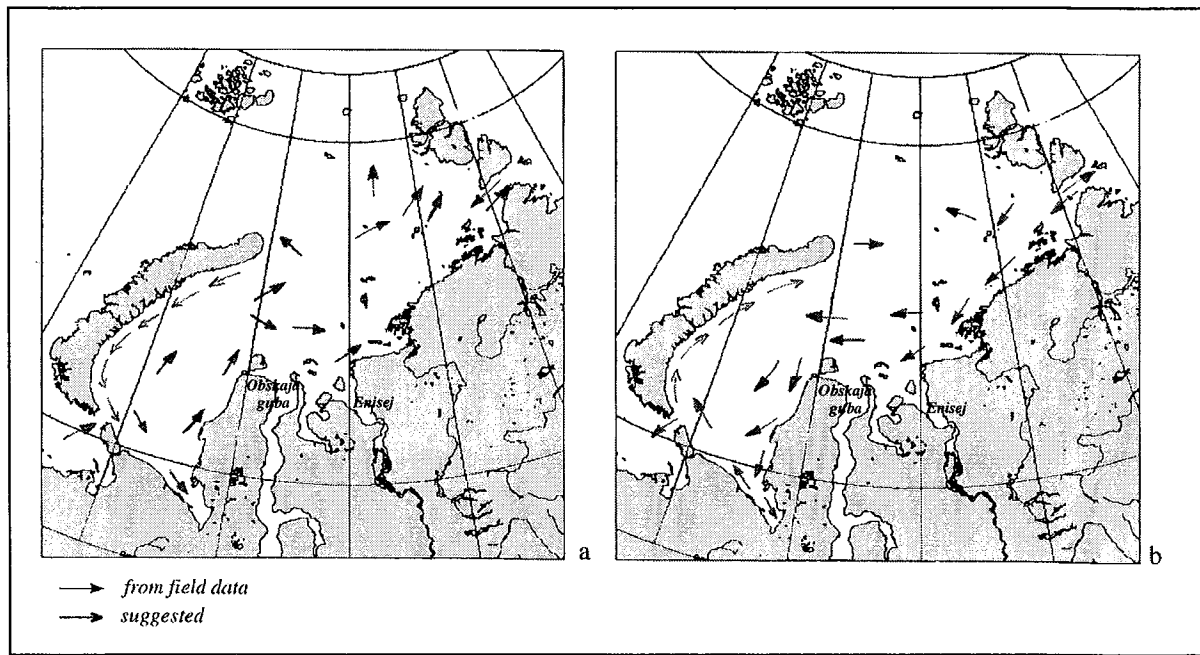
Les courants permanents, indépendants du vent, sont induits par des phénomènes de large échelle spatio-temporelle, qui agissent en principe de manière constante, bien que présentant des variations saisonnières et interannuelles. Ces processus pour la mer de Kara sont la localisation et l'intensité de la zone dépressionnaire d'Islande et des hautes pressions arctiques, les échanges d'eau avec le bassin arctique, la mer des Laptev et la mer de Barents ou encore l'influence des eaux douces provenant des grands fleuves sibériens, notamment l'Ob' et l'Enisej.

Le courant Jamal avec le courant est-Novaja Zemlja forment une circulation cyclonique très prononcée dans la partie sud de la mer de Kara. Une partie des eaux transportées par le courant est-Novaja Zemlja se dirige vers la mer de Barents par proliv Karskie Vorota, entre ostrov Vajgač et la pointe sud de Novaja Zemlja. Le courant de Sviataïa Anna transporte les eaux de surface en direction du nord jusqu'au bassin arctique où elles rejoignent le grand courant de la dérive transpolaire. Le courant ouest-Taymyr, renforcé par le courant Ob'-Enisej, transporte les eaux vers le nord-est en suivant la côte continentale jusqu'à l'archipel Severnaja Zemlja, où une partie des eaux rejoint la mer des Laptev. La vitesse des courants dans la mer de Kara est relativement faible, n'excédant généralement pas 10 cm.s^{-1} , sauf dans quelques zones très localisées de la côte, ainsi que dans les détroits. Au centre de la boucle cyclonique, ils sont inférieurs à 5 cm.s^{-1} (Pavlov *et al.*, 1994).

♦ La circulation induite par les vents

Les courants induits par les vents ont des caractéristiques, des directions et des vitesses qui dépendent des champs de pression atmosphérique et du régime des vents. Le temps de réponse des courants au vent qui les a induits dépend de nombreux paramètres et a été évalué de 4 à 12 heures (Pavlov *et al.*, 1994). En fonction de la position des champs de basse et haute pressions

atmosphériques, deux situations apparaissent. Ces deux types de circulation sont illustrées sur la figure 5.9. La première situation se met en place lorsqu'une dépression est centrée au nord ou à l'est de la mer et qu'un anticyclone est dans le même temps localisé au sud ou à l'ouest de la mer de Kara. Cette situation atmosphérique génère des vents qui soufflent du sud, sud-ouest ou sud-est, entraînant un transport des eaux de surface du sud-ouest vers le nord-est. La deuxième situation quant à elle, apparaît lorsque les basses et les hautes pressions sont situées respectivement à l'est ou au sud et à l'ouest ou au nord. Dans ce cas là, les vents soufflent du nord ou nord-est et induisent une circulation des eaux de surface du nord-est au sud-ouest.



*Figure 5.9. La circulation de surface induite par les vents dans la mer de Kara lorsque les basses et les hautes pressions sont localisées respectivement (a) au nord ou à l'ouest et au sud ou à l'est et (b) à l'est ou au sud et à l'ouest ou au nord de la mer (Pavlov *et al.*, 1994).*

*Wind-driven surface circulation in the Kara sea when Low and High are located respectively (a) northward or westward and southward or eastward and (b) eastward or southward and westward or northward of the Kara sea (Pavlov *et al.*, 1994).*

Portées par les courants, différentes masses d'eau circulent dans la mer de Kara. Leur répartition est assez complexe, influencée par les échanges avec le bassin arctique et la mer de Barents, ainsi que par l'important débit des fleuves Ob' et Enisej, de l'ordre de 1500 km^3 par an (Zenkevitch, 1963). Pavlov *et al.* (1994) distinguent cinq masses d'eau. Leur répartition présente une variabilité à la fois saisonnière et interannuelle, influencée par la localisation des champs de pression atmosphérique, i. e. la dépression d'Islande et les hautes pressions de Sibérie. Le tableau V.2 regroupe les caractéristiques de ces différentes masses d'eau, en hiver et en été. La figure 5.10, quant à elle, présente leur répartition, en hiver et en été également, mais aussi selon l'influence plus ou moins importante des champs de pression.

Les eaux de surface du bassin arctique caractérisées par une température proche du point de congélation et par une salinité de 32‰, s'étendent sur presque l'ensemble de la mer en hiver, mais restent localisées dans le nord pendant l'été. Leurs caractéristiques n'évoluent pratiquement pas au cours des saisons. Les eaux de surface de la mer de Kara sont caractérisées par la variabilité saisonnière considérable de leur température et de leur salinité. En hiver, la formation des glaces de mer tend à refroidir et à augmenter la salinité de la masse d'eau. Pendant l'été, elles peuvent se mélanger avec les eaux de la mer de Barents, les eaux fluviales ou bien les eaux arctiques et former les eaux modifiées estivales. Les eaux de la mer de Barents pénètrent dans la mer de Kara à la fois au nord de Novaja Zemlja et au sud, par proliv Karskie Vorota. En raison de leur forte salinité, elles s'enfoncent sous les eaux froides de la mer de Kara (chapitre 4, figure 4.1). Si leur température évolue fortement entre la période hivernale et la période estivale, leur salinité, elle, ne varie pratiquement pas. Les eaux atlantiques entrent dans la mer de Kara par le nord, au niveau des fosses de Sviataïa Anna et de Voronina. De même que les eaux de la mer de Barents, leur salinité élevée les maintient en profondeur, sous les eaux froides arctiques. L'énorme quantité d'eaux douces qui se déversent dans la mer de Kara a une influence considérable sur l'hydrologie de la mer. La masse d'eau fluviale caractérisée par une salinité de 1‰ selon Pavlov *et al.* (1994) et une température comprise entre 0°C et 11,70°C s'étend principalement vers le nord-est. Toutefois, lorsque la dépression d'Islande se creuse, une grande partie des eaux douces se répand vers le nord-ouest de la mer.

*Tableau V-2 : Caractéristiques des masses d'eaux dans la mer de Kara (d'après Pavlov *et al.*, 1994).*

*Characteristics of the water masses in the Kara sea (after Pavlov *et al.*, 1994).*

Masses d'eaux	hiver		été	
	Température (°C)	Salinité (‰)	Température (°C)	Salinité (‰)
Eaux de surface du bassin arctique	-1,80	32,0	-1,80	32,0
Eaux de surface de la mer de Kara	-1,40	25,0	-1,40	22,0
Eaux de surface modifiées estivales			7,00	24,5
Eaux de la mer de Barents	-1,90	35,6	6,00	35,30
Eaux atlantiques	2,25	34,98	2,25	34,98
Eaux fluviales	0,00	1,0	11,70	1,0

La thermographie AVHRR acquise le 31 juillet 1992 (figure 5.11) illustre de façon remarquable la répartition des différentes masses d'eaux dans la mer de Kara, telle qu'elle est décrite par Pavlov *et al.* (1994, figure 5.10-1b). Sur cette image, nous notons tout d'abord que des glaces occupent la partie centrale et le nord de la mer. Dans le sud-ouest de la mer, les eaux présentent une température relativement homogène. Nous observons nettement l'entrée des eaux de la mer de Barents empruntant le proliv Karskie Vorota et Yugorskiy Shar. Dès leur entrée dans la mer de Kara, ces eaux sont déviées vers le sud où elles suivent la côte jusque dans Bajdarackaja guba. Au nord, une masse d'eau dont la

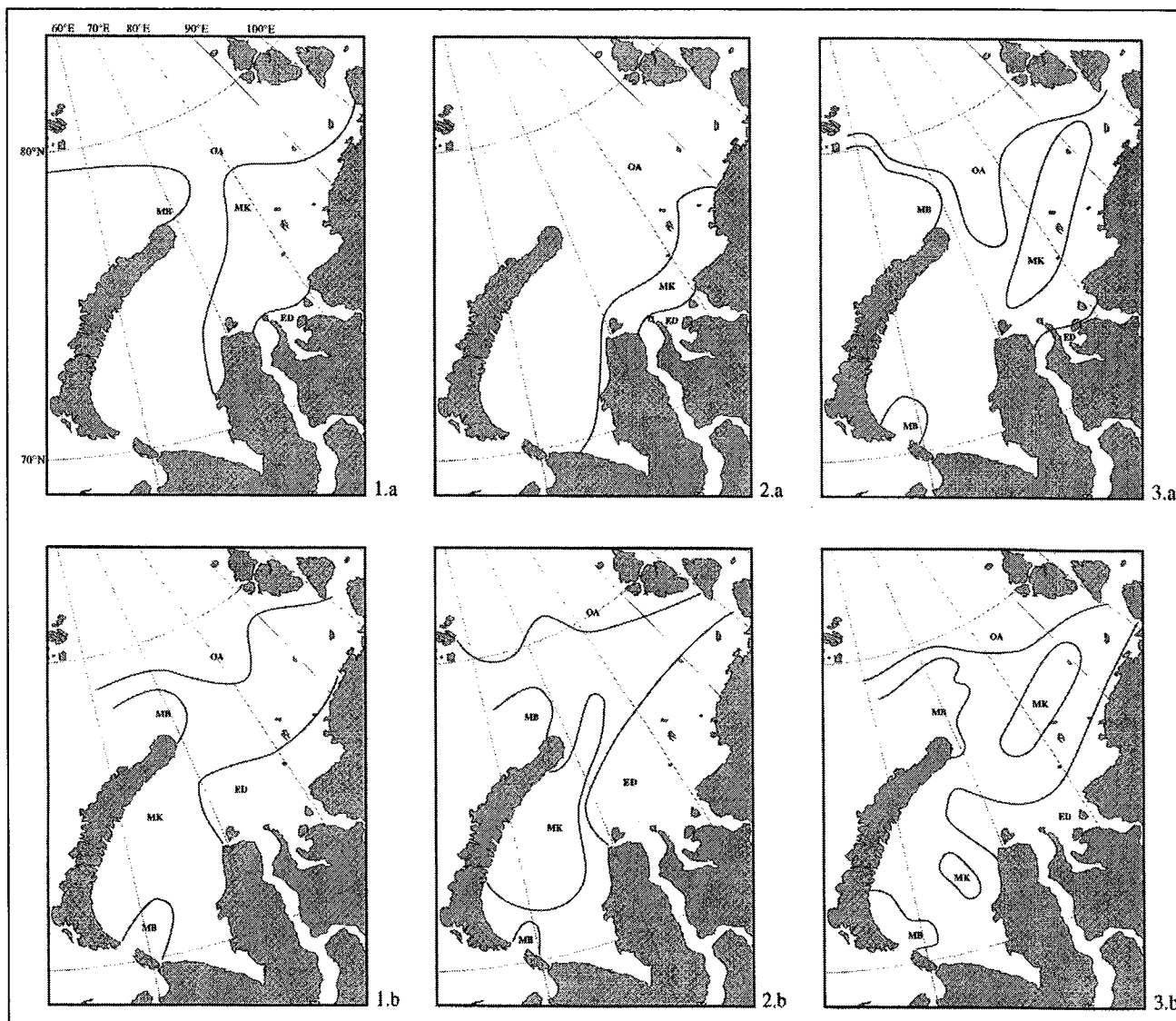


Figure 5.10. Répartition des masses d'eaux en surface en hiver (a) et en été (b). Situation typique (1), situation lorsque les hautes pressions arctiques dominent (2) et lorsque la dépression d'Islande est à son maximum (3). 1 - Eaux de la mer de Barents ; 2 - Eaux de l'océan Arctique ; 3 - Eaux de la mer de Kara ; 4 - Eaux douces (Pavlov et al., 1994).

*Distribution of water masses in the surface layer in winter (a) and in summer (b). Typical situation (1), situation of the prevailing effect of the Arctic maximum (2) and Icelandic maximum (3).
1 - water of the Barents sea ; 2 - surface water of the Arctic ocean ;
3 - surface water of the Kara sea ; 4 - fresh water from the river (Pavlov et al., 1994).*

température ne dépasse pas 0°C est bloquée par les glaces. Ces eaux froides proviennent très vraisemblablement du bassin arctique. Malheureusement, la couverture nuageuse qui s'étend sur toute la partie nord-ouest de l'image, nous empêche de les suivre plus au nord. Devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej, les eaux ont une température plus élevée, entre 5 et 6°C. Elles s'étendent au nord et au nord-est, jusqu'à la limite des glaces.

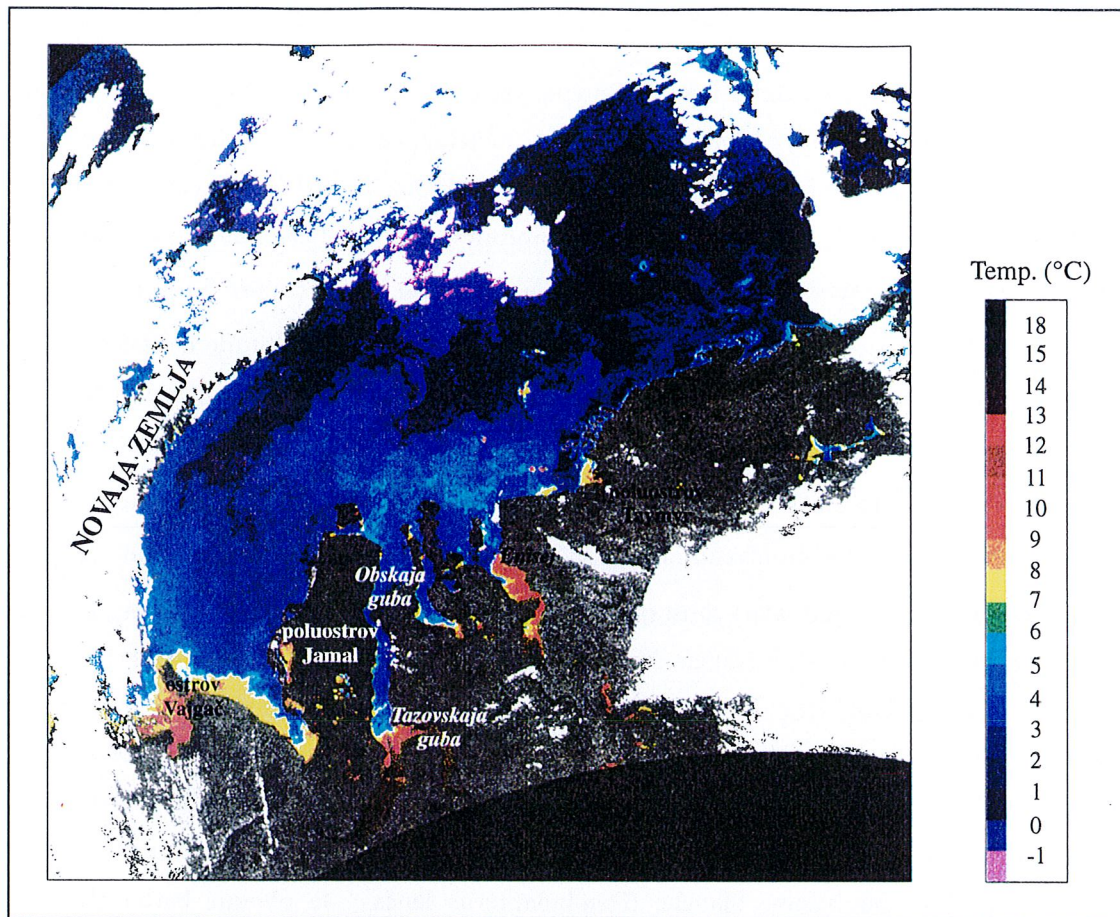


Figure 5.11. Thermographie AVHRR acquise le 31 juillet 1992.

Thermography AVHRR from 31 July 1992.

5.3 Echanges des masses d'eau entre les mers de Barents et de Kara par proliv Karskie Vorota.

Proliv Karskie Vorota se situe entre la pointe sud de Novaja Zemlja et ostrov Vajgač et relie le sud-est de la mer de Barents à la mer de Kara. Bien que la taille de ce passage, d'une largeur de 61 km (deux fois plus grande que sa longueur de 33 km), ne permette pas un échange des masses d'eau et des glaces aussi important que ceux qui se produisent au nord, entre les mers de Kara, de Barents et le bassin arctique, ainsi qu'au niveau de proliv Vil'kickogo, entre la mer de Kara et la mer des Laptev, plusieurs raisons contribuent à fixer notre attention sur ce détroit. Position charnière entre deux milieux aux conditions océaniques très contrastées, il fait la liaison entre d'une part, les eaux froides et dessalées arctiques qui descendent du nord de la mer de Kara le long de la côte orientale de Novaja Zemlja et d'autre part, les eaux côtières partiellement réchauffées par l'entrée des eaux chaudes de la dérive nord-atlantique, dont l'effet se fait ressentir jusque sur les côtes de Novaja Zemlja (figure 5.5) Des écosystèmes comprenant de nombreuses espèces spécifiques à ces deux milieux, cohabitent dans le détroit et en font par conséquent, un lieu extrêmement sensible et fragile au moindre changement de

l'environnement.

Toute la partie sud-est de la mer de Barents est une zone de forte expansion économique. L'exploitation du gaz et du pétrole entraîne un développement des infrastructures et une augmentation du trafic maritime. Ce bouleversement économique va malheureusement de pair avec un risque accru des accidents, comme celui qui s'est produit en octobre 1994, lorsqu'un oléoduc a cédé dans la région d'Usinsk, laissant échapper son pétrole dans reka Pečora (figure 5.12). Les ressources naturelles ne sont pas la seule richesse de cette région, qui abrite une multitude d'espèces animales migratrices et endémiques. Si l'exploitation des ressources se fait de manière désordonnée, de nombreux problèmes d'incompatibilité peuvent se poser. Reka Pečora qui prend sa source dans le nord de l'Oural, traverse la taïga sur 1800 km pour terminer son cours sous la forme d'un grand delta qui se déverse dans Pečorskaja guba, au niveau de la ville de Nar'jan Mar. Le fleuve nourrit une importante population de saumons (*Salmo salar*), ainsi que des ombles chevaliers (*Salvelinus alpinus*), et la pêche constitue la principale activité de Nar'jan Mar. A l'ouest de ce delta, le long de poluostrov Russkij Zavorot, le parc naturel de Nenetsky (figure 5.12), s'étend sur 540000 ha. C'est un site très important de reproduction pour les oiseaux, parmi lesquelles des cygnes, des oies et de nombreuses autres espèces. Ces différentes espèces se retrouvent également le long des côtes du bassin sud-est de la mer de Barents. On trouve aussi un nombre substantiel de mammifères marins dans cette région, notamment le béluga ou baleine blanche (*Delphinapterus leucas*), le phoque barbu (*Erignathus barbatus*), le phoque annelé (*Pusa hispida*), ainsi que l'ours blanc (*Ursus maritimus*). Une seconde réserve naturelle, adjacente à proliv Karskie Vorota, abrite sur une superficie de 270000 ha (figure 5.12), de nombreuses espèces, parmi lesquelles l'ours blanc et l'eider (*Somateria mollissima* et *Somateria spectabilis*).

Par le proliv Karskie Vorota, les courants de surface circulent dans les deux directions opposées. Au nord, le courant Likte qui transporte les eaux de la mer de Kara vers la mer de Barents est plus étroit et plus faible que le courant qui circule en sens inverse. Selon Pavlov *et al.* (1994), sa vitesse maximum est de 25 cm.s^{-1} , alors qu'en certains endroits au sud du détroit, le courant en provenance de la mer de Barents atteint jusqu'à 65 cm.s^{-1} . Au sud de ostrov Vajgač, un second détroit, celui de Yugorskiy Shar, relie le sud-est de la mer de Barents et la mer de Kara. Dans ce passage, plus petit que celui de Karskie Vorota, sa largeur est de 8 km pour une longueur de 40 km, la circulation des courants se fait uniquement dans le sens mer de Barents - mer de Kara. Les vitesses des courants sont toutefois supérieures à celles rencontrées dans le détroit de Karskie Vorota, atteignant jusqu'à $65 - 75 \text{ cm. s}^{-1}$ (Pavlov *et al.*, 1994). La circulation opposée de ces deux courants entraîne la formation d'un tourbillon cyclonique le long du front océanique d'un diamètre environ égal à 15 kilomètres (figure 5.13). Il était intéressant de comparer les résultats de ces travaux à l'information qui nous est fournie par les satellites.

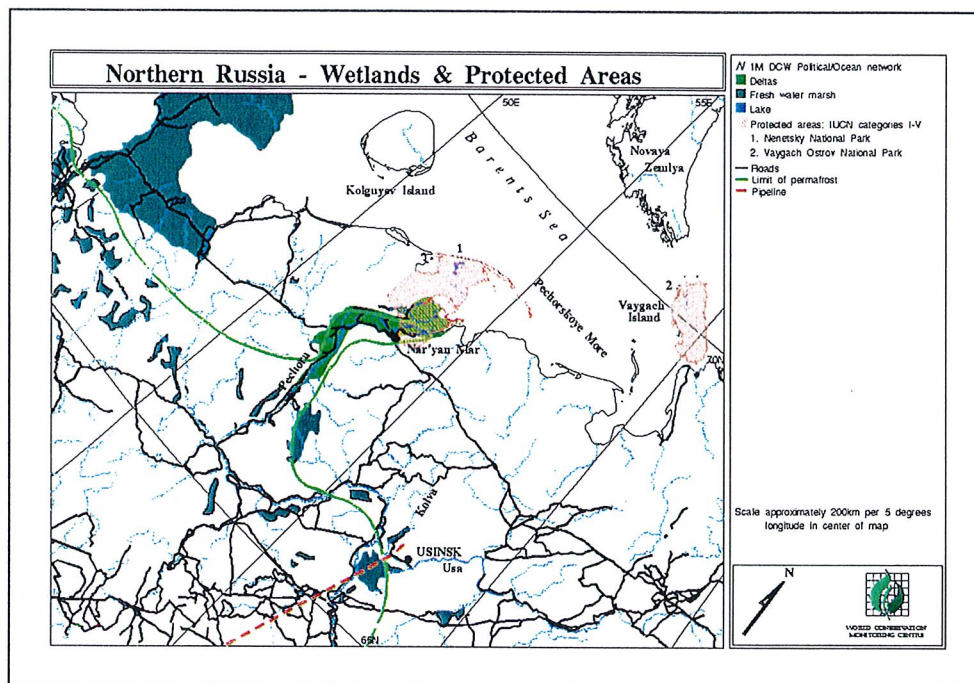


Figure 5.12. Nord de la Russie dans la région d'Usinsk. Zones marécageuses et protégées (World Conservation Monitoring Centre).

Northern Russia near Usinsk. Wetlands and protected areas (World Conservation Monitoring Centre).

Les images satellites NOAA dont nous disposons au-dessus de cette région sont particulièrement intéressantes, puisqu'elles représentent deux situations météo-océaniques différentes. Sur la première scène, acquise le 2 août 1994, nous distinguons très clairement les deux courants opposés qui s'étirent sur une largeur à peu près identique, environ 30 km (figure 5.14). Les eaux en provenance de la mer de Kara circulent dans la partie nord du détroit et montrent des valeurs de température nettement plus faibles que les eaux originaires de la mer de Barents. Le gradient de température observé est de 5-6°C. L'observation du canal visible montre en fait que la surface des eaux entraînées dans le courant Lykte est recouverte d'une fine pellicule de glace en fusion qui forme ainsi une mélasse relativement froide. L'observation des cartes météorologiques montrent que pendant la période précédant l'acquisition de cette image, un champ de basse pression se trouvait localisé au sud de la mer de Kara, centré à l'est de l'Oural et au sud de la République de Komi. De telles dépressions sont connues pour générer des vents de nord-est/est. Cette situation est donc représentative de la circulation océanique induite par les vents schématisée figure 5.9 b, à savoir que les courants suivent un mouvement anticyclonique dans le sud-ouest du bassin. La conséquence directe de cette circulation est un renforcement du courant Lykte et, en contrepartie, un affaiblissement du courant transportant les eaux en provenance de la mer de Barents. Sur l'image satellitaire, les eaux chaudes de la mer de Barents semblent immobilisées dans le détroit, freinées dans leur élan par une entrée massive des eaux froides arctiques. Sur cette scène, nous remarquons également le tourbillon cyclonique mis en évidence

sur l'image par les eaux froides et denses qui se concentrent en son milieu. Son diamètre mesuré sur l'image est à peu près de 18 kilomètres.

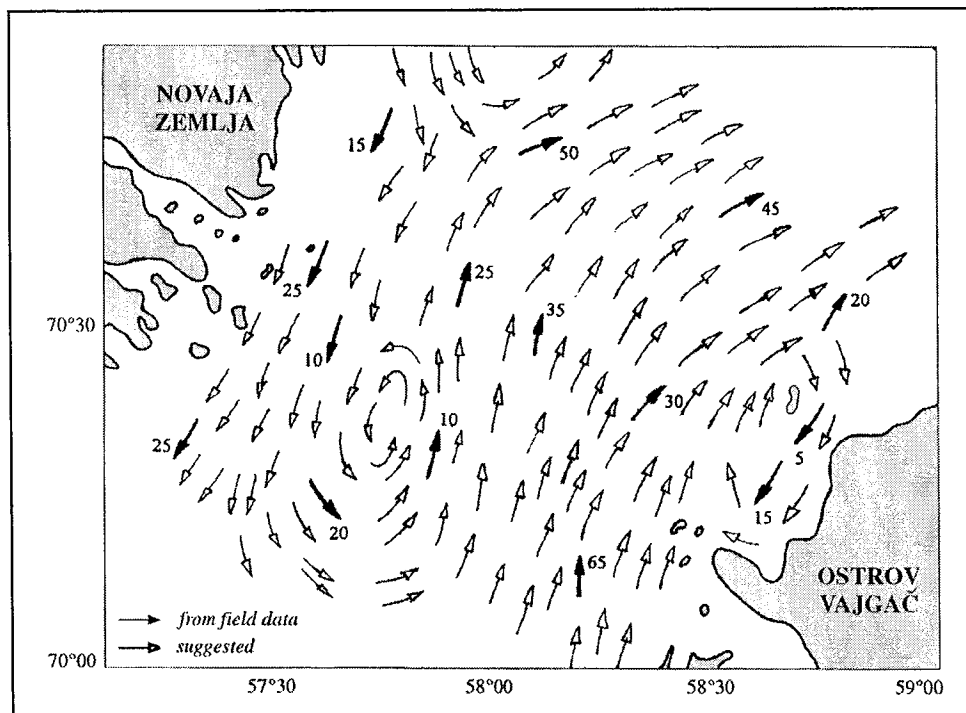


Figure 5.13. Les courants de surface (2 à 10 m de profondeur) dans prolio Karskie Vorota, en été (Pavlov et al., 1994). Le courant Likte circule le long des côtes sud de Novaja Zemlja.

Permanent currents in the surface layer (2 à 10 m depth) in prolio Karskie Vorota (Pavlov et al., 1994). The Likte current is spreading along the southern coast of Novaja Zemlja.

La deuxième scène a été acquise le 18 août 1994, alors qu'une situation météorologique stable dominait (figure 5.15). Nous nous trouvons donc dans le cas de la circulation océanique permanente, telle qu'elle est décrite par plusieurs auteurs russes (Zenkevitch, 1963 ; Pavlov et al., 1994) et cette image confirme parfaitement les résultats proposés par Pavlov et al. (1994). Les eaux froides de la mer de Kara qui circulent le long de la côte est de Novaja Zemlja se divisent en deux branches en atteignant Karskie Vorota. Une partie continue sa route vers le sud-est avant d'être rapidement détournée vers l'est par les eaux entrantes de la mer de Barents, tandis qu'une autre partie pénètre dans le détroit le long de l'extrême sud de Novaja Zemlja. En effet, nous distinguons très nettement les deux masses d'eau, séparées par le front océanique qui se situe au tiers de la distance entre la pointe sud de Novaja Zemlja et ostrov Vajgač. Le gradient de température observé est cette fois-ci de 3°C. Le mouvement des eaux engendré par le tourbillon cyclonique, dont le diamètre est d'environ 14 kilomètres, est également très bien visible sur l'image.

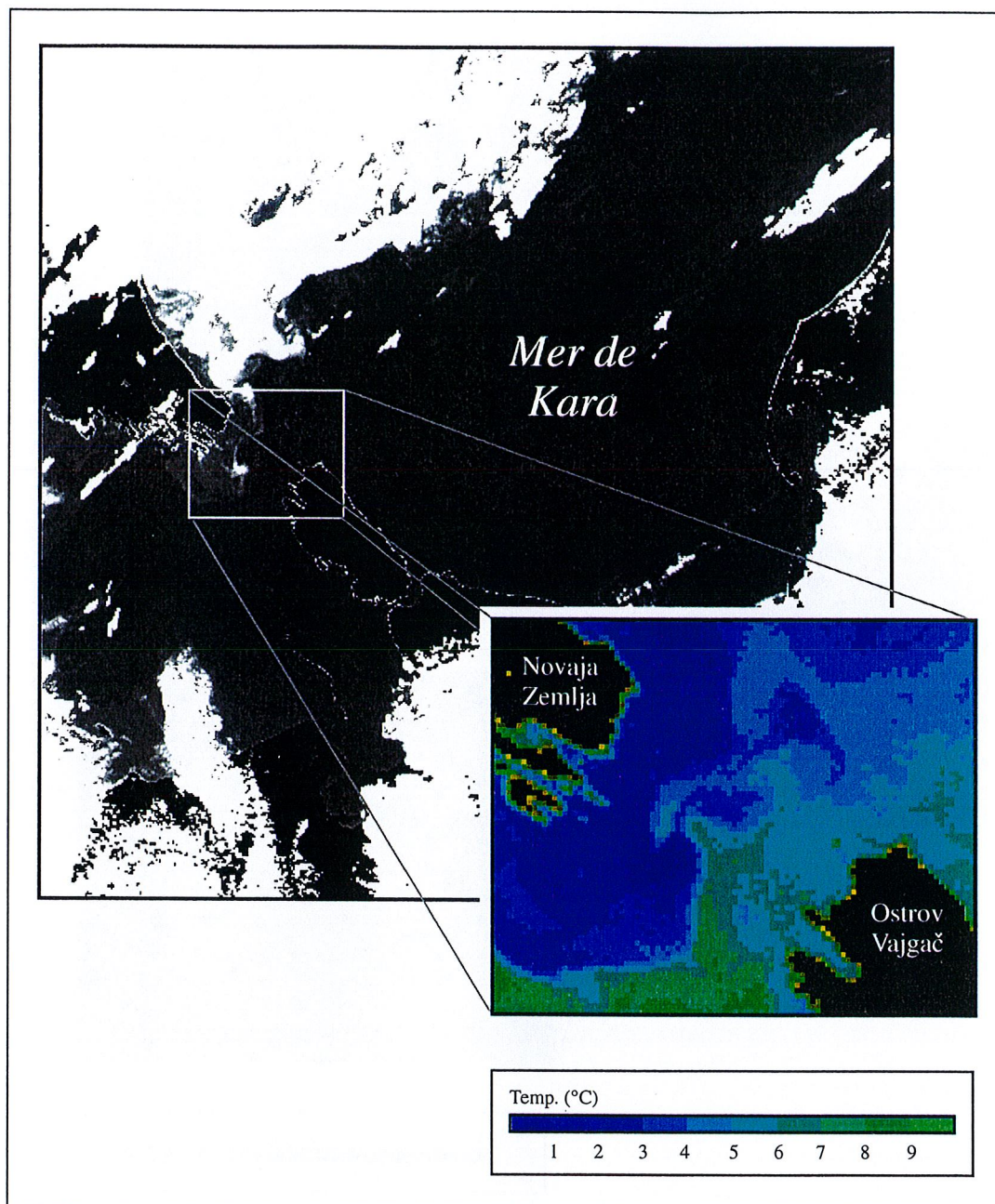


Figure 5.14. Thermographie AVHRR du 2 août 1994. Echange des masses d'eaux entre le sud-est de la mer de Barents et la mer de Kara dans proliv Karskie Vorota, dans le cas d'une circulation océanique induite par les vents.

Thermography AVHRR from 2 August 1994. Water masses exchange between the southeastern part of the Barents sea and the Kara sea in proliv Karskie Vorota, in the case of a wind-driven oceanic circulation.

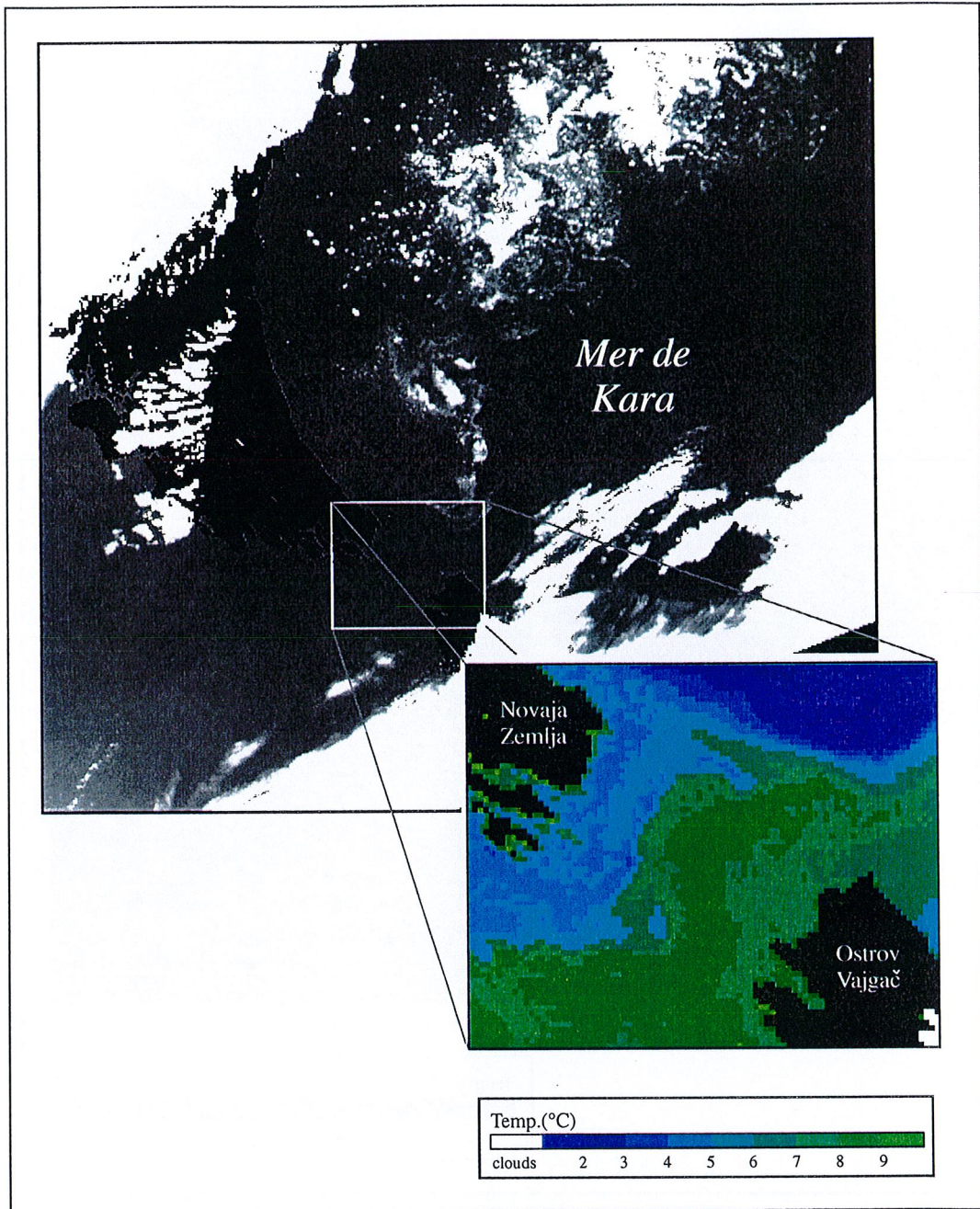


Figure 5.15. Thermographie AVHRR du 18 août 1994. Echange des masses d'eaux entre le sud-est de la mer de Barents et la mer de Kara dans proliv Karskie Vorota, dans le cas de la circulation océanique permanente.

Thermography AVHRR from 18 August 1994. Water masses exchange between the southeastern part of the Barents sea and the Kara sea in proliv Karskie Vorota, in the case of a permanent oceanic circulation.

5.4 Les résurgences d'eaux froides.

Il n'est plus besoin de préciser l'intérêt suscité par les "upwellings" ou résurgences d'eaux froides parmi les océanographes, ni les nombreuses études qui leur ont été consacrées. Intérêt qui a d'abord été économique, les régions de remontées d'eaux étant généralement associées à des eaux poissonneuses. Sous l'influence du vent, les remontées d'eaux froides assure un apport des sels nutritifs en surface qui favorise la photosynthèse et le développement de toute la chaîne alimentaire. Mais également intérêt scientifique puisque les zones de résurgence constituent de véritables "laboratoires" d'observation pour l'étude de toute une gamme de situations écologiques allant d'une eau très riche en nutriments mais presque entièrement dépourvue de vie, à une eau où le développement intense des ressources biologiques épuise les réserves de sels nutritifs (Jacques et Treguer, 1986). C'est au cours des années 1970 que l'intérêt porté à l'étude de ces phénomènes de résurgences s'est le plus clairement manifesté, donnant lieu à de nombreuses conférences : Barcelone en mars 1970, Marseille en mai 1973, Kiel en septembre 1978 ou encore Los Angeles en février 1980. Pour une bonne documentation concernant les upwellings, le lecteur pourra consulter l'ouvrage de Richards (1981) qui regroupe une grande partie des travaux présentés lors de la conférence de Los Angeles et où sont développés à la fois les aspects physiques, biologiques et chimiques associés aux phénomènes de résurgences. La plupart des études consacrées aux remontées d'eaux froides concernent les régions tropicales et tempérées où l'on observe les upwellings les plus importants comme ceux de Mauritanie ou des côtes péruviennes. En revanche, il est très difficile de se documenter sur les résurgences qui ont lieu dans l'Arctique. Bien que l'océan Glacial Arctique ne soit pas une région privilégiée pour la formation des résurgences, notamment en raison de la circulation générale océanique - contrairement à l'Atlantique et au Pacifique où les grandes girations anticycloniques favorisent le développement des upwellings côtiers, la circulation océanique dans les mers arctiques forment des boucles cycloniques -, ces phénomènes ne sont pas totalement inexistantes. On distingue deux types de résurgences dans l'Arctique : d'une part les upwellings côtiers, semblables à ceux des latitudes tropicales et tempérées, d'autre part des upwellings qui se développent sur le rebord des glaces. Buckley *et al.* (1979) ont observé ce type de remontée d'eaux profondes en décembre 1977 au nord du Spitsberg. Contrairement aux upwellings des régions plus méridionales, ce ne sont pas des eaux froides mais les eaux chaudes et salées de l'Atlantique qui sont apportées en surface. Selon les auteurs, en plus de leur rôle dans l'apport des sels nutritifs en surface et le développement des richesses biologiques exploitables, ces résurgences joueraient peut-être un rôle dans la formation des eaux profondes. En effet, une fois ces eaux chaudes et salées arrivées à la surface, elles sont refroidies et, leur densité augmentant, elles s'enfoncent à nouveau vers le fond.

Sur les thermographies AVHRR de 1994 dont nous disposons, nous avons pu suivre l'évolution d'une résurgence d'eaux froides le long de la côte occidentale de poluostrav Jamal, de la mi-juillet, date à laquelle la résurgence était déjà bien en place, au début d'août, date de sa disparition. Ne disposant d'aucune information relative à cet upwelling, qu'il s'agisse de sa localisation, de sa

fréquence d'apparition, etc., nous nous contentons d'en faire une analyse descriptive basée sur l'observation des structures de surface visibles sur l'imagerie satellitaire. Nous pouvons cependant penser que la côte occidentale de poluoostrov Jamal est propice à la formation des résurgences, car en 1988, à peu près à la même époque, nous constatons une remontée d'eaux froides au même emplacement (figure 5.16). Le 18 juillet 1994, alors qu'une dépression qui s'étend au sud de la mer de Kara génère des vents du nord au niveau de poluoostrov Jamal, nous observons deux tâches d'eaux froides localisées à la hauteur de mys Marresalja et mys Kharasovoy. Les upwellings sont déjà bien en place, en raison des vents de nord-est qui ont soufflé dans la région les jours précédents. Entre le 18 et le 29 juillet, les basses pressions sur le nord de la Russie se sont légèrement déplacées vers le sud entraînant un changement d'orientation des vents qui soufflent alors de l'est. Le changement de régime des vents a pour conséquence la disparition de la tâche d'eaux froides du mys Marresalja et une remontée de l'upwelling du mys Kharasovoy, qui s'étend également plus à l'ouest. A partir du 30 juillet, la situation météorologique change totalement ; un centre de hautes pressions situé au nord de la mer Blanche et les basses pressions qui s'étendent au-dessus de l'archipel Severnaja Zemlja génèrent des vents d'ouest. Le 2 août 1994, on constate un affaiblissement de la résurgence ; son emplacement est toujours le même que précédemment, mais le gradient de température a nettement diminué.

L'observation détaillée de ces résurgences d'eaux froides révèle la complexité et la non-uniformité spatiale de tels phénomènes. On distingue de nombreuses digitations à leur périphérie, des tourbillons cycloniques et anticycloniques, ainsi que de longs filaments sinueux qui s'infiltrent dans les eaux adjacentes plus chaudes. La présence des filaments associés aux upwellings est encore mystérieuse. Selon Crépon (communication personnelle, 1997), ils seraient liés à des phénomènes d'instabilité non linéaire. Kahru *et al.* (1995) précisent qu'ils apparaissent lorsque le front de la résurgence devient instable. Il semble, en tout cas, jouer un rôle important dans le transport des eaux et des substances sur de longues distances (Kahru *et al.*, 1995).

Nous pouvons nous interroger sur la discontinuité de l'upwelling détecté par l'image du 18 juillet 1994. Pourquoi une langue d'eaux chaudes séparent les deux zones de remontée d'eaux froides ? Millot (1979) et Millot et Wald (1980) ont étudié les zones d'upwelling dans le golfe du Lion en Méditerranée. Ils ont montré que les upwellings se développaient plus intensément le long des côtes rectilignes que dans les environs des caps ou des baies. L'interprétation qu'ils donnent de cette observation est la suivante : au voisinage d'un cap ou d'une baie, un upwelling qui se forme dans une certaine région entraîne généralement la formation d'un enfoncement, ou "downwelling", dans une région voisine, si bien que les deux phénomènes s'atténuent l'un l'autre. Dans notre cas, les deux caps formés par une côte sablonneuse s'étirant sur une distance d'environ 70 - 80 kilomètres favoriseraient la formation des remontées d'eaux, alors que devant la côte moins régulière et moins étendue qui s'étend entre les deux caps, l'upwelling serait atténué.

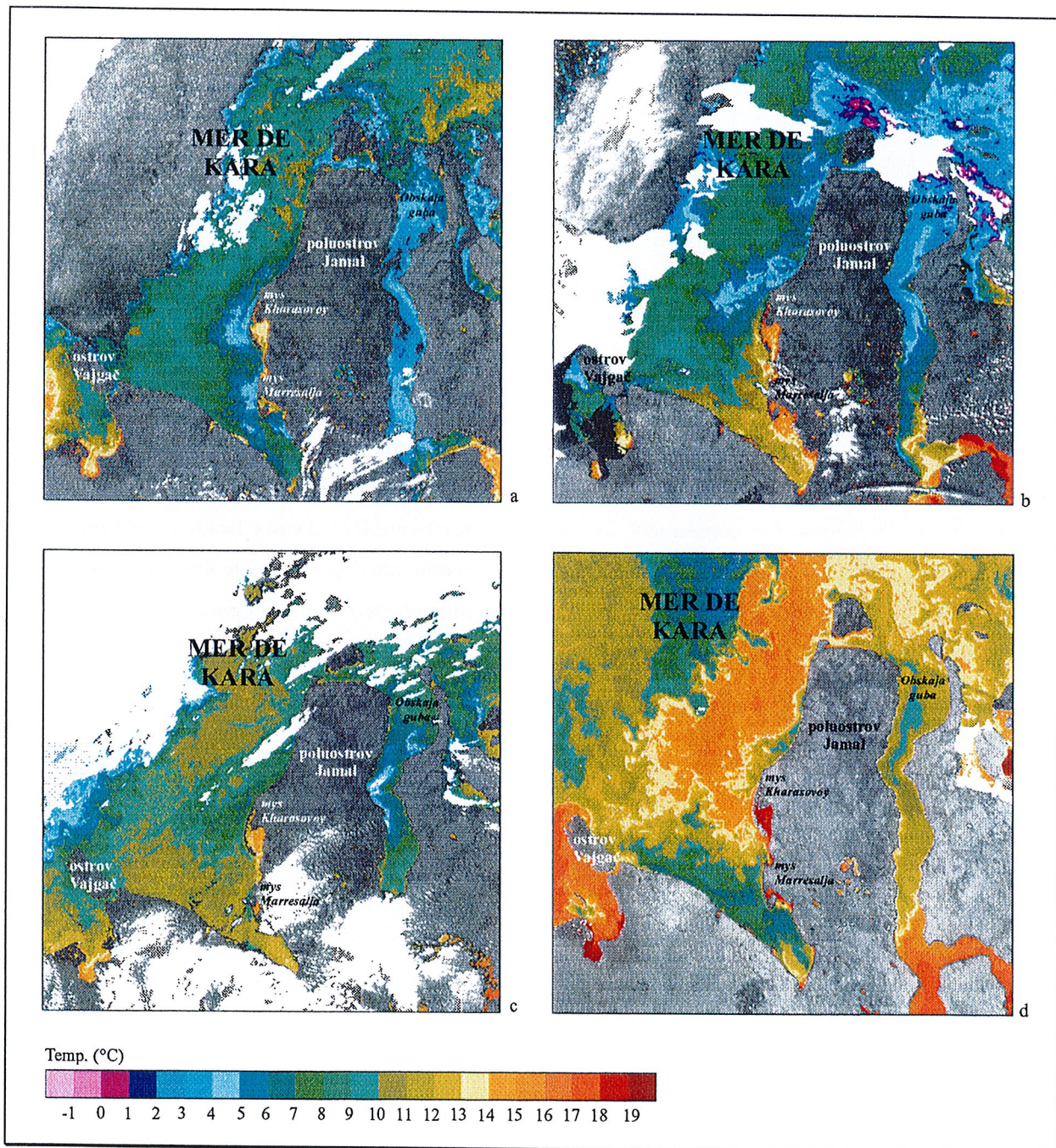


Figure 5.16. Etude de résurgences d'eaux froides à partir des thermographies AVHRR acquises dans le sud-ouest de la mer de Kara le 18 juillet 1994 (a), 29 juillet 1994 (b), le 2 août 1994 (c) et 5 août 1988 (d).

Study of upwellings on thermography AVHRR over the southwestern part of the Kara sea, from 18 July 1994 (a), 29 July 1994 (b), 2 August 1994 (c) and 5 August 1988 (d).

Pour terminer ce paragraphe, nous avons voulu voir si de telles conditions de vent pouvaient avoir une influence sur la remise en suspension des sédiments. Pour cela, nous avons calculé la profondeur d'Ekman D , en nous basant sur la formule proposée dans Jacques et Treguer (1986) :

$$D = \frac{\pi}{\sqrt{\rho|f|/2\mu_v}}$$

ρ : masse volumique de l'eau de mer

f : paramètre de Coriolis = $2\omega\sin f$, où ω est la vitesse angulaire de la rotation de la terre ($7,29.10^{-5}$ radian.s⁻¹), f la latitude

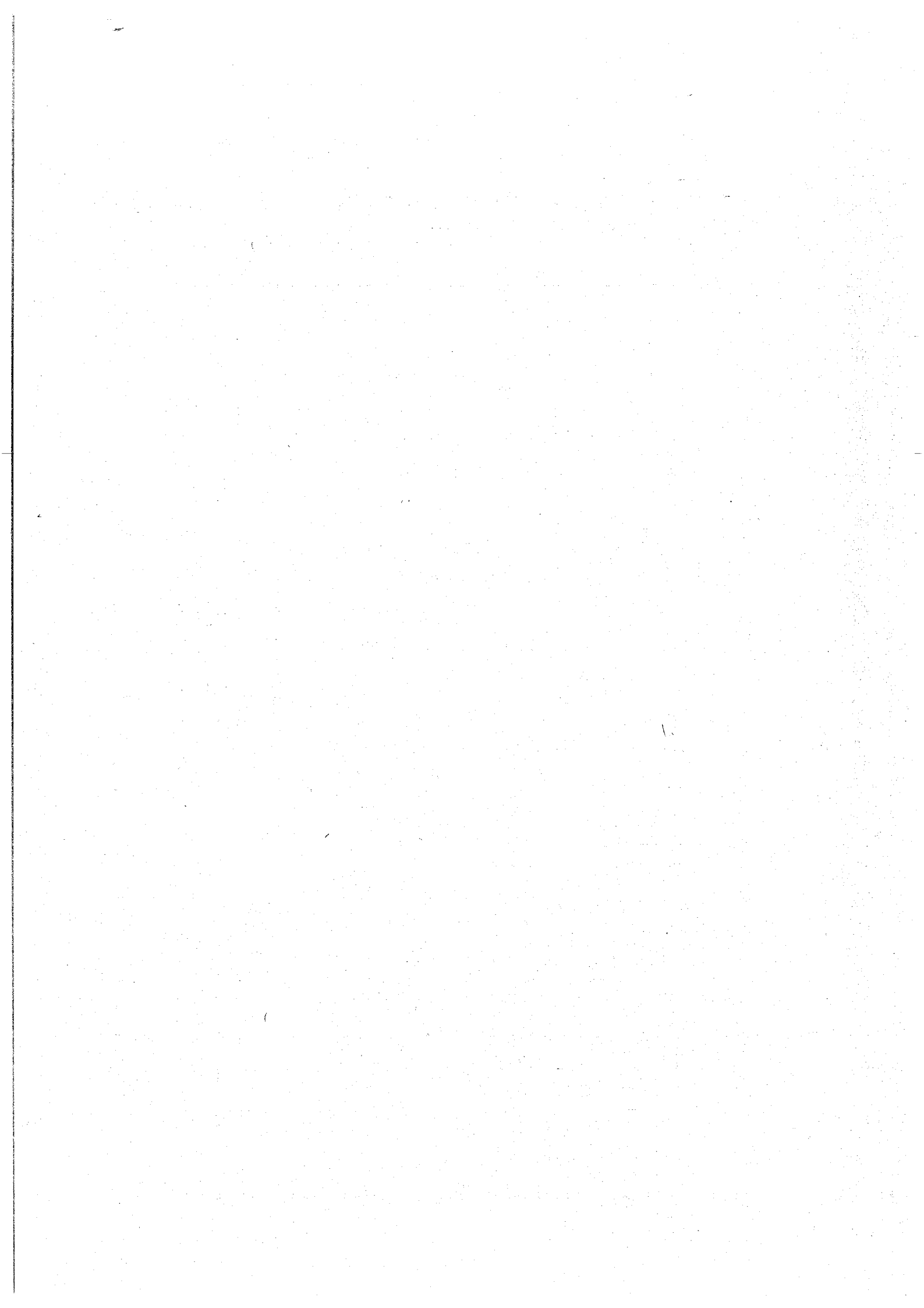
μ_v : coefficient de viscosité turbulente.

Nous avons utilisé les coefficients de viscosité turbulente et la masse volumique de l'eau de mer fournis par Lacombe (1965). Pour une eau de salinité 25‰ et à une température de 5°C, nous avons calculé une profondeur d'Ekman de 47 mètres. Or, devant la côte de poluostrov Jamal, les fonds ne dépassent pas 25 mètres. Par conséquent, la formation des remontées d'eaux froides à cet endroit occasionne très certainement la remise en suspension des sédiments déposés sur le fond, ainsi que les polluants qui leur sont associés. Une fois en surface, ces polluants peuvent alors parcourir de longues distances, transportés par les filaments des upwellings.

- CHAPITRE 6 -

**LA RÉPARTITION ET LA DÉRIVE DES GLACES DE MER,
LE TRANSPORT DES SÉDIMENTS**

6.1	Les glaces de mer	115
6.1.1	La répartition des glaces dans les mers de Barents et de Kara	115
6.1.2	La dérive des glaces de mer dans les mers de Barents et de Kara	121
6.1.3	Les polynies	128
6.2	Le transport sédimentaire	131
6.2.1	L'extension des panaches de reka Ob' et Enisej	132
6.2.2	Autres apports continentaux	139
6.2.3	Scénario possible pour le transport des polluants par les glaces	141



- Chapitre 6 -

**LA REPARTITION ET LA DERIVE DES GLACES DE MER
LE TRANSPORT DES SEDIMENTS**

Nous abordons dans ce chapitre deux thèmes auxquels nous nous sommes intéressés durant ce travail de thèse et qui sont les glaces de mer et le transport des sédiments. Dans un premier temps, nous étudions la répartition et la dérive des glaces dans les mers de Barents et de Kara, fortement influencées par les conditions météorologiques et océanographiques particulières qui règnent dans ces deux bassins. Nous abordons en quelques lignes le mécanisme de formation et le rôle des polynies, ces "oasis" des paysages polaires. Dans un deuxième temps, nous nous intéressons au transport des sédiments, principalement dans la mer de Kara, où se déversent les grands fleuves de Sibérie occidentale, ainsi que dans le sud-est de la mer de Barents. Nous nous attardons plus spécifiquement sur les phénomènes de transport dans la mer de Kara, sous l'influence des vents et de la morphologie du bassin. Enfin, nous concluons ce chapitre par une discussion sur les interactions entre sédiments et glaces de mer et le risque inféré aux transport des polluants.

6.1 Les glaces de mer

6.1.1 La répartition des glaces dans les mers de Barents et de Kara

La mer de Barents

Dans la mer de Barents, les glaces, formées localement pour leur majeure partie, restent cantonnées au nord du 75^{ème} parallèle nord. Cependant, des glaces âgées de plusieurs années et originaires du bassin arctique pénètrent dans le nord de la mer par le détroit qui sépare Kvitøya et l'archipel Zemlya Franca Iosifa. D'autres glaces venues de la mer de Kara dérivent principalement entre l'extrémité nord de Novaja Zemlja et l'archipel Zemlya Franca Iosifa (Vinje, 1985). Le sud de la mer reste libre de glaces tout au long de l'année, en raison des courants relativement chauds qui entrent le long des côtes du nord de la Norvège et de la Russie. La formation de la glace commence habituellement dès la fin septembre. La couverture de glace s'étend alors rapidement en direction du sud pendant l'hiver pour atteindre son maximum fin avril. La surface maximale couverte par les glaces s'étend sur une superficie de 1 million de km², ce qui équivaut à environ 70% de la surface totale de la mer de Barents (Rey, 1993). La débâcle débute généralement en mai, mais c'est seulement au mois de juin qu'elle devient plus rapide. De juillet à septembre, il n'y a plus ou très peu de glace dans la mer de Barents. Toutefois, lorsque l'hiver est un peu plus rigoureux, la couverture de glace peut persister tout au cours de l'année (Zenkevitch, 1963).

L'extension des glaces en mer de Barents montre des variations interannuelles qui reflètent la variabilité des facteurs météorologiques et océanographiques (Vinje, 1985). Plusieurs auteurs ont notamment montré que la position et l'intensité des centres de haute et de basse pression et des vents associés, ont une influence considérable sur l'entrée des eaux atlantiques dans la mer de Barents et par conséquent, sur la formation et la position du rebord des glaces (Vinje, 1976-1982, in Vinje and Kvambekk, 1991 ; Ådlandsvik, 1989 ; Ådlandsvik and Loeng, 1991).

S'ajoutent aux variations interannuelles, des variations cycliques de trois à cinq ans, en réponse aux fluctuations de température engendrées par l'influx plus ou moins important des eaux atlantiques (Zilanov and Luka, 1987 ; Midttun and Loeng, 1987). Une période de onze ans, qui correspond à un cycle de l'activité solaire, a également été proposée pour relier les fluctuations de températures de la mer avec l'englacement (Bochkov, 1976 in Midttun and Loeng, 1987). Des études plus récentes d'une série temporelle des températures de l'eau mesurées depuis 1920 le long d'un transect situé au nord de poluostrov Kola, par 33°30' E, indique un cycle principal d'une période de 3,2 ans (Loeng, 1991). Loeng *et al.* (1983) mentionnent un décalage d'à peu près six mois entre les fluctuations de la couverture des glaces constatées dans l'est de la mer de Barents et les variations de températures mesurées dans la partie ouest. Divers auteurs expliquent cette cyclicité des températures de la mer et de la couverture des glaces par la formation des eaux profondes dans la mer de Barents.

Sur la figure 6.1 sont tracées les variations de la superficie couverte par les glaces en mer de Barents, au cours des années 1966 à 1988, pour la fin des mois d'avril et août. La superficie couverte par les glaces à la fin avril était d'environ 700.10^3 km^2 pour les années 1973-1976 et de 1150.10^3 km^2 en 1969 et 1979 ; la variabilité annuelle du maximum d'extension des glaces atteint donc une superficie considérable de 450.10^3 km^2 au cours d'une période de quatre années (Vinje and Kvambekk, 1991). L'évolution générale depuis 1966 tend vers une diminution de la superficie couverte par les glaces de mer. Pour la région de la figure et au cours des vingt trois années (1966-1988), Vinje and Kvambekk (1991) calculent une régression annuelle de $5,4.10^3 \pm 2,7.10^3 \text{ km}^2$ de la couverture de glace. Cette tendance régressive de la couverture glacielle se constate également à long terme. Depuis la fin du siècle dernier, l'extension des glaces de mer à la fin de la débâcle a fortement régressé. Ce retrait de la limite des glaces, à la fois vers le nord et l'est du bassin, est le résultat d'un accroissement du flux d'entrée des eaux chaudes atlantiques dans la mer de Barents (Sear, 1988 in Vinje and Kvambekk, 1991).

La limite d'extension des glaces de mer montre une plus grande variabilité dans la partie est du bassin que dans la partie ouest. L'extension des glaces est limitée vers le sud par le front hydrologique polaire. Comme nous l'avons déjà mentionné dans le chapitre précédent, dans l'ouest de la mer de Barents, le gradient de températures entre les eaux froides arctiques et les eaux chaudes atlantiques est

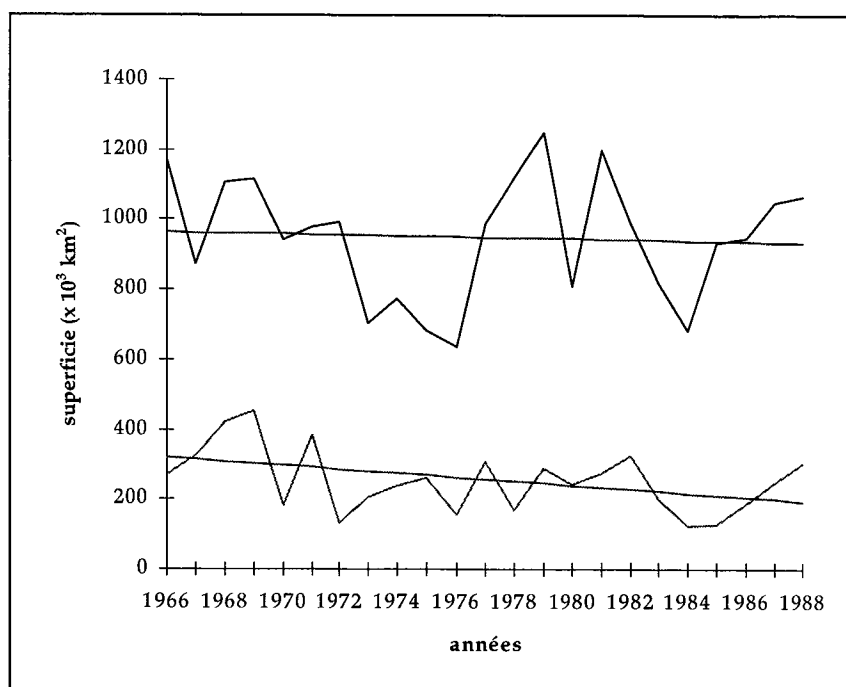


Figure 6.1. Superficie annuelle couverte par les glaces dans la mer de Barents à la fin du mois d'avril (courbe du haut), ainsi qu'à la fin août (courbe du bas), pour la période 1966 - 1988 (d'après Vinje and Kvambekk, 1991).

Annual ice-covered area in the Barents sea, at the end of April (upper) and at the end of August (lower) as observed for the period 1966 - 1988 (after Vinje and Kvambekk, 1991).

relativement élevé et le front polaire est par conséquent très marqué. En revanche, dans la partie est de la mer, les eaux chaudes en provenance de l'Atlantique nord se sont refroidies au cours de leur avancée progressive dans la mer, entraînant une diminution notable du gradient de températures. La couche de mélange entre les eaux arctiques et atlantiques est donc plus diffuse et le front polaire est moins prononcé (figure 6.2, Loeng, 1991 ; Vinje and Kvambekk, 1991 ; Rey, 1993).

Nous ne disposons pas de beaucoup d'images montrant la couverture des glaces dans la mer de Barents. Cependant, sur l'image mosaïque des 17 et 19 juin 1994 qui montre l'étendue de la banquise dans les mers de Barents et de Kara (figure 6.3), la partie sud du rebord des glaces montre une forme typique, s'étendant entre le sud du Spitsberg et la pointe septentrionale de Novaja Zemlja, en accord avec les observations à long terme effectuées par les Russes (Atlas of the Oceans, 1980, in Vinje, 1985).

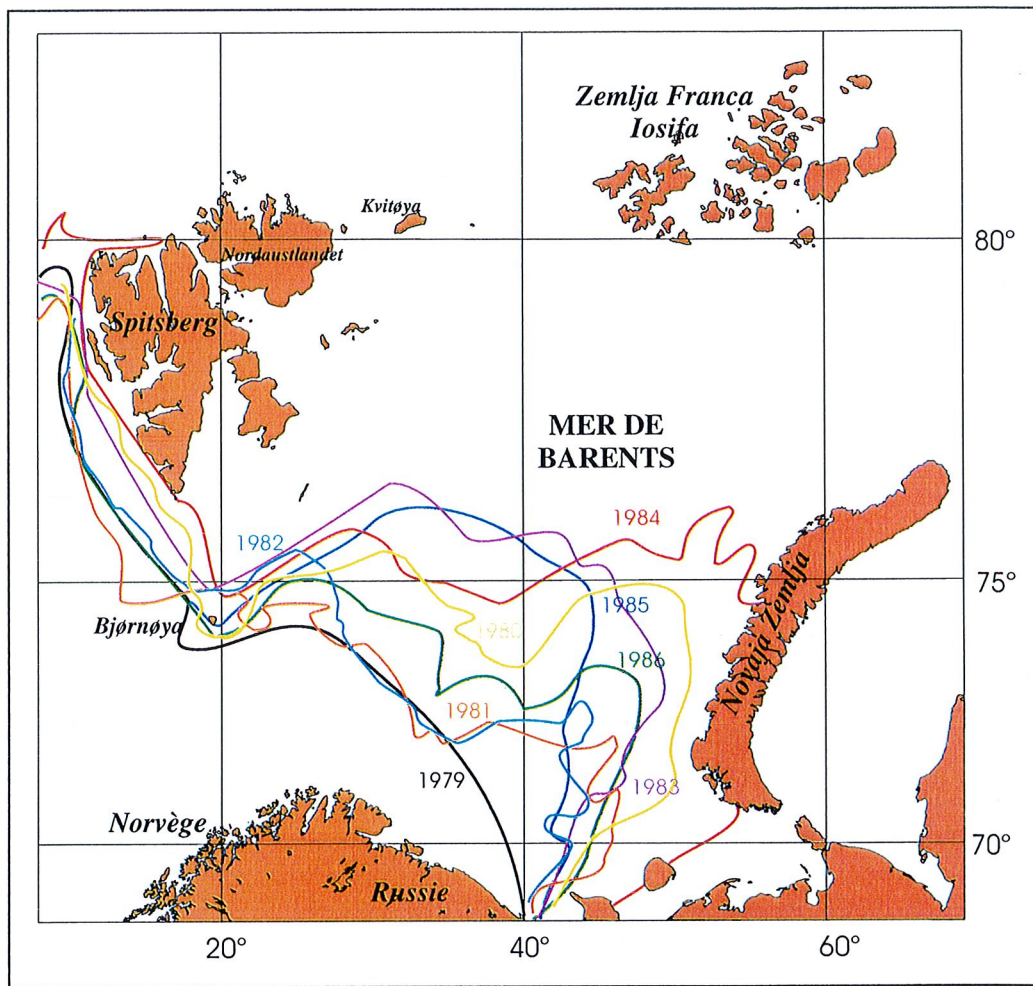


Figure 6.2. Extension maximale de la banquise dans la mer de Barents, pour la période 1979 - 1986 (d'après Loeng, 1991 ; Rey, 1993).

Maximum ice cover in the Barents sea, for the period 1979 - 1986
(after Loeng, 1991 ; Rey, 1993).

La mer de Kara

Contrairement à la mer de Barents, largement ouverte sur l'océan atlantique nord, et qui reçoit les eaux relativement chaudes de la dérive nord atlantique, la mer de Kara est une mer très fermée. Sa plus grande ouverture se situe entre l'extrémité nord de Novaja Zemlja et l'archipel Severnaya Zemlja, où les eaux de la mer de Kara communiquent avec celles du nord de la mer de Barents, ainsi qu'avec les eaux du bassin arctique. En plus de cette large ouverture, deux détroits, proliv Vil'kickogo au nord-est, et proliv Karskie Vorota au sud-ouest, permettent l'échange des eaux et des glaces de la mer de Kara avec, respectivement, celles de la mer des Laptev et celles de la mer de Barents. Cette position enclavée de la mer de Kara a pour conséquence que, presque toute la mer se retrouve bloquée par les glaces pendant la saison hivernale et que la couverture de glace occupe la mer pendant une très longue partie de l'année. La formation de la couverture glacielle débute en septembre dans la partie nord de la mer. D'octobre à mai, les glaces à différents stades de développement recouvrent approximativement une superficie de $830 \cdot 10^3 \text{ km}^2$. Leur épaisseur varie de 1,5 m à 2 m en moyenne

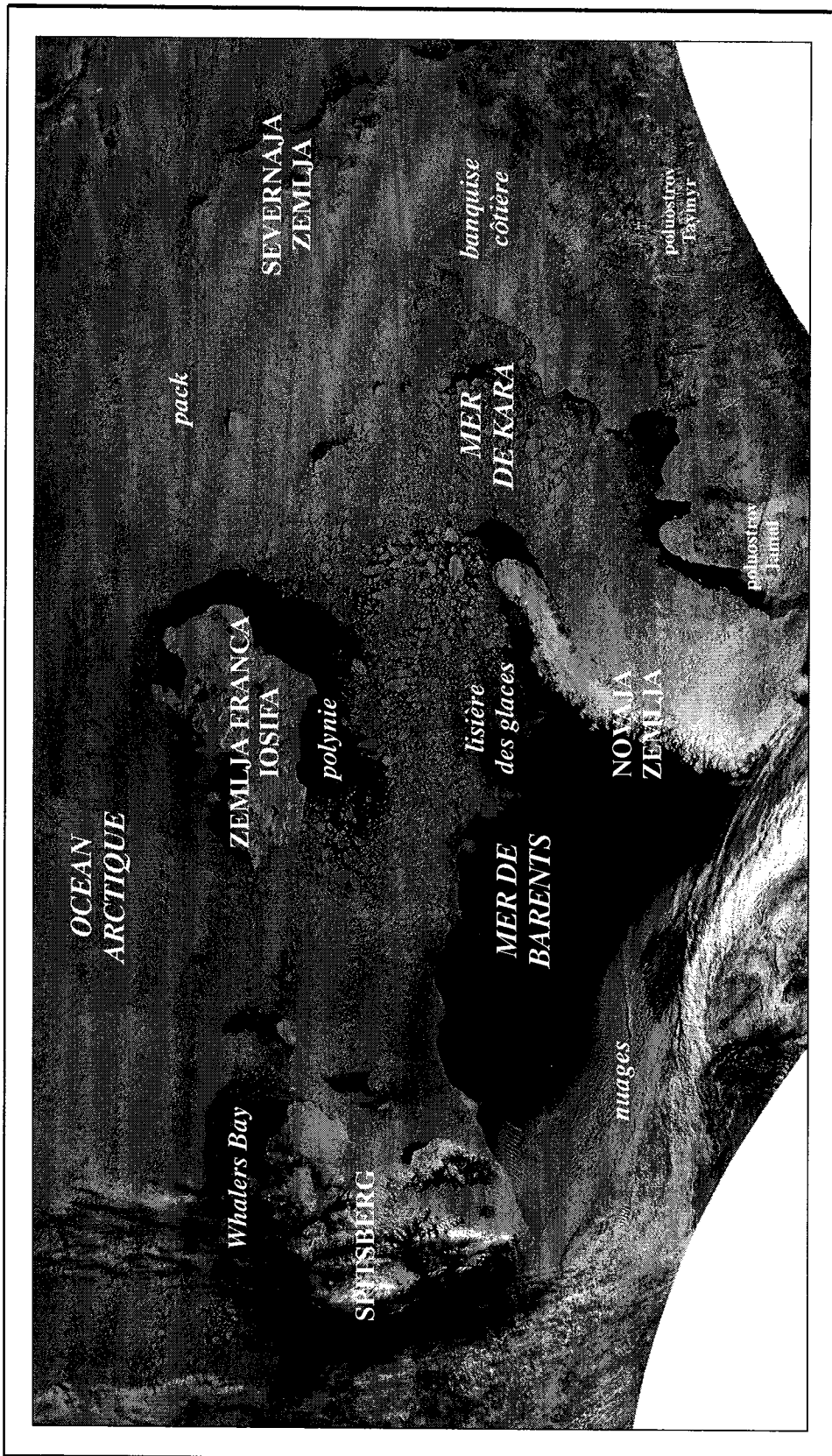


Figure 6.3. Image mosaïque AVHRR réalisée à partir de deux scènes acquises les 17 et 19 juin 1994. L'image montre l'extension des glaces de mer et des polynies dans les mers de Barents et de Kara (in Anselme, 1998).

NOAA mosaic image compiled from AVHRR near infrared data acquired on June 17th, 1994 and June 19th, 1994. The image shows ice cover and location of polynyas in the Barents and Kara sea (in Anselme, 1998).

selon Pavlov *et al.* (1994), les plus épaisses se trouvant dans la partie nord-est de la mer, entre ostrov Belij et arhipelag* Nordenšel'da (archipel de Nordenskjöld). Lorsque la fonte des glaces commence, généralement au cours du mois de mai, les premières zones libérées sont celles situées le long de la banquise côtière, qui correspondent à l'emplacement des polynies.

L'image présentée figure 6.3 montre une banquise côtière qui couvre une superficie considérable (en gris clair uniforme). Cette banquise s'étend tout le long de la côte dans la partie est de la mer de Kara, depuis la côte occidentale de poluostrov Jamal, jusqu'à poluostrov Taymyr, où les glaces recouvrent la mer vers le nord et encerclent les îles de l'archipel de Severnaya Zemlya. Elle envahit aussi les estuaires longs et étroits de l'Ob' et de l'Enisey. La banquise côtière couvre également la mer sur la côte est de l'archipel du Svalbard, ainsi qu'autour de l'archipel Zemlya Franca Iosifa. Dans la mer de Kara et autour de l'archipel Zemlya Franca Iosifa, au-delà de la banquise côtière, de vastes étendues d'eau, libres de glaces, les polynies, apparaissent en noir sur l'image. Ces ouvertures, véritables discontinuités dans le carcan formé par les glaces de mer, sont les premières zones libérées lorsque la fonte des glaces commence, généralement au cours du mois de mai. Excepté ces larges régions d'eau mouvante, toute la mer de Kara et le nord de la mer de Barents sont comme figés par les glaces.

Les glaces amalgamées formant le pack, présentent des structures différentes. Dans le nord et le sud de la mer, et malgré la couverture nuageuse qui masque en partie la banquise, nous constatons une densité des glaces plus importante que dans la partie centrale du bassin. Le pack, constitué par de nombreux floes agglomérés entre eux par de la glace moins épaisse (albédo plus faible) nouvellement formée dans les chenaux d'eau libre, apparaît assez compact. Dans le centre de la mer en revanche, la couverture des glaces est beaucoup plus diffuse. La glace des chenaux qui enserrait les floes a en partie fondue, isolant ainsi une multitude de radeaux de glace, de tailles variées, qui dérivent librement au gré des vents et des courants océaniques. Selon Milligan (1969, in Hanzlick and Aagaard, 1980), une région qui s'étend au nord-est de la pointe septentrionale de Novaja Zemlja, est souvent la dernière région à être prise par les glaces de mer. L'épaisseur moyenne de la glace dans cette région est aussi considérablement inférieure à celle des autres régions de la mer de Kara. Des courants relativement chauds provenant du sud de la mer de Barents et circulant vers le nord du bassin, ainsi que l'entrée au nord des eaux intermédiaires atlantiques plus chaudes et plus salées qui suivent la fosse de Sviataïa Anna, entre les archipels de Zemlya Franca Iosifa et de Severnaya Zemlya, favorisent la fonte des glaces. Hanzlick and Aagaard (1980) mentionnent également des régions pour lesquelles le flux de chaleur sensible des eaux originaires de l'Atlantique, influence l'épaisseur et l'étendue couverte par les glaces dans la mer de Kara. La banquise côtière reste ancrée à la terre jusqu'aux mois de juin-juillet, avant de se fragmenter en une multitude de floes qui sont emportés par les vents et les courants (chapitre 5, figure 5.16 a). Les glaces qui emprisonnent les fleuves ont commencé à fondre dans le fond des interminables estuaires, notamment dans l'Enisej et le Tazovskaja, affluent de l'Ob'. Il

en est de même pour l'estuaire de l'Ob', qui apparaît libre de glace sur les images de juin 1988 (chapitre 4, figure 4.1). Fin juillet, début août, une grande partie des glaces côtières, incluant celles qui recouvraient les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej, a disparu (chapitre 4, figure 4.1 - chapitre 5, figure 5.11). Seules persistent quelques plaques de glace le long de la côte occidentale de poluostrov Jamal, ainsi que dans la région située juste à mi-chemin entre les deux estuaires. Sur l'image du 5 août 1988, une quantité plus importante de glace bloque encore Bajdarackaja guba. Début août, presque toute la mer de Kara est libérée des glaces, à l'exception d'une région à l'est de Novaja Zemlja. Ce "massif de glace" est un phénomène caractéristique de la mer de Kara et a été décrit par de nombreux auteurs (Zubov, 1943 ; Pavlov and Pfirman, 1995). La présence de la glace dans cette région est très certainement liée à la circulation cyclonique de surface. Ce massif persiste généralement jusque tard dans l'été et parfois même, jusqu'à l'hiver suivant (Pavlov and Pfirman, 1995).

6.1.2 La dérive des glaces de mer dans les mers de Barents et de Kara

La banquise, mince pellicule de glace qui flotte sur les eaux de l'océan Arctique et de ses mers adjacentes, n'est pas immobile, mais soumise à un constant mouvement. Sous l'influence de la rotation de la Terre, des courants marins et des vents, elle dérive continuellement. Aujourd'hui, les mouvements des glaces font l'objet d'un suivi régulier, grâce, d'une part, aux bouées dérivantes placées sur la banquise et localisées en permanence par le système Argos, et d'autre part, aux satellites opérant dans le visible, l'infrarouge ou les micro-ondes (Kergomard, 1989 ; Dech, 1989 ; Anselme, 1997).

Le suivi des glaces marines est indispensable pour l'aide à la navigation (route maritime du Nord), le trafic étant appelé à se développer dans les prochaines années, notamment dans le nord de la mer de Barents et dans sa partie sud-est, régions très convoitées pour leurs ressources en gaz et hydrocarbures. Au-delà de ces considérations pratiques, les glaces de mer ont un rôle considérable dans le système climatique terrestre. Elles constituent un indicateur extrêmement sensible des changements climatiques et intéressent fortement les climatologues, dont les modèles prévoient un réchauffement global de la planète, amplifié au niveau des régions polaires, suite à l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère (Steffen and Schweiger, 1991). La circulation océanique de surface dans le bassin arctique est, comme nous l'avons vu, caractérisée d'une part, par une large boucle anticyclonique centrée en mer de Beaufort et, d'autre part, par la dérive transpolaire qui s'étire des côtes sibériennes à la mer du Groenland. La plupart des glaces formées dans les mers bordières de l'océan Arctique, après avoir transité dans le centre du bassin, portées par l'un des deux principaux systèmes de dérive, franchissent le détroit de Fram, qui sépare le Spitsberg du nord-est du Groenland, pour être entraînées par le courant du Groenland oriental. Selon Vinje and Finnekåsa (1986, in Kergomard, 1989), un volume de glace moyen compris entre 4000 et 5000 km³ traverse le détroit de Fram chaque année. Ce flux de glace flottante, qui est de loin, le plus important au monde, a des effets très marqués sur le climat régional et, à plus long terme, sur le climat de l'ensemble de la planète (Vorren *et al.*, 1992).

Comme la dérive des glaces dans la mer de Barents est principalement influencée par les vents, les échanges glaciels avec la mer de Kara et le bassin arctique sont largement dépendant de la circulation atmosphérique qui règne au-dessus de ces bassins. On constate par conséquent, une grande variabilité en ce qui concerne ces échanges de glace d'une année à l'autre. La quantité de glaces qui persiste dans la mer pendant l'été consécutif est directement fonction de ces échanges (Vinje and Kvambekk, 1991). Vinje (1985) a montré que, en moyenne, au cours d'une année, la mer de Barents importe des glaces du bassin arctique et de la mer de Kara pendant la période hivernale, alors qu'elle en exporte pendant la saison chaude. Comparé à l'important volume de glace qui sort de l'océan Arctique par le détroit de Fram chaque année, la mer de Barents importe seulement 37 km^3 de glace par an et en exporte entre 30 et 72 km^3 (Vinje, 1985, 1988). C'est en général au cours du printemps, entre les mois d'avril et de juin, que les glaces en provenance du bassin arctique pénètrent dans la mer de Barents, via les détroits qui séparent le Nordaustlandet, Kvitøya et l'archipel Zemlya Franca Iosifa, poussées par les vents de nord-est (Vinje, 1985). Les observations réalisées par Vinje (1967-1982) et Vinje and Steinbakke (1976, in Vinje, 1985) dans cette région entre les années 1970 et 1980, à partir de bouées dérivantes et d'images satellitaires, indiquent une dérive des glaces vers le sud-ouest, avec une vitesse moyenne comprise entre 3,8 et 9,6 km/jour. Mais, par vent fort, ces vitesses peuvent être bien plus élevées. Ainsi, entre le 25 et le 26 avril 1976, alors qu'un vent fort soufflait du nord-est, la vitesse moyenne des floes dérivant dans le détroit entre Kvitøya et le Nordaustlandet a été estimée à partir d'images Landsat, à 23 km/jour, avec une pointe à 47 km/jour (Vinje, 1985).

A partir du couple d'images acquises les 17 et 19 juin 1994, utilisé pour construire la mosaïque présentée sur la figure 6.3, nous avons déterminé la direction et la vitesse d'une quarantaine de floes qui dérivait dans les alentours de l'archipel Zemlya Franca Iosifa (figure 6.4). Afin de suivre le déplacement des glaçons sur les deux images, nous avons, après traitement selon le protocole décrit au chapitre 3, superposé les deux scènes AVHRR, pixel à pixel, en utilisant comme repères, les îles de l'archipel. L'effet de transparence de la scène située au-dessus est obtenu en calculant la moyenne des réflectances en chaque pixel sur la partie commune des images. Sur la figure 6.4 nous avons représenté les vecteurs indiquant le déplacement des îles de glace, qui indiquent leur direction. Pendant la période du 17 au 19 juin 1994, la situation météorologique était gouvernée par des hautes pressions centrées sur l'archipel de la Severnaya Zemlya. Les vents qui soufflaient du sud-est le 17 juin s'orientent progressivement à l'est-sud-est au cours de la journée du 18, pour prendre ensuite une direction est-nord-est le 19 juin. Sur l'image satellitaire, nous observons deux directions privilégiées pour le mouvement des glaces. Au nord et au nord-est de l'archipel, les glaces dérivent en direction du nord/nord-est. En revanche, celles situées au sud et au sud-est de l'archipel, se dirigent vers le nord/nord-ouest, poussés par les vents du sud-est. Sur la figure 6.4 les floes apparaissent en gris clair le 17 juin 1994 et en gris légèrement plus foncé le 19 juin 1994.

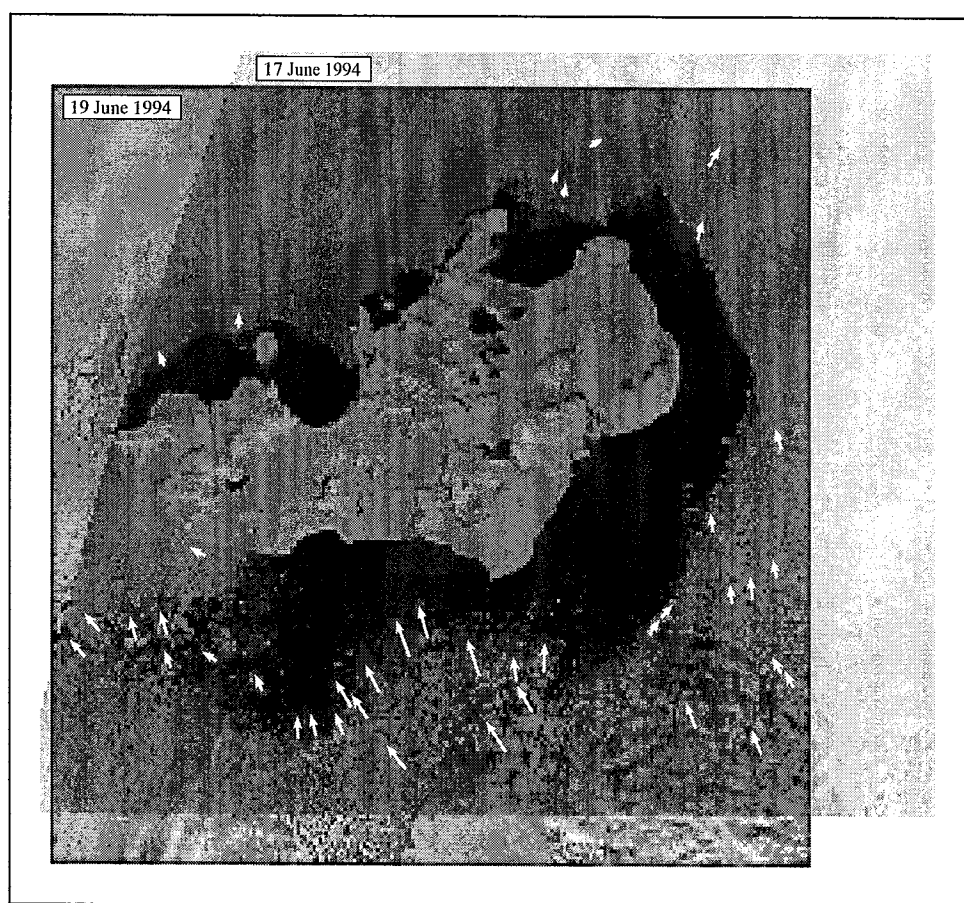


Figure 6.4. Image composite AVHRR dans la région de Zemlja Franca Iosifa. Les vecteurs indiquent la direction et la vitesse relative des floes entre le 17 et le 19 juin 1994. Des vents du sud-est soufflaient sur l'archipel au cours du 17, alors que le 19 juin, les vents d'est-nord-est dominaient.

AVHRR composite image over Zemlja Franca Iosifa. Ice-floe displacement and speed vectors from June 17th to June 19th, 1994, are superimposed to the image. On June 17th, South-easterly winds were blowing in the area, whereas on June 19th, prevailing winds were from East-North-East.

La longueur de ces vecteurs est proportionnelle à la vitesse de déplacement des floes. La vitesse moyenne de la dérive est de 8.5 km par jour, avec un maximum de 15 km par jour, au sud de l'archipel, où les floes sont plus dispersés. Bien que ces valeurs aient été calculées sur un nombre relativement faible de floes et sur une courte période, les vitesses déterminées sont en accord avec celles déterminées lors de travaux antérieurs. Pfirman *et al.* (1995c) relatent une des premières expériences concernant le suivi de la dérive des glaces, qui fut conduite entre les années 1930 et 1934. Au cours de cette série d'expériences, des bouées en bois furent mises à l'eau dans le nord-ouest de la mer de Kara. En supposant que les bouées aient quitté la mer de Kara par le nord, pour ensuite rejoindre le courant de la dérive transpolaire, elles atteignirent le nord de l'océan Atlantique où elles furent récupérées sur les côtes islandaises et norvégiennes, à la vitesse de 4,6 km par jour. Parmi toutes les bouées utilisées, une fut récupérée après seulement 250 jours, impliquant une vitesse de

déplacement de 14 km par jour. Un autre projet, le projet ICEXAIR, fut mené dans la mer de Barents au cours des années 1986 et 1987. Trois bouées déposées sur des icebergs au même instant et à la même longitude, mais à des latitudes différentes furent suivies. Les résultats de cette expérience indiquent une grande variabilité dans la direction suivie par chacune de ces bouées et la vitesse moyenne de dérive des glaces fut estimée à 17 km par jour (Vinje and Kvambekk, 1991).

Les échanges entre les mers de Barents et de Kara se concentrent dans le passage qui sépare l'archipel Zemlya Franca Iosifa de l'extrémité septentrionale de Novaja Zemlja. Environ 500 km³ de glace passent de la mer de Kara à la mer de Barents par ce détroit en hiver, tandis que seulement 72 km³ sont importés de la mer de Barents au cours de l'été (Vinje, 1988). Des glaces cheminent également d'une mer à l'autre, à travers l'étroit passage qui sépare le sud de Novaja Zemlja et ostrov Vajgač, le détroit des Portes de Kara. Selon Pavlov *et al.* (1994), une superficie équivalente à 98.10³ km² de glace passe chaque hiver de la mer de Barents à la mer de Kara par ce détroit, alors que 21.10³ km² seulement font le chemin inverse. La mer de Kara reçoit ainsi chaque année par ce détroit, un volume de glace estimé en moyenne à 4,6 km³ (Pavlov *et al.*, 1994). Dans la mer de Kara, les glaces dérivent préférentiellement vers le nord, notamment pendant l'automne et l'hiver, périodes pendant lesquelles les vents du sud prédominent dans la région. Le temps nécessaire pour que les glaces présentes en mer de Kara rejoignent la dérive transpolaire, puis atteignent le détroit de Fram, est estimé à 2 - 2,5 années (Pavlov *et al.*, 1994). Au printemps, les vents s'orientent dans la direction est-ouest, entraînant une dérive des glaces vers l'ouest. Enfin, au cours de la période estivale, les vents soufflant du nord poussent les glaces vers le sud de la mer (Pavlov *et al.*, 1994). La mer de Kara exporte également des glaces dans la mer des Laptev, environ 50 km³ par an selon Pavlov and Pfirman (1995), via proлив Vil'kickogo, qui sépare mys Čeljuskina à l'extrémité nord de poluostrov Taymyr, de l'archipel Severnaya Zemlya. La figure 6.5 illustre la dérive des glaces dans le centre et le sud de la mer de Kara, au cours de deux régimes de vent différents. Le 19 avril 1994, un centre dépressionnaire localisé sur la Russie, au sud de la mer Blanche, entraînait des vents de sud-est dans la mer de Kara (figure 6.5 a). Sur l'image satellitaire (figure 6.5 b), nous constatons un mouvement vers l'ouest de l'ensemble du pack, qui ne forme encore qu'un seul bloc compact, favorisant l'ouverture de larges chenaux sur la bordure ouest de la banquise côtière qui enserme les côtes depuis poluostrov Jamal jusqu'aux estuaires de l'Ob' et de l'Enisej. Un large chenal apparaît également tout le long de la façade occidentale de Novaja Zemlja et de ostrov Vajgač. Le 31 mai 1994, les dépressions centrées au large des côtes norvégiennes et sur l'archipel de Severnaya Zemlya et l'anticyclone situé sur la Russie induisent des vents de sud-ouest-sud dans le centre et le sud de la mer (figure 6.5 c). Le pack est, cette fois-ci, poussé vers l'est et des chenaux s'ouvrent le long des côtes orientales de Novaja Zemlja, ostrov Vajgač et de poluostrov Jugorskij, ainsi qu'à l'est de la banquise côtière qui entoure ostrov Belij (figure 6.5 d).

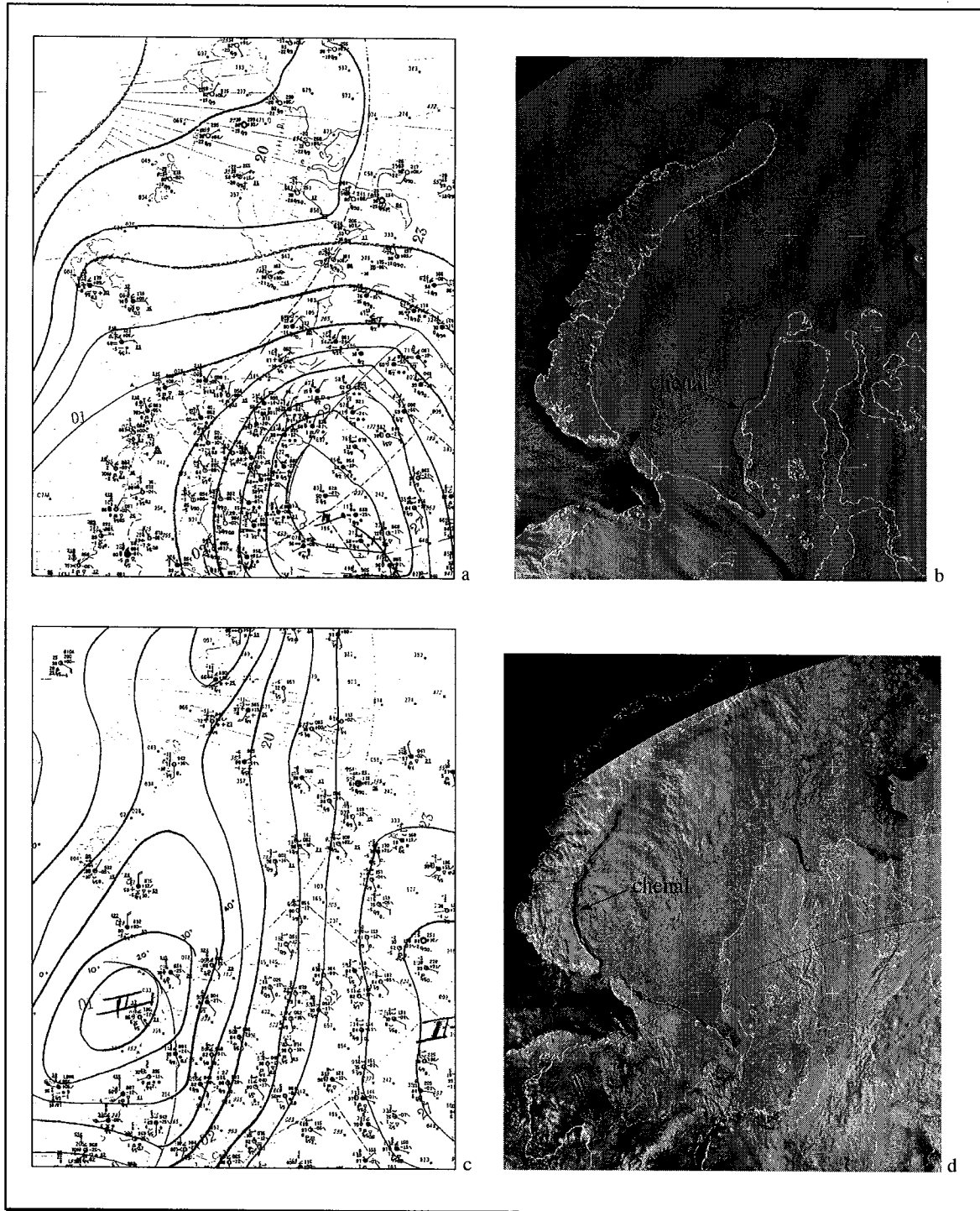


Figure 6.5. Situation météorologique et dérive du pack dans la mer de Kara, au cours du 19 avril 1994 (a, b) et du 31 mai 1994 (c, d).

Meteorological conditions and drifting of the pack ice in the Kara sea, for 19 April 1994 (a, b) and 31 May 1994 (c, d).

Nous avons ensuite étudié le déplacement d'une douzaine de floes dans le centre de la mer de Kara, à partir de deux images acquises respectivement le 31 mai 1994 et le 17 juin 1994. Sur la figure 6.6, nous avons pointé la position des îles de glace pour chacune des deux dates, ainsi que les vecteurs déplacement qui indiquent la direction moyenne qu'elles ont suivies au cours de cette période. Nous observons deux directions privilégiées : au nord d'une ligne reliant ostrova Arktičeskogo Instituta (îles de l'Institut Arctique) à la pointe septentrionale de Novaja Zemlja, les floes se dirigent majoritairement vers le sud-est, tandis qu'ils prennent une direction est-nord-est au sud de cette même ligne.

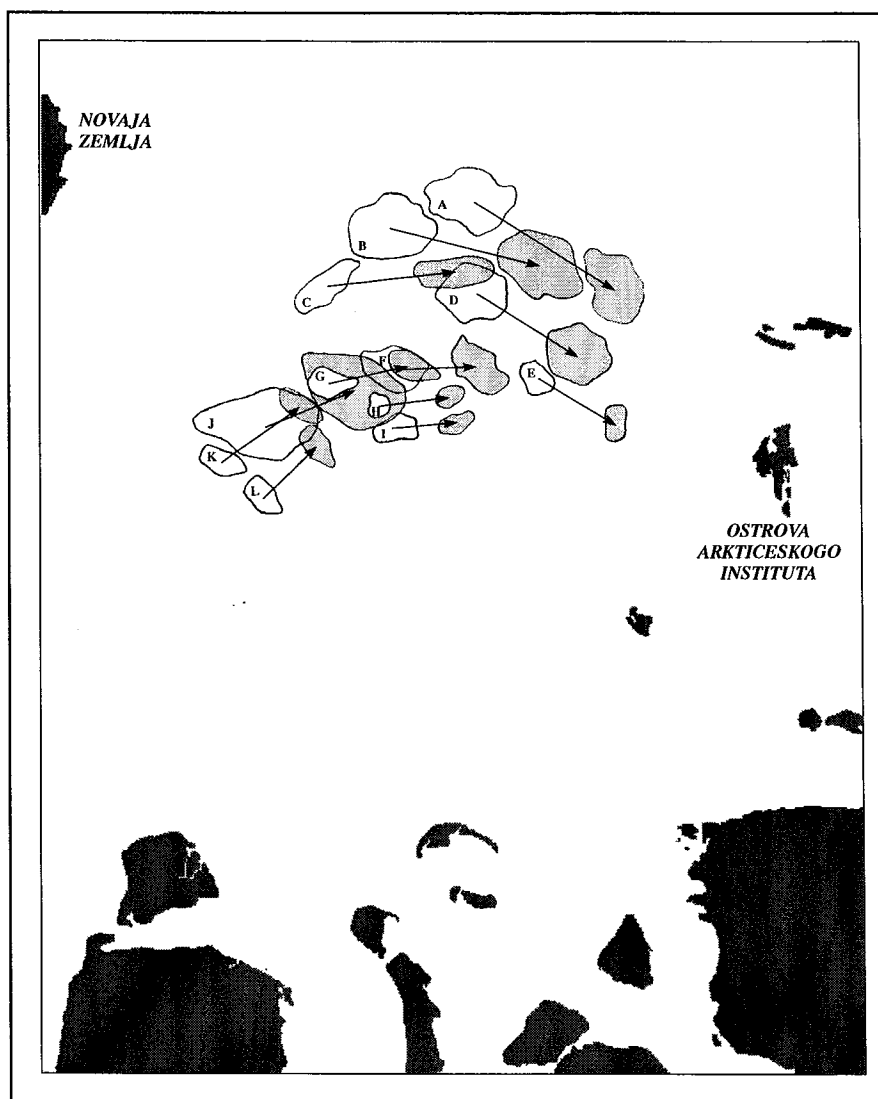


Figure 6.6. Dérive de plaques glacielles dans le centre de la mer de Kara, entre le 31 mai 1994 (floes en blanc) et le 17 juin 1994 (floes en gris clair).

Floes drifting in the central Kara sea, from the period 31 May 1994 (in white) to 17 June 1994 (in light grey).

Cette dérive des glaces de mer obéit bien au schéma général de la circulation océanique de surface en été dans le centre de la mer de Kara (chapitre 5, figure 5.9 b). Le tableau VI-1 fournit la

distance parcourue par chacun de ces radeaux de glace pendant les 17 jours, ainsi que leur vitesse journalière. La dernière colonne indique leur direction par rapport au nord.

Tableau VI-1 : Distance parcourue, vitesse journalière et direction du déplacement de chacun des floes présentés sur la figure 6.6.

Distance, daily speed and main direction of drifting floes from the figure 6.6.

Floes	Dist. parcourue (km)	vitesse journalière (km/j)	Direction suivie / nord
A	64	3,8	122
B	62	3,6	103
C	51	3,0	83
D	48	2,8	121
E	35	2,0	121
F	33	1,9	88
G	33	1,9	78
H	27	1,6	83
I	25	1,5	85
J	38	2,2	68
K	35	2,0	54
L	29	1,7	45

La distance moyenne journalière parcourue par les plaques glacielles est légèrement supérieure à deux kilomètres. Nous constatons cependant un écart relativement important entre la vitesse journalière des floes se dirigeant vers le sud-est et la vitesse de ceux dérivant vers le nord-est, respectivement 3 km/jour et 1,8 km/jour. Il est possible que cette différence de vitesse, entre les deux groupes de floes, s'explique par une différence de densité de la glace. L'image du 31 mai 1994 montre une glace plus lâche au nord de la ligne reliant la pointe nord de Novaja Zemlja et ostrova Arktičeskogo Instituta. Quant aux différentes directions suivies, elles peuvent s'expliquer par une inversion de la circulation océanique de surface due à un déplacement des centres de basses et de hautes pressions autour de la mer de Kara. Les vents du sud-ouest qui, comme nous l'avons vu précédemment, soufflaient dans le centre et le sud de la mer, entraînent une circulation cyclonique des eaux de surface (chapitre 5, figure 5.9 a). Cette circulation favorise le déplacement des floes vers le nord-est. Dans les jours suivant, nous pouvons supposer que la situation météorologique évolua

lentement, jusqu'à ce que l'anticyclone au sud de la mer de Kara soit remplacé par un centre de basses pressions, comme c'est le cas le 17 juin 1994. Les vents soufflent alors du nord-est, freinant progressivement la circulation des eaux de surface vers le nord, et entraînant à terme, une inversion de la circulation cyclonique de surface. Les eaux suivent alors la côte orientale de Novaja Zemlja vers le nord, puis prennent la direction de l'est lorsqu'elles parviennent à l'extrémité nord de celle-ci (chapitre 5, figure 5.9 b). Ces deux situations peuvent d'ailleurs alterner plusieurs fois au cours de la première quinzaine de juin. Plusieurs auteurs ont estimé que le temps de latence entre le régime des vents et l'établissement de la circulation océanique de surface n'est, dans la plupart des cas, que de 4 à 12 heures (Pavlov *et al.*, 1993). Nous ne disposons malheureusement pas la situation météorologique des jours compris dans cette période.

En conclusion de ce paragraphe, il est important de remarquer que, si l'imagerie satellitaire AVHRR permet d'obtenir une vision synoptique de la dérive des glaces, elle ne le permet que sous certaines conditions météorologiques très particulières. Les périodes de temps clairs sont en effet toujours associées à des hautes pressions atmosphériques. La vitesse et la direction suivie par la banquise sont donc nécessairement biaisées.

6.1.3 Les polynies

D'octobre à juin, la mer de Kara et le nord de la mer de Barents sont bloqués par les glaces. Mais, même en plein hiver, lorsque la couverture de glace atteint son maximum, les agitations engendrées par les vents et les courants tiennent la banquise constamment en mouvement ; des fractures apparaissent et s'élargissent en une multitude de chenaux déchiquetés qui s'ouvrent sur des polynies, ou forment, aux endroits où la glace est la plus fragile, des rivières (*lead*, en anglais) larges de plusieurs dizaines ou centaines de mètres et longues de plusieurs kilomètres ou dizaines de kilomètres (Smith *et al.*, 1990). Selon l'Organisation Météorologique Mondiale (1970, in Smith *et al.*, 1990), les polynies sont des régions océaniques qui restent, soit partiellement, soit totalement libres de glaces, lorsque les conditions climatiques sont suffisamment sévères pour que la banquise recouvre les eaux. Les polynies apparaissent dans les régions polaires en hiver, lorsque la température de l'air descend bien en dessous de celle du point de congélation de l'eau de mer. En général, l'emplacement des polynies reste le même d'une année sur l'autre.

On distingue deux mécanismes de formation des polynies (Gudmansen *et al.*, 1995). Le premier de ces mécanismes entraîne la formation de polynies dites côtières ou encore polynies à chaleur latente. Ces polynies apparaissent lorsque les vents qui soufflent de la terre balayent et chassent les glaces vers le large, laissant ainsi place à une zone d'eau libre. Dans la "fenêtre" ainsi dégagée, les glaces se reforment continuellement ; Gordon et Comiso (1988) qualifient ces polynies de véritables "fabriques de glace de mer". L'alternance de la formation de glace en surface et de leur advection vers le large sous l'influence des vents, donnent à la plupart des polynies une structure particulière formée de plusieurs bandes parallèles à la côte (figure 6.7).

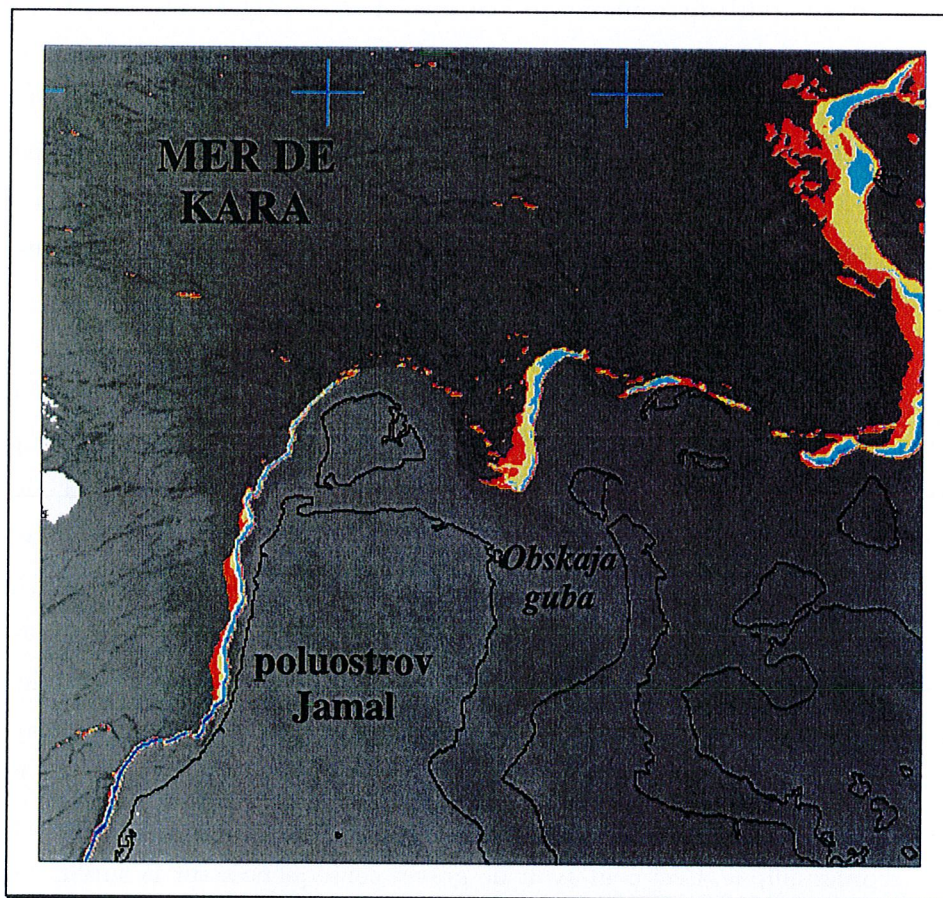


Figure 6.7. Structures en forme de bandes dans les polynies côtières le long de poluostrov Jamal et devant Obskaja guba. (Infrarouge thermique de AVHRR, le 19 avril 1994).

Striping in a wind-driven polynya along poluostrov Jamal and off Obskaja guba. (AVHRR thermal infrared from 19 April 1994).

Les bandes colorées sur la thermographie AVHRR reflètent les différences d'épaisseur et de température de surface de la glace à l'intérieur de la polynie (Groves and Stringer, 1991). Pease (1987) a montré que la taille des "clairières" était fortement dépendante de la température de l'air ambiant. En revanche, la vitesse du vent a une influence modérée sur la taille des polynies notamment pour des vents supérieurs à 10 m.s^{-1} , dans la mesure où une augmentation de la vitesse entraîne à la fois une augmentation de l'advection et de la glaciellisation. La polynie qui entoure l'archipel Zeml'ya Franca Iosifa est un exemple de ce type de polynie. Le second mécanisme implique des facteurs plus complexes que ceux aboutissant aux polynies côtières. L'apparition des polynies du large, encore appelées polynies à chaleur sensible, est probablement due à des cellules de convection, au centre desquelles, la chaleur transportée par l'océan remonte en surface, empêche ainsi la formation des glaces de mer et entraîne même la fonte des glaces déjà existantes (Gordon et Comiso, 1988). Contrairement aux polynies à chaleur latente, les polynies du second genre ne sont pas des sites privilégiés pour la production des glaces et la formation sous-jacente des eaux profondes. La polynie située le long des côtes nord de l'archipel du Svalbard, dans la région de Whalers Bay, est un exemple

typique de ce genre de polynie (figure 6.6). Dans cette région, les eaux nord-atlantiques transportées le long du courant ouest Spitsberg, contournent l'archipel et se mélangent aux eaux froides arctiques. Aagaard *et al.* (1987, in Smith *et al.*, 1990) ont estimé qu'une perte de chaleur supérieure à 200 W.m^{-2} se produisait dans la couche d'eau comprise entre 100 et 200 mètres de profondeur. Si ce flux de chaleur est transmis directement à la couche de surface, il peut contribuer de manière significative à inhiber la formation de glaces de mer dans la région. Les deux mécanismes de formation ne sont pas mutuellement exclusifs, mais contribuent ensemble, dans de nombreux cas, à maintenir en place les polynies (Smith *et al.*, 1990).

Récemment, l'étude des polynies a montré un intérêt croissant pour les chercheurs. Plusieurs raisons à cet accroissement de curiosité. Tout d'abord, du point de vue biologique, les polynies sont d'une extrême importance pour le maintien de la vie. Dans ce "désert blanc et froid", les ouvertures dans la glace constituent de véritables "oasis" où les oiseaux et les mammifères marins viennent respirer et se nourrir. Plus spécifiquement, c'est à l'interface effrangée entre le rebord des glaces et l'eau libre, que les concentrations d'oiseaux et de mammifères marins ont été le plus souvent observées (Stirling, 1995). Cette interface glace/eau est une région particulièrement favorable au développement du phytoplancton, qui est à la base de toute la chaîne alimentaire de l'océan. Dunbar *et al.* (1996) précisent qu'au cours des années où les polynies ne peuvent s'épanouir, l'efflorescence phytoplanctonique est minimale et toute la chaîne alimentaire se trouve, par conséquent, fortement diminuée, voire interrompue. Ceci peut avoir de graves conséquences sur la survie de nombreuses populations de mammifères marins (Stirling, 1980).

Du point de vue physique, les interactions massives qui se produisent entre l'océan et l'atmosphère dans l'aire des polynies jouent un rôle majeur dans la répartition à grande échelle des courants océaniques et, par conséquent, sur le climat. Réunis à Fairbanks en 1989, les participants au programme international sur les polynies de l'Arctique (IAP²) déclaraient que les polynies couvraient 3 à 4% des régions de l'Arctique. En dépit de la superficie relativement réduite, jusqu'à 50% du transfert de chaleur entre l'océan et l'atmosphère se produisait par leur intermédiaire (Groves and Stringer, 1991). La formation de la glace dans les polynies à chaleur latente entraîne le rejet de la plus grande partie du sel sous forme de saumures, augmentant la densité des eaux de surface et contribuant à la formation des eaux profondes. Leur rôle est donc décisif dans la formation de la structure et de la densité des eaux de mer locales, ainsi que dans celle des courants (Smith *et al.*, 1990). Selon Martin and Cavalieri (1989) les polynies situées le long de la plate-forme sibérienne auraient produit entre 20 et 60% des eaux arctiques intermédiaires, au cours des hivers 1978 à 1982.

Sur les figures 6.3 et 6.5 b, nous observons des polynies sur presque tout le pourtour de l'archipel Zemlya Franca Iosifa, à l'ouest de poluostrov Jamal, sur la côte orientale de poluostrov Jugorskij, devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej, ainsi que le long de la côte occidentale et à l'extrémité nord de Novaja Zemlja. Toutes ces polynies du type côtier sont des zones privilégiés pour

la formation des glaces et des eaux profondes. Celles situées autour de Zemlya Franca Iosifa, à l'ouest de Novaja Zemlja et à l'ouest de poluoströv Taymyr sont d'une importance considérable dans la formation des eaux denses, en raison de leur position adjacente à de profonds canyons qui drainent les eaux jusque dans le bassin arctique, notamment les fossés de Voronina et de Sviataïa Anna entre les archipels Zemlya Franca Iosifa et Severnaya Zemlya, ainsi que le fossé Victoria à l'ouest de Zemlya Franca Iosifa. Des polynies de plus petite taille, sont également visibles sous le vent des îles de l'archipel Zemlya Franca Iosifa, autour de Kongsøya, de Kvitøya et de Edgeøya dans l'archipel du Svalbard. Ces ouvertures ne sont généralement pas permanentes, mais s'ouvrent et se ferment ou changent d'emplacement suivant la direction du vent. (Vinje and Kvambekk, 1991). A l'ouest de poluoströv Jamal et au nord des estuaires de l'Ob' et de l'Enisej, les glaces qui se forment sont balayées vers le large par les vents qui soufflent de la côte, laissant place ainsi à une large étendue d'eau mouvante (Pavlov and Pfirman, 1995). La polynie Whalers Bay est déjà reliée aux eaux chaudes de la dérive nord atlantique. L'observation de la bande spectrale infrarouge thermique montre que les températures de surface les plus élevées se situent le long de la côte ouest du Spitsberg et correspondent aux eaux nord atlantiques.

En raison de leur importance pour la production et l'activité biologique, les polynies constituent des écosystèmes extrêmement sensibles. Les sédiments déposés sur le fond de l'eau sont remis en suspension par les phénomènes convectifs qui se produisent au niveau des polynies (figure 6.8) ; les contaminants adsorbés sur les sédiments peuvent alors être insérés dans la chaîne alimentaire ou incorporés dans les glaces en formation et transportés sur de très longues distances, avant de se redéposer lorsque les glaces fondent (Pavlov and Pfirman, 1995 ; Pfirman *et al.*, 1995c). La plupart des polynies sont cependant menacées par la pollution liée à l'exploration pétrolière et à l'accroissement des activités maritimes.

6.2 Le transport sédimentaire

L'océan Glacial Arctique, souvent comparé à une "Méditerranée", en raison de sa position au milieu des terres, reçoit une quantité importante de matériaux en provenance des terres adjacentes. Selon Pfirman *et al.* (1993), plus de la moitié des mers arctiques est soumise à un apport considérable d'eaux continentales. Environ 10% de la totalité des eaux fluviales dans le monde se jette dans l'Arctique (Aagaard and Carmack, 1989) : ce déversement massif des eaux douces dans l'océan peut avoir des conséquences dramatiques sur l'environnement marin, puisqu'il constitue une source de dispersion importante de la charge sédimentaire et des contaminants charriés par les fleuves. Feshbach and Friendly (1992, in Pfirman *et al.*, 1993) indiquent que 50% des fleuves de l'ancienne Union des Républiques Socialistes Soviétiques seraient pollués par des pesticides (DDT), des composés organiques (PCB), des métaux lourds, ainsi que des contaminants viraux.

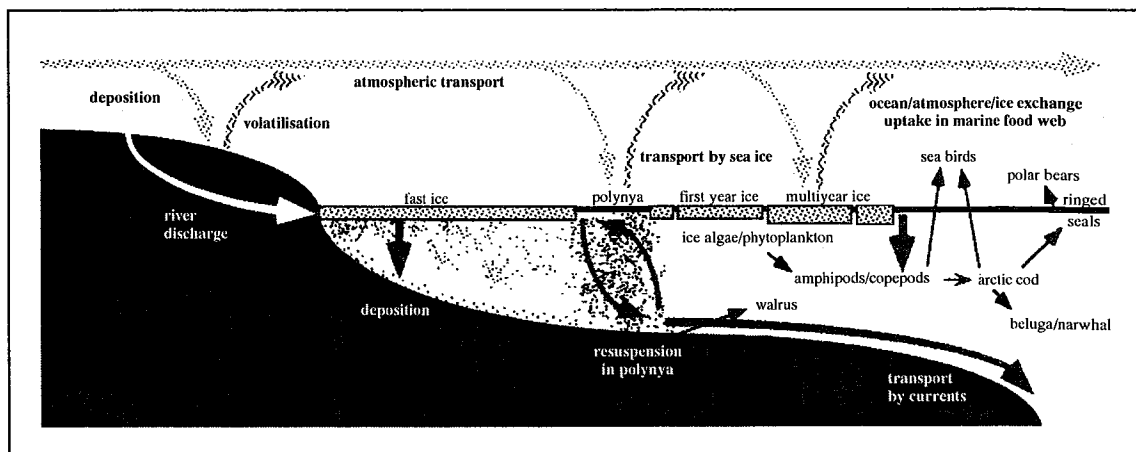


Figure 6.8. Représentation schématique des processus impliqués dans le cycle des sédiments et des contaminants qui leur sont associés. Les sédiments déposés sur le fond sont remis en suspension lors de la formation des saumures et de la fonte des glaces, et peuvent alors être insérés dans la chaîne alimentaire (d'après Muir and Norstrom, 1994).

Schematic representation of processes involved in sediments and contaminant cycling in the Arctic marine environment. Sediments deposited on the sea floor may be resuspended through brine drainage and melting, influencing phytoplankton and higher trophic levels (after Muir and Norstrom, 1994).

Les données actuelles concernant le transport et la répartition des contaminants dans les mers arctiques étant relativement peu nombreuses, l'étude de l'extension des panaches des eaux troubles peut nous être d'une grande utilité pour mieux prédire quelles sont les régions où les polluants se répartissent et s'accumulent. Dans la région qui nous intéresse, l'apport des eaux continentales se fait essentiellement dans la mer de Kara. Deux fleuves participent pour 35% de cet apport ; ce sont l'Ob' et l'Enisej, qui, chaque année, déversent respectivement en mer 530 et 603 km³ d'eau. Dans le sud-est de la mer de Barents, reka Peçora rejette chaque année environ 130 km³ d'eau. En revanche, dans le restant de la mer de Barents, l'apport des eaux continentales est négligeable (Aagaard and Carmack, 1989).

6.2.1 L'extension des panaches de reka Ob' et Enisej

Parmi les fleuves sibériens, l'Ob' et l'Enisej sont connus pour être parmi les plus pollués. Ils drainent quantité de détergents, métaux lourds, insecticides et autres, en provenance des grands centres industriels du nord-ouest de la Russie. S'ajoute à ces divers polluants, les déchets radioactifs transportés par les fleuves ou bien directement rejetés en mer (Bradley *et al.*, 1996). Il est donc nécessaire de bien connaître leurs extensions et leur influence en mer.

Le débit des eaux fluviales dans la mer de Kara présente une variabilité saisonnière et annuelle considérable, avec une tendance générale qui croît légèrement depuis les années 1930 (Pavlov and Pfirman, 1995; Pavlov *et al.*, 1994). En automne et en hiver, lorsque les glaces recouvrent l'ensemble de

la mer de Kara, le débit des fleuves, bien que très réduit, ne s'arrête pas complètement. Le débit commence à augmenter dès le mois de mai, et c'est pendant les mois d'été, entre juin et septembre, qu'il est le plus important, avec un maximum au cours du mois de juin (figure 6.9). La crue printanière est très violente, notamment dans reka Enisej, où le niveau de l'eau peut monter de 15 à 20 mètres au niveau de Igarka (North, 1987). Selon Shiklomanov and Skakalsky (1994), 80 à 90% de l'apport sédimentaire par les fleuves sibériens se produit au cours de la crue du printemps. Les sédiments et les contaminants qui leur sont associés peuvent être incorporés dans les glaces, car la banquise côtière persiste généralement jusqu'à la fin du mois de juillet (Dethleff *et al.*, 1993; Nürnberg *et al.*, 1994). Sur les images de juin, juillet et août, nous constatons une diminution des réflectances avec l'avancée de la période estivale, excepté sur l'image du 5 août 1988 où les réflectances restent relativement élevées dans Obskaja guba et reka Enisej (figures 6.10 à 6.13). Cette diminution apparente de la charge turbide est à mettre en relation avec la baisse du débit des fleuves en juillet (Pavlov *et al.*, 1994; Pfirman *et al.*, 1995).

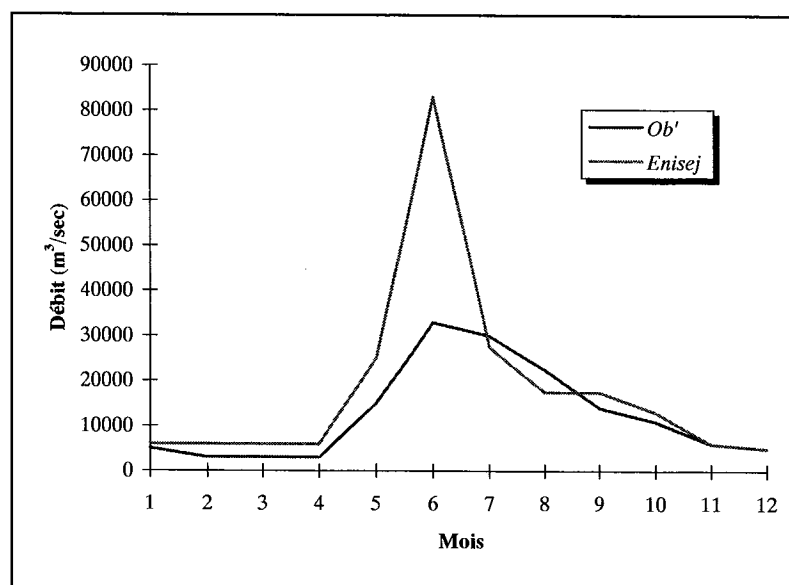


Figure 6.9. Débit moyen annuel de l'Ob' et de l'Enisej en mer de Kara (d'après Pavlov and Pfirman, 1995).

Annual mean discharge of the Ob' and Enisej rivers into the Kara sea (after Pavlov and Pfirman, 1995).

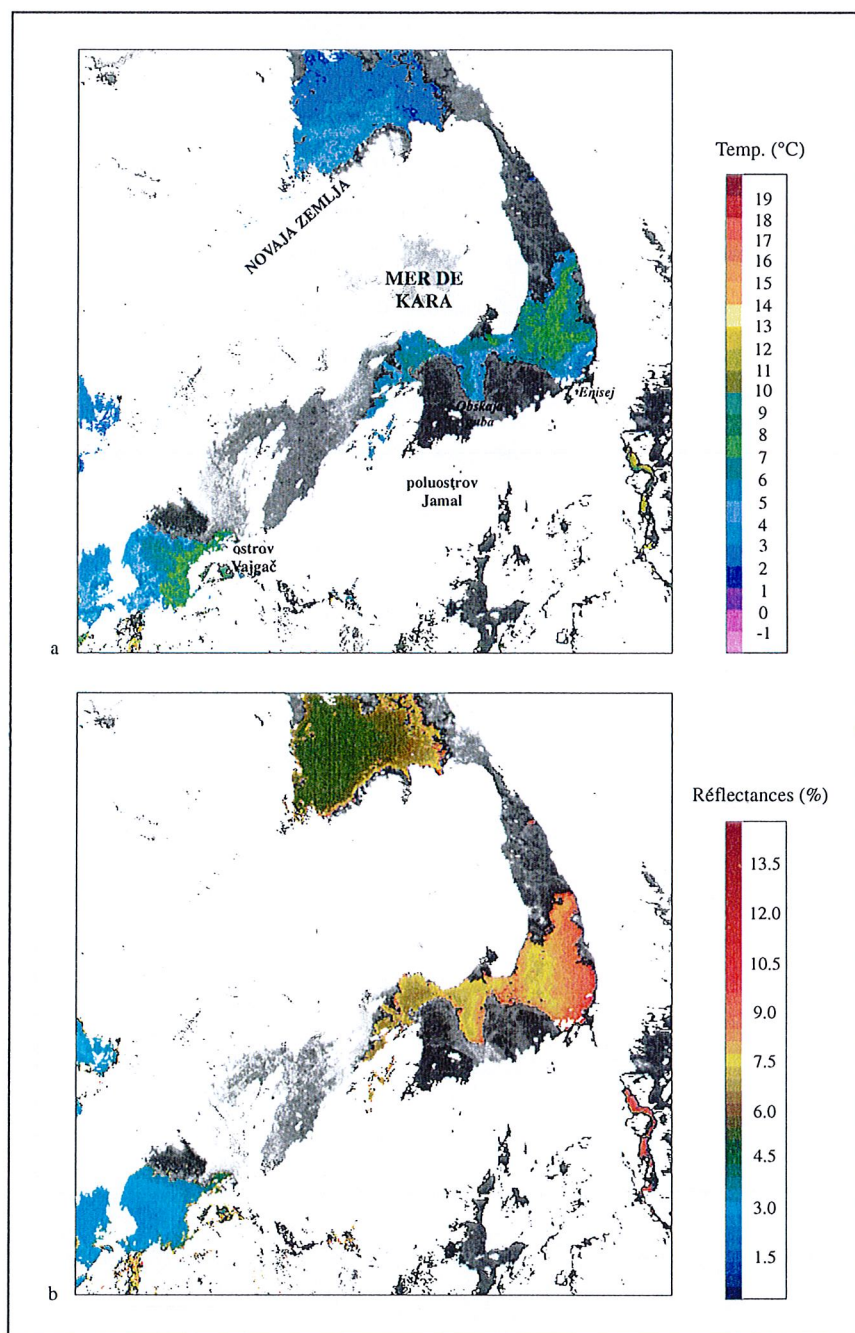


Figure 6.10. Image AVHRR acquise le 27 juin 1994 au-dessus de la mer de Kara. (a) température de surface et (b) réflectances représentant la charge turbide des eaux de surface.

AVHRR image from 27 June 1994, over the Kara sea. (a) sea surface temperature and (b) reflectances representing turbidity load in the surface layer.

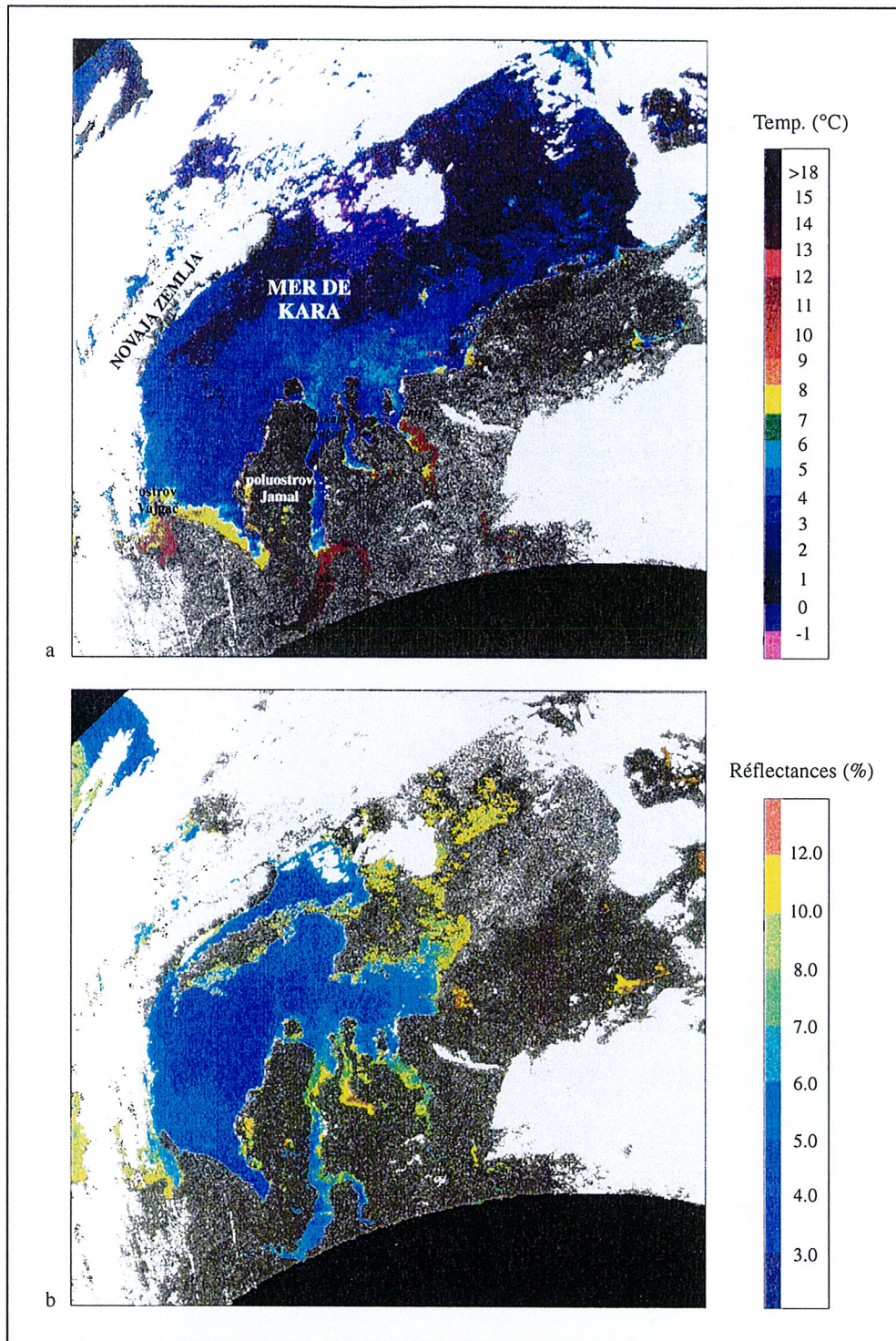


Figure 6.11. Image AVHRR acquise le 31 juillet 1992 au-dessus de la mer de Kara. (a) température de surface et (b) réflectances représentant la charge turbide des eaux de surface.

AVHRR image from 31 July 1992, over the Kara sea. (a) sea surface temperature and (b) reflectances representing turbidity load in the surface layer.

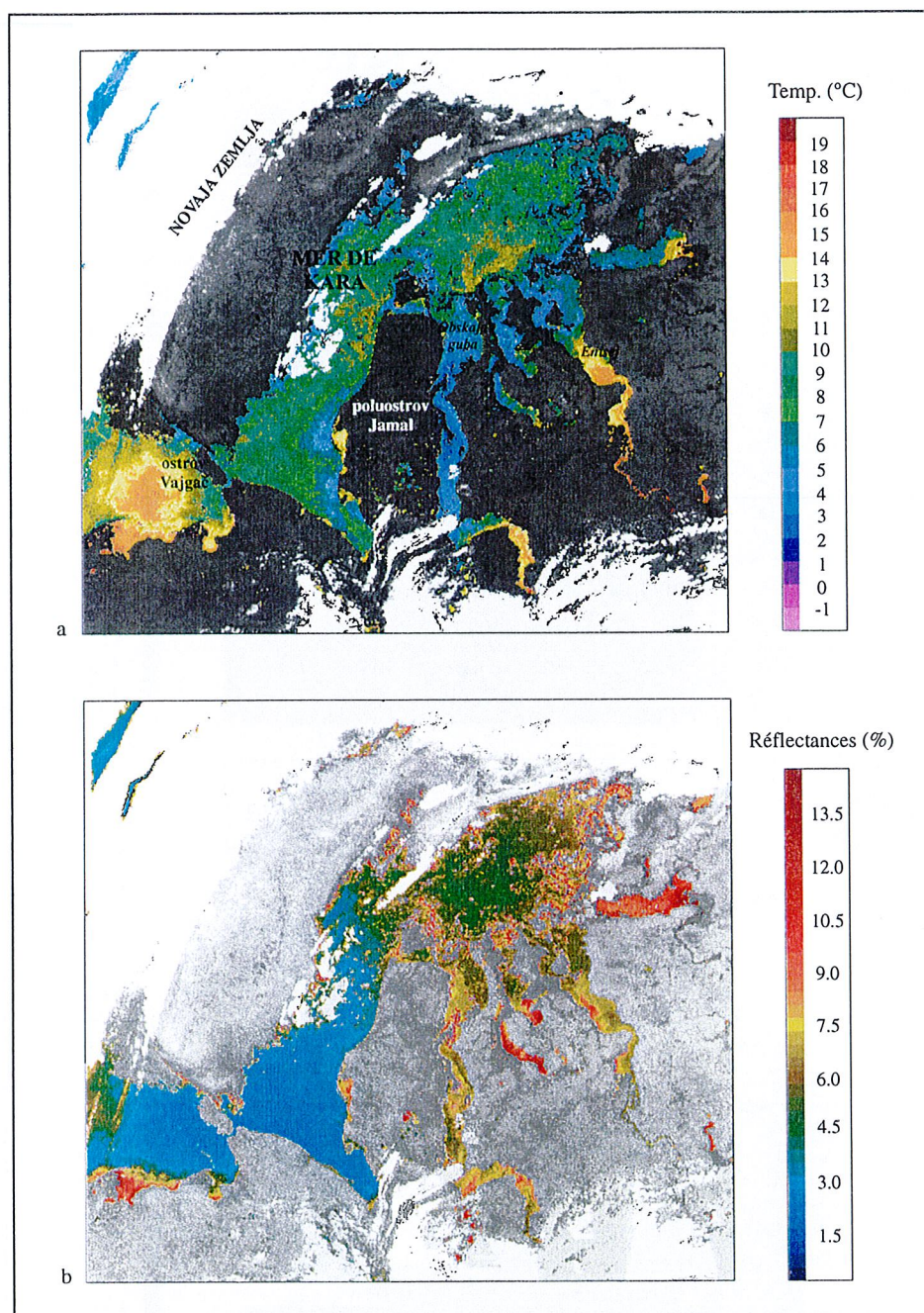


Figure 6.12. Image AVHRR acquise le 18 juillet 1994 au-dessus de la mer de Kara. (a) température de surface et (b) réflectances représentant la charge turbide des eaux de surface.

AVHRR image from 18 July 1994, over the Kara sea. (a) sea surface temperature and (b) reflectances representing turbidity load in the surface layer.

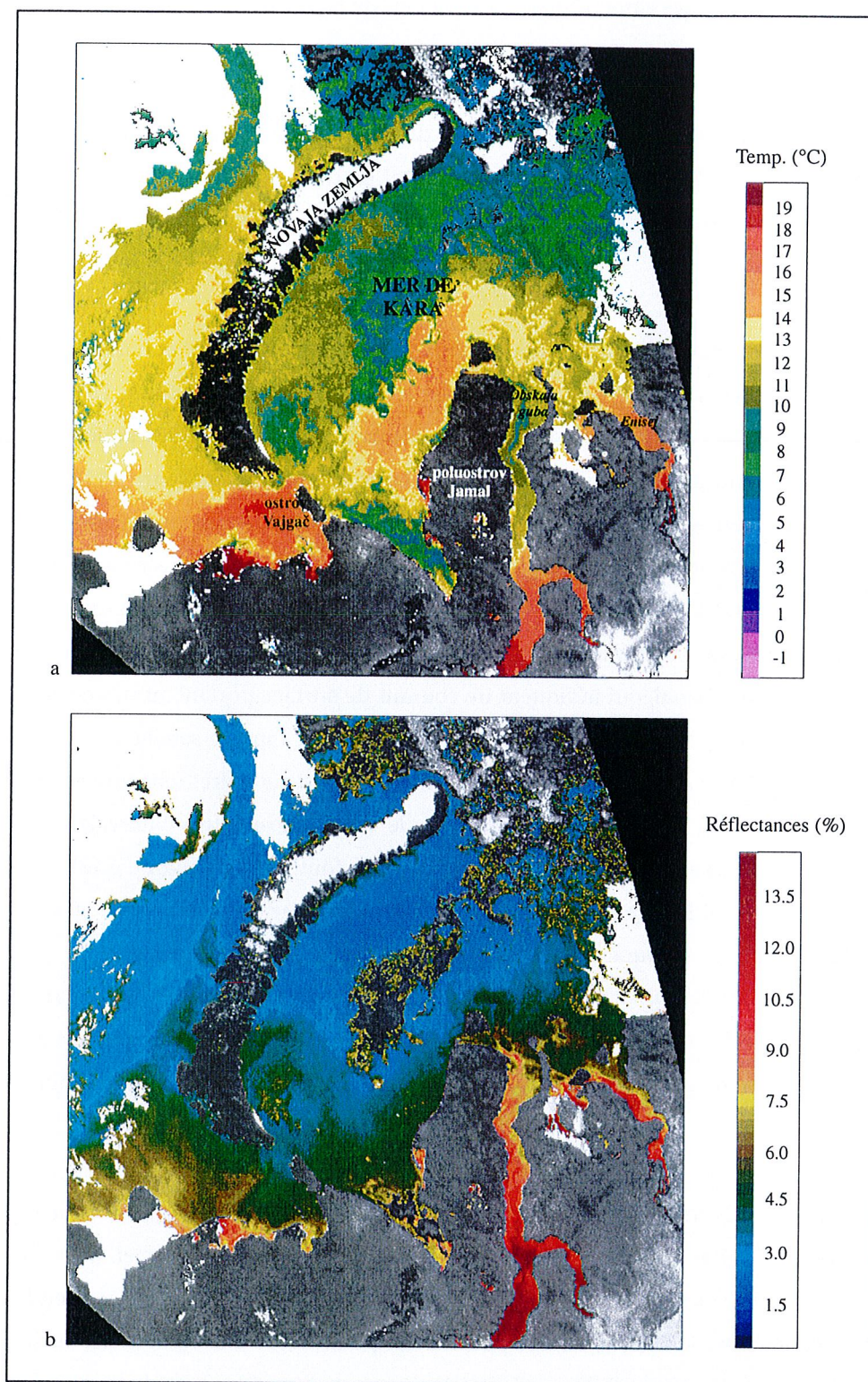


Figure 6.13. Image AVHRR acquise le 5 août 1988 au-dessus de la mer de Kara. (a) température de surface et (b) réflectances représentant la charge turbide des eaux de surface.

AVHRR image from 5 August 1988, over the Kara sea. (a) sea surface temperature and (b) reflectances representing turbidity load in the surface layer.

En fonction de la direction du vent, Pavlov and Pfirman (1995) distinguent trois types d'extension des panaches des eaux troubles dans la mer de Kara : une extension vers l'ouest, une autre vers l'est et une dernière extension en "éventail". Les travaux menés par Johannessen *et al.* (1996) sur la modélisation du transport et de la dilution des pollutions radioactives mettent en évidence deux types d'extension à partir des estuaires de l'Ob' et de l'Enisej. Une première extension vers l'ouest, en direction de Novaja Zemlja où les panaches se divisent en deux branches qui s'étendent alors vers le sud-ouest et vers le nord-est. Puis une seconde en direction de l'est, qui suit les côtes du nord de la Sibérie.

Les images satellitaires montrent que les eaux issues des fleuves Ob' et Enisej s'étendent sur une superficie considérable, à la fois vers le nord-ouest et le nord-est des estuaires. Les températures de surface de la mer et les réflectances observées sur l'image du 18 juillet 1994 indiquent que les eaux continentales s'étendent jusqu'à plus de 200 km au large des estuaires (figure 6.12). Devant Obskaja guba, les eaux caractérisées par de basses températures et des réflectances plus élevées que les eaux plus au large, semblent se diriger principalement vers l'ouest ; une partie s'étend vers le nord, puis tourne à l'ouest après avoir dépassé ostrov Belij. L'autre branche s'étend à l'ouest, entre poluostrov Jamal et ostrov Belij, puis se dirige vers le sud. Nous pouvons observer quelques floes au nord-ouest des côtes de poluostrov Jamal, qui indiquent un courant de surface portant au sud-ouest. Ce jour-là, le vent soufflait du nord et la circulation océanique suggérée par l'image satellitaire est en accord avec celle décrite par Pavlov *et al.* (1994) pour des conditions de vent similaires (chapitre 5, figure 5.9 b). Au débouché de l'estuaire de l'Enisej, les eaux se dirigent vers le nord, entre ostrov Sibiryakova et poluostrov Taymyr puis sont dérivées vers l'ouest par les glaces qui font obstacle (figure 6.12). L'extension des panaches des eaux troubles est limitée à l'ouest et au nord par la présence des glaces de mer qui persiste jusqu'en août et quelques fois même toute l'année. Le "massif de glace" à l'est de Novaja Zemlja paraît agir comme un barrage, retenant les eaux les plus chaudes et les plus troubles dans le sud-est de la mer de Kara (figure 6.13). Sur l'image du 31 juillet 1992, les glaces du pack présentes dans le nord-est de l'image semblent avoir le même effet, en détournant les eaux continentales vers l'ouest (figure 6.11).

Sur l'image du 27 juin 1994, les glaces couvrent encore la majeure partie de Obskaja Guba, ainsi que l'estuaire de l'Enisej (figure 6.10). La température de surface de la mer dans la polynie est comprise entre 6 et 8°C, alors que les eaux continentales qui ont circulé sous la glace pendant plusieurs centaines de kilomètres, sont caractérisées par une température de 2 à 4°C. Au débouché de Obskaja guba, le flot des eaux douces se divise en deux branches ; une première branche contourne la banquise côtière autour de ostrov Belij. La deuxième, quant à elle, s'étend d'abord vers le nord avant de contourner les glaces en direction de l'est. Les vents soufflant du sud-ouest ce jour-là, semblent n'avoir aucune influence sur l'extension des eaux douces en mer de Kara, tout au moins dans l'estuaire de l'Ob'. Il semble plus probable que le flot des eaux continentales soit guidé par la morphologie et notamment l'isobathe 10 m (figure 6.14). Dans l'estuaire de l'Enisej, les températures de surface et les

réflectances indiquent une circulation des eaux continentales vers le nord, plaquées contre la banquise côtière, probablement par le vent soufflant du nord-ouest dans la région. Aucune influence apparente de la topographie n'est observée.

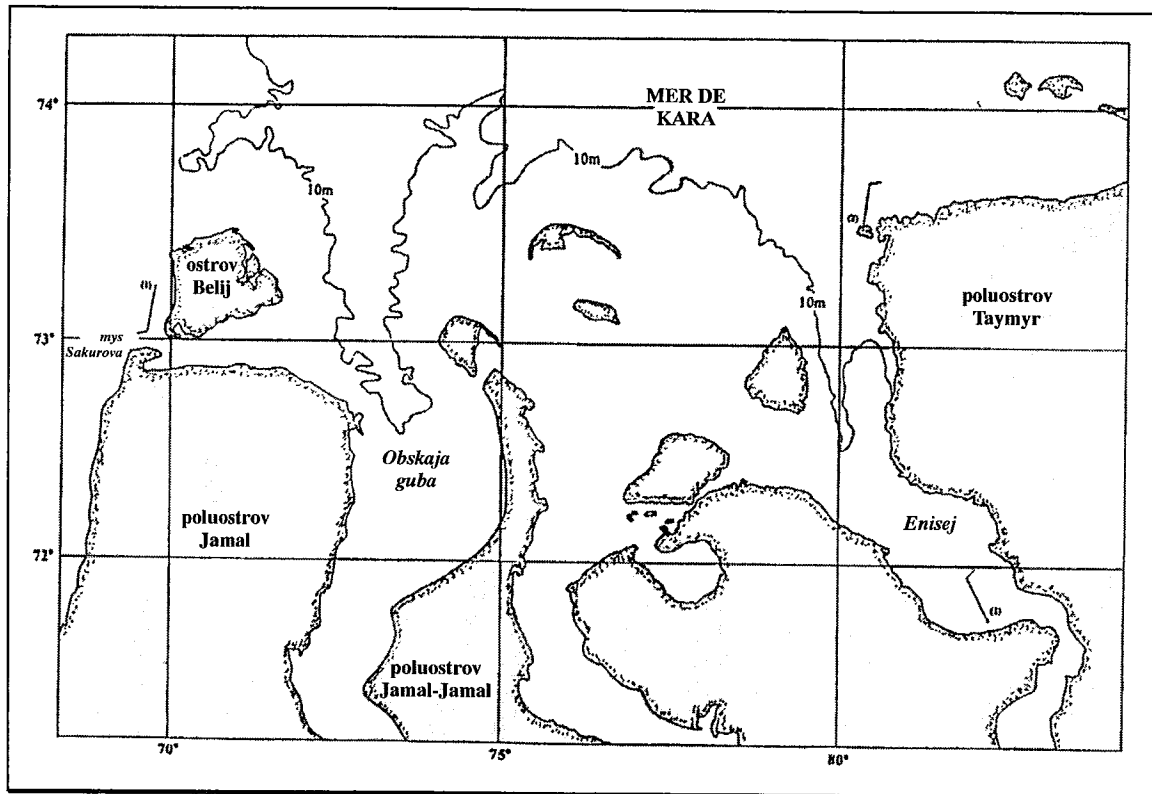


Figure 6.14. Isobathe 10 m devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej. Conditions de vent pour le 27 juin 1994 (1) et le 18 juillet 1994 (2) (d'après Anselme and Kögeler, 1995).

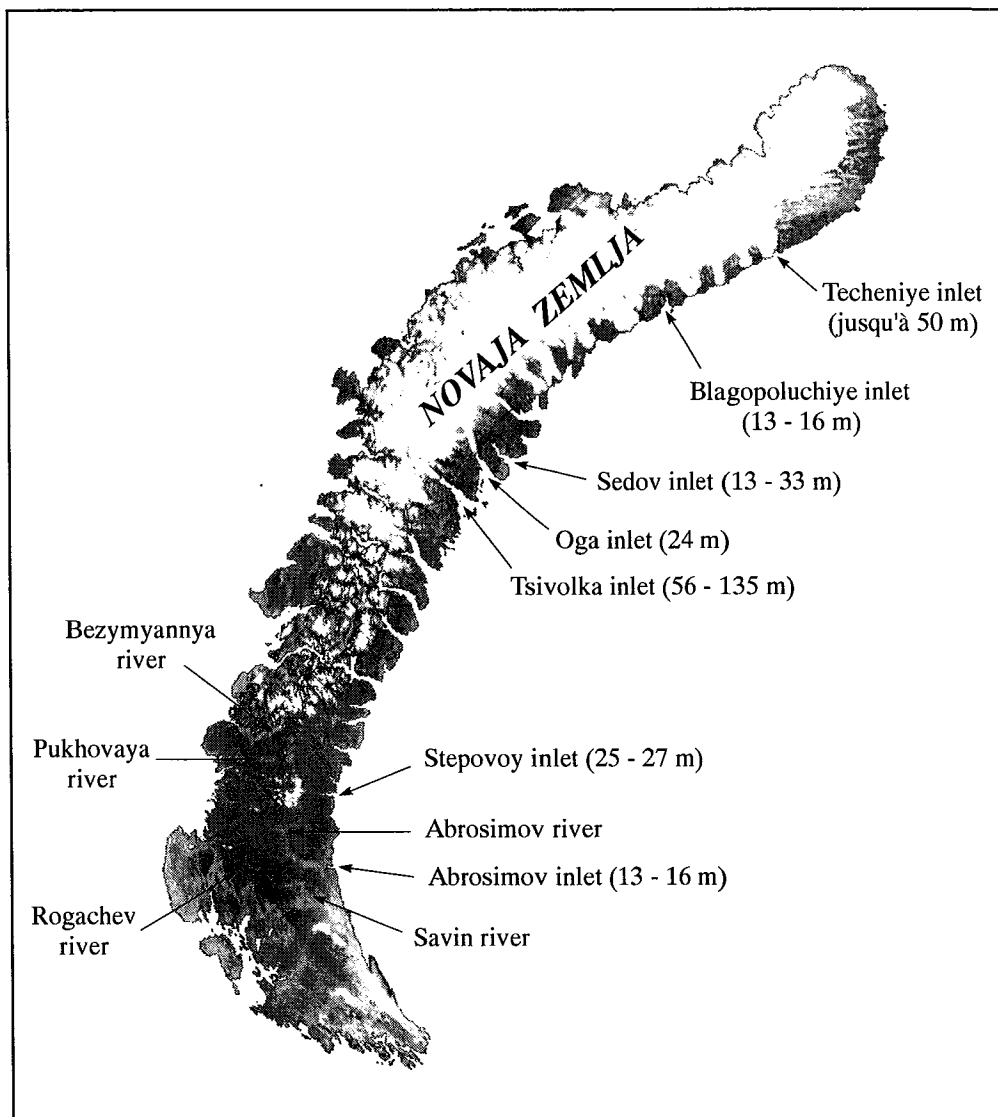
Bottom topography (isobath 10 m) and local wind conditions for 27 June 1994 (1) and 18 July 1994 (2) (after Anselme and Kögeler, 1995).

6.2.2 Autre apports continentaux

Comparé aux fleuves Ob' et Enisej, le volume total des eaux douces de l'archipel Novaja Zemlja déversé en mer chaque année est négligeable, puisqu'il n'atteint que $32,5 \text{ km}^3$ (Pavlov *et al.*, 1994). Sur l'image des réflectances du 5 août 1988, des eaux troubles émanent des baies et des fjords le long des côtes de Novaja Zemlja, principalement dans le nord et le sud de l'archipel (figure 6.13). Le panache le plus important qui s'étend au sud-est sur une distance d'environ 100 km au large est certainement le résultat du déversement des eaux fluviales. Les rivières les plus importantes de l'archipel, reka Savin et reka Abrosimov se situent dans cette région (figure 6.15). La turbidité des eaux que nous observons le long de la côte nord-est de l'archipel est probablement due aux eaux de fonte, chargées en sédiments, des glaciers qui terminent leur progression directement à la mer. En raison des faibles quantités d'eaux douces déversées en mer, la formation des glaces peut entraîner rapidement des processus de convection jusqu'à une profondeur comprise entre 50 et 70 m le long des côtes de l'archipel (Pavlov *et al.*, 1993). Les sédiments et contaminants présents sur les fonds peuvent alors être

brassés et, une fois en surface, entraînés par le courant oriental de Novaja Zemlja. De nombreux déchets radioactifs ont été déposés le long de la côte est de l'archipel, qui constitue, par conséquent, une zone à risques.

Les eaux de reka Pečora qui se jettent dans le sud-est de la mer de Barents, semblent rester confinées dans Pečorskaja guba, ainsi que le long des côtes de poluostrov Jugorskij où elles forment une veine étroite (figures 6.12 et 6.13). Cependant une partie de ces eaux rejoint le courant de la mer de Barents pour être entraînée vers l'est où elles passent en mer de Kara par proliv Karskie Vorota et proliv Yugorskiy Shar (Schlosser *et al.*, 1995).



*Figure 6.15. Glaciers et principales rivières de l'archipel Novaja Zemlja. Localisation des sites où sont entreposés des déchets radioactifs (Atlas of the Arctic, 1985 ; Yablokov *et al.*, 1993).*

*Distribution of glaciers and rivers on Novaja Zemlja, and nuclear dumpsite locations (Atlas of the Arctic, 1985 ; Yablokov *et al.*, 1993).*

6.2.3 Scénario possible pour le transport des polluants par les glaces

Les sédiments charriés par les eaux fluviales lors de la crue printanière peuvent être incorporés aux glaces selon deux modes distincts (Reimnitz and Bruder, 1972). Ils peuvent, soit se déposer à leur surface lorsque pour une raison ou pour une autre les eaux inondent les glaces, soit s'accumuler sur leur face inférieure par congélation des eaux qui circulent sous les glaces. Mac Donald *et al.* (1995) ont calculé qu'à la fin de l'hiver, dans le fleuve Mackenzie, une épaisseur de glace de 70 cm s'était formée par congélation de l'eau sous la glace. Cependant, même si quelques floes parviennent à rejoindre la mer, entraînant avec eux des sédiments et des contaminants, il semble que la fonte des glaces dans les fleuves se réalise essentiellement sur place, si bien que la plupart des sédiments incorporés se déposent dans les estuaires (Nürnberg *et al.*, 1994). Ce phénomène est confirmé par l'image des réflectances du 5 août 1988.

Afin d'avoir une vue plus précise des régions où s'accumulent les sédiments, nous avons comparé l'extension des eaux continentales, observée sur l'image satellitaire et décrite dans la littérature, avec la répartition des pesticides sur les fonds de la mer de Kara (figure 6.16)

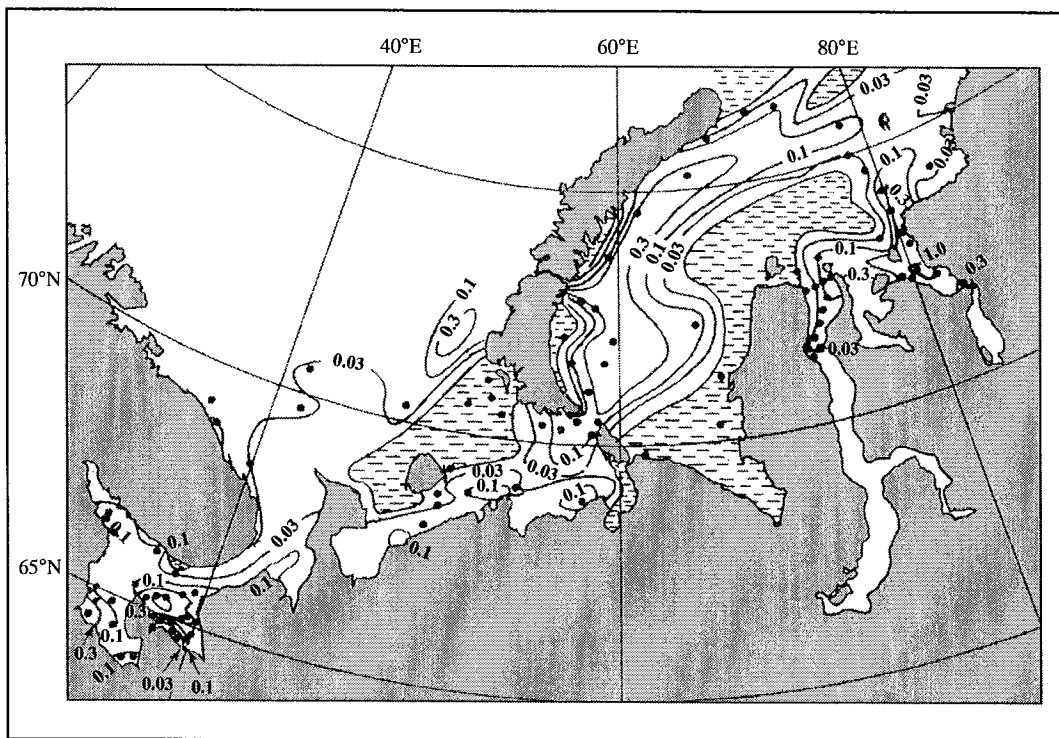


Figure 6.16. Répartition et concentrations (en ppm) des pesticides (DDT, DDD, DDE) dans les sédiments de la mer de Kara et du sud-est de la mer de Barents, en 1991 (Grikurov, 1994).

Distribution and concentrations (in ppm) of total pesticides (DDT, DDD, DDE) in the bottom sediments of the Kara sea and South-eastern part of the Barents sea, sampled in 1991 (Grikurov, 1994).

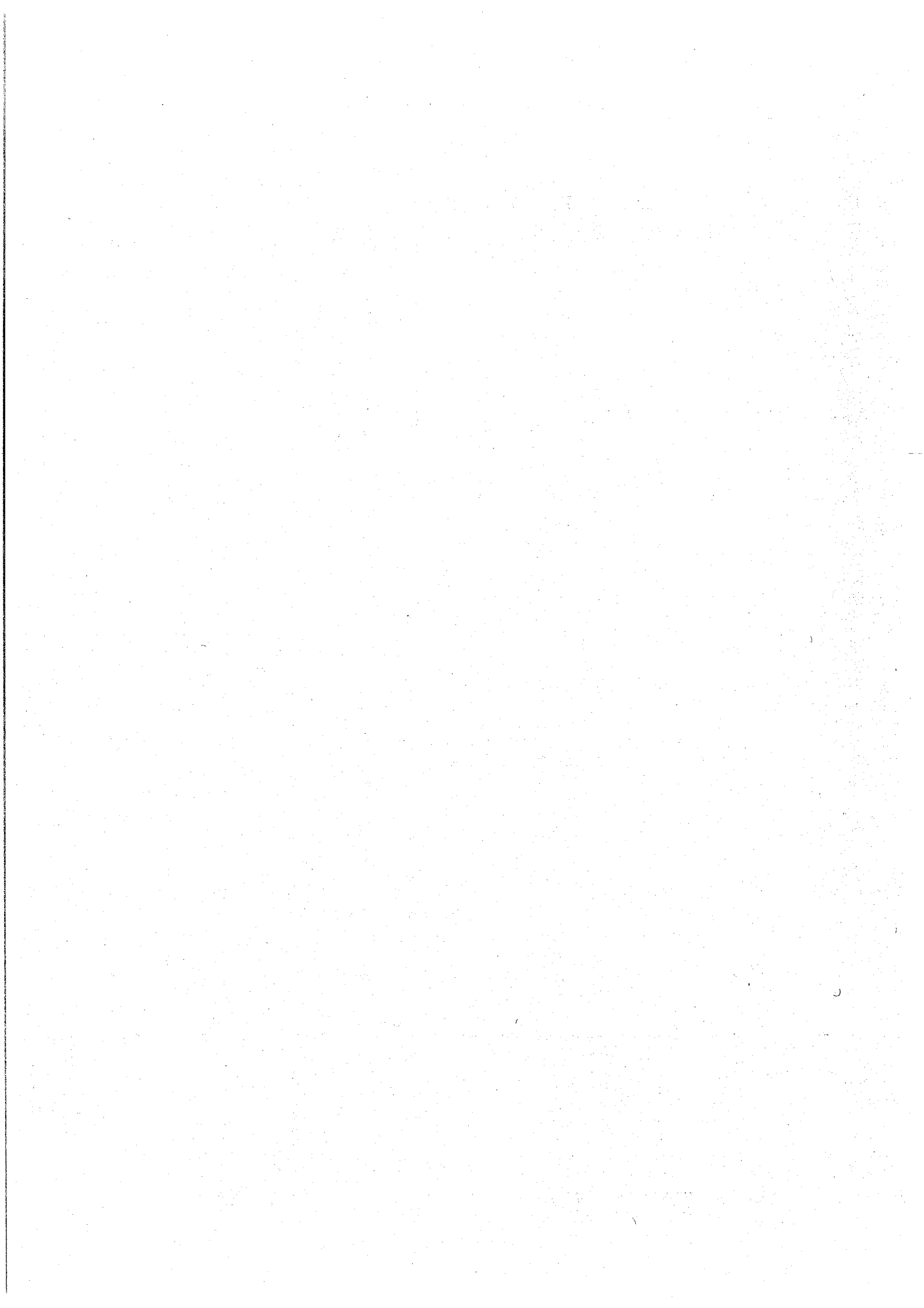
Bien qu'il y ait quelques similarités entre l'extension des panaches turbides et la répartition des pesticides, notamment à l'est des estuaires où l'on rencontre les plus fortes concentrations en DDT, il

est difficile d'expliquer les très faibles concentrations à l'ouest de poluostrov Jamal. Une explication plausible est celle, fournie par Pavlov and Pfirman (1995), du "nettoyage" des zones polluées par incorporation des polluants dans les glaces en formation. La zone des faibles teneurs en pesticides s'ajuste bien avec celle des polynies ; il est possible que la formation des glaces dans les polynies entraîne la resuspension des sédiments déposés sur le fond de la mer ainsi que les contaminants qui sont associés. Arrivés en surface, ces derniers sont alors incorporés dans les glaces en formation, puis transportés vers le large, laissant ainsi derrière eux une zone faiblement contaminée (figure 6.8). Les glaces dérivent vers Novaja Zemlja où elles finissent par fondre, ce qui expliquerait les fortes teneurs en pesticides mesurées dans le fossé de Novaja Zemlja. Lorsqu'en hiver les polynies se referment, les polluants s'accumulent à nouveau sur les fonds (Pfirman *et al.*, 1995b).

- CHAPITRE 7 -

**LA RÉPARTITION SPATIALE SAISONNIÈRE DU
PHYTOPLANCTON DANS LA MER DE BARENTS**

7.1 L'éclairement et la nébulosité en mer de Barents	145
7.2 La croissance phytoplanctonique et les variations saisonnières	149
7.3 Les "pâturages" de la mer de Barents	161
7.4 Les conséquences d'une pollution par les hydrocarbures	164



- Chapitre 7 -

**LA REPARTITION SPATIALE SAISONNIERE
DU PHYTOPLANCTON
DANS LA MER DE BARENTS**

*D*ans ce dernier chapitre, nous commençons par décrire l'influence des facteurs météorologiques et océaniques, tels que l'éclairement, la nébulosité ou encore la stratification des masses d'eau, sur la croissance du phytoplancton dans les mers polaires. Nous étudions ensuite la variabilité saisonnière du développement phytoplanctonique dans la mer de Barents qui ne se fait pas au même moment dans toute la mer. L'efflorescence se met d'abord en place à la lisière des glaces, ainsi que dans les eaux côtières, puis un peu plus tardivement dans les eaux nord atlantiques. Dans le paragraphe suivant, nous décrivons les différentes zones de "pâturage" de la mer de Barents. Nous distinguons principalement quatre régions : la région des eaux nord atlantiques, celle des eaux côtières, la lisière des glaces et la région de Spitsbergen banken. Enfin, nous exposons brièvement quelles pourraient être les conséquences d'une pollution par les hydrocarbures sur le phytoplancton.

La mer de Barents est parmi les mers polaires les plus productives sur le plan de la production primaire. C'est aussi une des mers de l'Europe du nord qui entretient la plus importante pêche commerciale (Rey, 1993). Les conditions météorologiques et océaniques, telles que la variabilité de l'éclairement solaire et la nébulosité ou encore l'extension des glaces et la stratification des masses d'eau, exercent une influence considérable sur le développement et la répartition du phytoplancton tout au cours de l'année. Les intérêts suscités par l'exploration pétrolière, notamment dans le nord de la mer de Barents, ont conduit les autorités norvégiennes à se pencher sur l'étude d'une autre richesse de la mer, biologique, le phytoplancton. Etant à la base de la chaîne alimentaire, il est essentiel de connaître sa répartition géographique et saisonnière. Toute pollution des organismes phytoplanctoniques pourraient avoir des conséquences économiques considérables. Dans le cadre de travaux menés pour le ministère de l'Energie et de l'Industrie norvégien, nous présentons dans ce chapitre les principaux résultats que nous avons obtenus à partir de l'imagerie satellitaire CZCS.

7.1 L'éclairement et la nébulosité en mer de Barents

L'ensoleillement est un facteur à la fois nécessaire et déterminant pour le développement du phytoplancton dans les océans. L'éclairement solaire qui atteint la surface marine dépend en grande partie de la durée du jour, de la hauteur du soleil et de la couverture nuageuse.

Dans les régions de haute latitude, la durée du jour ainsi que l'angle d'incidence de la lumière solaire présentent des variations saisonnières très marquées. Pendant les mois d'hiver, la longueur des jours diminue avec les latitudes croissantes, puis s'allonge après l'équinoxe de printemps (figure 7.1a). A la latitude 60°N par exemple, la durée du jour n'est que de 6 heures au mois de décembre, alors qu'elle est de 19 heures au cours du mois de juin. Au delà du cercle polaire d'ailleurs, le soleil reste au-dessus de l'horizon pendant une grande partie de l'été.

L'angle d'élévation du soleil, quant à lui, décroît avec les latitudes croissantes. Au mois de juin par exemple, cet angle est de 58° à la latitude 55°N, alors qu'il n'est que de 23° au niveau du pôle (Sakshaug and Holm-Hansen, 1984). Par conséquent, les variations journalières de l'éclairement sont atténuées, comme le montre la figure 7.1b. L'intensité du rayonnement solaire et donc l'énergie disponible pour le développement de la production primaire est plus faible dans l'Arctique que dans les régions tempérées ; les faibles hauteurs du soleil font que ses rayons doivent traverser une couche atmosphérique plus épaisse qui absorbe une grande partie du rayonnement solaire (Campbell and Aarup, 1989).

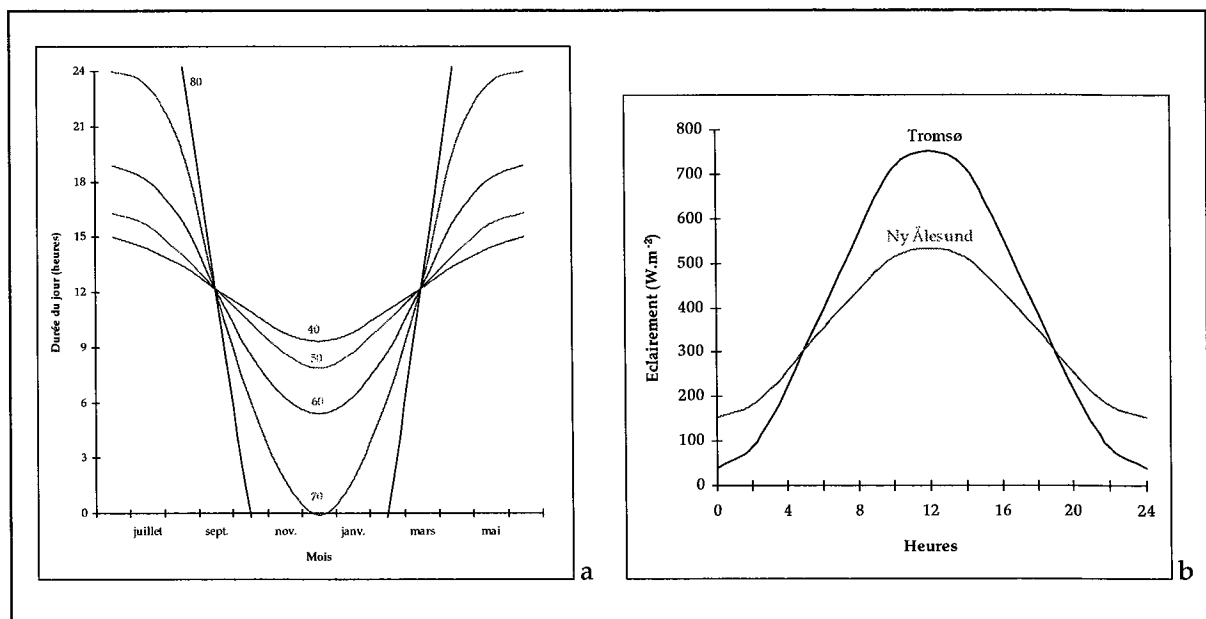


Figure 7.1. (a) Variations saisonnières de la durée du jour pour différentes latitudes de l'hémisphère nord ; (b) Variations journalières de l'éclairement à Ny Ålesund (79°N) et à Tromsø (69°N) en été (d'après Sakshaug and Holm-Hansen, 1984).

(a) Seasonal variations in day length at different latitudes of the Northern hemisphere ; (b) Daily variations in total irradiance at Ny Ålesund (79°N) and Tromsø during mid-summer (after Sakshaug and Holm-Hansen, 1984).

La nébulosité joue également un rôle essentiel dans l'atténuation de l'éclairement. La figure 7.2 qui représente les variations saisonnières de la couverture nuageuse pour différentes latitudes de

l'hémisphère nord met en évidence l'augmentation de la variabilité des basses vers les hautes latitudes. Une particularité de l'Arctique : c'est pendant la période estivale que la couverture nuageuse est maximale (Vowinckel and Orvig, 1970). En plus des nuages, les brouillards qui se forment généralement par advection de l'air doux et humide au-dessus de la surface océanique plus froide, sont assez fréquents dans la mer de Barents pendant la période estivale (Vowinckel and Orvig, 1970). Nuages et brouillards ont pour conséquence de réduire très fortement les jours de temps clairs et ensoleillés, qui apparaissent en général entre les mois de janvier et avril. Leur nombre reste cependant relativement faible et varie assez fortement dans la mer de Barents. Des moyennes annuelles calculées pour la période 1951-1980 indiquent que le nombre de jours de temps clairs était inférieur à 7 jours sur Bjørnøya, mais dépassait 25 jours au niveau de Hopen (Steffensen, 1982). Selon Rey (1993), l'importance de l'humidité relative ainsi que le passage des dépressions dans la mer de Barents font que, en règle générale, l'éclairement solaire qui parvient à la surface océanique est inférieur à celui que l'on attend à ces latitudes.

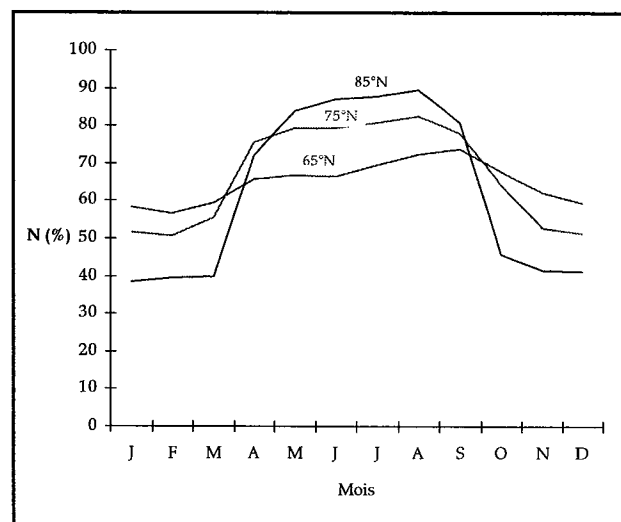


Figure 7.2. Variations saisonnières de la couverture nuageuse pour différentes latitudes de l'hémisphère nord (Vowinckel and Orvig, 1970).

Seasonal variations in cloud cover at different latitudes of the Northern hemisphere (Vowinckel and Orvig, 1970).

Diverses formules ont été proposées, qui permettent d'exprimer la valeur de l'éclairement à la surface océanique en fonction de l'angle d'élévation du soleil et de la nébulosité. Pour de plus amples détails concernant ce sujet, le lecteur pourra se référer à l'ouvrage de Ivanoff (1975). Il semble que l'atténuation de l'éclairement solaire dépende aussi fortement du type de nuages (tableau VII-1). Kirk (1986) indique une atténuation de l'éclairement solaire parvenant au niveau de la surface marine, qui varie entre 30 et 90% suivant le type de nuages et l'épaisseur de la couche nuageuse.

Tableau VII-1 : Influence du type de nuages sur la diminution de l'éclairement par temps couvert (dans Ivanoff, 1975).

Influence of clouds type on the total irradiance decrease under overcast sky (in Ivanoff, 1975).

	Rapport de l'éclairement d'un plan horizontal par ciel couvert à son éclairement par ciel clair
<i>Cirrostratus et cirrocumulus</i>	0,65 à 0,85
<i>Alto cumulus et altostratus</i>	0,41 à 0,52
<i>Stratocumulus et stratus</i>	0,24 à 0,35
<i>Brouillard épais</i>	0,17 à 0,19

L'augmentation de la nébulosité en été dans l'Arctique est due en particulier à la fréquence des stratus, nuages bas et stratiformes dont la formation semble liée, comme pour les brouillards, à l'advection d'air humide et relativement tiède au-dessus de la banquise (Kergomard, 1994).

En plus d'une couverture nuageuse et de brouillards fréquents, la mer de Barents est en grande partie couverte par les glaces et la neige, durant une bonne partie de l'année. L'éclairement solaire qui parvient à la surface de la mer va donc être ensuite fortement atténué par la glace et surtout par la neige. Palmisano *et al.* (1986) mentionnent des coefficients d'atténuation verticaux qui atteignent des valeurs de 16 à 45 m⁻¹ pour la neige ; cela signifie que pour une couche de neige épaisse de 50 cm par exemple, seulement 0,01 à 3% de l'éclairement solaire parvenant en surface sera transmis à travers cette couche de neige. En ce qui concerne la glace de mer, Maykut and Grenfell (1975) font mention de coefficients d'atténuation verticaux de 1,5 à 1,6 m⁻¹. Dans ce cas, seul 20% du rayonnement solaire incident sera transmis au travers d'une couche de glace d'une épaisseur de 1 m. Sakshaug and Slagstad (1991) précisent que la lumière du soleil qui pénètre dans l'eau sous la glace est tout juste suffisante pour permettre la subsistance du phytoplancton.

Outre l'éclairement solaire et la nébulosité, la stratification de la masse d'eau a une influence majeure sur le développement du phytoplancton. Se référant à Smayda (1959) et Sakshaug (1976), Rey and Loeng (1985) indiquent que l'éclairement de 60 - 75 W.m⁻² suffisant pour initier le développement de la floraison phytoplanctonique dans la mer de Norvège est atteint dès le début du mois de mars dans la mer de Barents. Mais à cette époque, la glace atteint son extension maximale et les eaux sont encore bien mélangées. Par conséquent, étant donné que l'efflorescence printanière démarre seulement quelques semaines plus tard, alors que les conditions d'éclairement nécessaires à la photosynthèse sont déjà présentes, les auteurs en concluent que c'est bien la stratification de la masse d'eau qui initie le

processus de floraison. La stabilité de la masse d'eau évolue au cours de l'année, sous l'influence de plusieurs mécanismes qui sont le réchauffement de la surface de la mer par le soleil, l'établissement de la thermocline* saisonnière et l'apport d'eaux douces par la fonte des glaces.

7.2 La croissance phytoplanctonique et les variations saisonnières

Fonction de l'éclairement, de la stratification de l'eau de mer et des sels nutritifs disponibles, la croissance phytoplanctonique montre une large variabilité saisonnière. Le modèle écologique représenté sur la figure 7.3 schématise les relations entre l'éclairement, la teneur en nutriments, la croissance phytoplanctonique et celle du zooplancton au cours d'une année, dans les mers polaires.

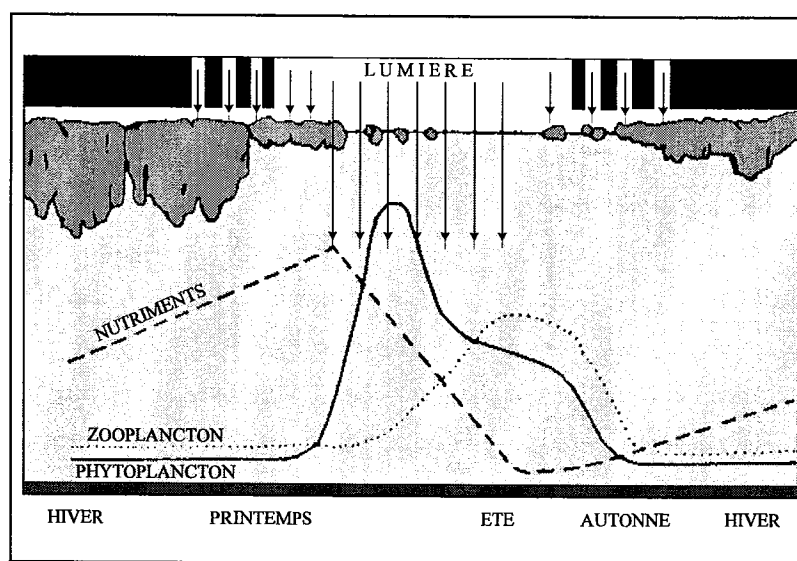


Figure 7.3. Relations entre l'éclairement, la teneur en nutriments, la croissance phytoplanctonique et celle du zooplancton au cours d'une année, dans les mers polaires (Wassmann og Sakshaug, 1987).

Links between irradiance, nutrients rate, phytoplankton and zooplankton growth during one year in polar seas (Wassmann og Sakshaug, 1987).

Au cours de la période hivernale, la longue nuit polaire et le filtre que constitue l'épaisse couche de glace empêchent toute lumière de pénétrer dans la couche euphotique, réduisant par conséquent la croissance phytoplanctonique à zéro. Dans le même temps, la forte diminution des températures, ainsi que le renforcement des vents induisent un brassage de la couche d'eau. Les sels nutritifs présents dans les eaux froides du fond de la mer sont alors ramenés vers la surface et distribués de manière homogène dans toute l'épaisseur de la masse d'eau. Leur concentration est maximale en raison de l'absence du phytoplancton. Au printemps, lorsque le soleil réapparaît au-dessus de l'horizon et que l'alternance des jours et des nuits fait suite à la longue nuit polaire, l'atmosphère se réchauffe rapidement, le pack se disloque et la glace de mer en fondant crée une couche d'eau qui, de par sa

faible salinité, va se stabiliser en surface. Abondance des sels nutritifs, eau réchauffée par les rayons du soleil, toutes les conditions nécessaires au bon déroulement de la photosynthèse sont alors réunies et la floraison phytoplanctonique démarre soudainement. Ce développement extrêmement rapide du phytoplancton s'accompagne naturellement d'une consommation toute aussi rapide des nutriments, si bien que, au cours de la période estivale, lorsque tous les sels nutritifs ont été consommés, la croissance phytoplanctonique marque un ralentissement. Elle ne repose désormais plus que sur les nutriments régénérés dans la zone euphotique, la stratification de la colonne d'eau empêchant toute arrivée de nutriments du fond de la mer. Le phytoplancton diminue donc rapidement, d'autant plus qu'au déficit des éléments nutritifs, s'ajoute la consommation par les organismes zooplanctoniques. Le développement relativement lent du zooplancton explique le décalage entre les maximums phytoplanctonique et zooplanctonique. Dès l'automne, le phytoplancton atteint ses concentrations minimales.

Nous appuyant sur l'imagerie satellitaire acquise dans le visible, nous décrivons dans la suite de ce chapitre uniquement les situations printanière et estivale. L'absence ou la faible durée de l'éclairement en automne et en hiver dans la mer de Barents empêchant l'utilisation de ce type d'imagerie. L'importance de l'enneigement et par conséquent, le faible nombre d'images satellitaires disponibles, nous ont conduit à utiliser en plus des scènes individuelles, des composites. Les images composites qui intègrent l'information de chaque scène individuelle ont l'avantage d'offrir une vue générale et de minimiser la surface occupée par les nuages. Cependant, pour les mois d'avril et de mai, les conditions météorologiques particulièrement mauvaises ne nous ont pas permis de rectifier les scènes les unes par rapport aux autres et nous ne disposons donc pas de composites pour ces mois-là.

♦ La situation en automne et en hiver

La formation de la glace en automne et la présence des vents en hiver entraînent un fort brassage de la couche d'eau. L'absence de stratification, ajoutée au faible éclairement, réduisent considérablement l'activité photosynthétique. Très peu de travaux ont été réalisés sur l'écologie du phytoplancton pendant la période hivernale ; apparemment, bon nombre d'espèces utilisent le mécanisme de sporulation ou bien entrent dans une phase végétative pour passer l'hiver (Sakshaug, 1989 ; Eilertsen, 1989).

♦ La situation printanière

La situation n'est, en réalité, pas aussi simple qu'elle est illustrée sur la figure 7.3. En fonction de la stabilité verticale des masses d'eau et des conditions d'éclairement, la floraison phytoplanctonique ne débute pas au même moment dans toute la mer de Barents (Rey and Loeng, 1985). Elle apparaît d'abord dans le courant du mois d'avril dans les eaux côtières réchauffées par le soleil, ainsi que dans

la zone du rebord des glaces où la fonte entraîne la formation d'une pycnocline très marquée entre 20 et 40 mètres de profondeur (Sakshaug, 1990).

Sur les images satellitaires du mois d'avril, toute la partie nord de la mer est couverte par les nuages. Il nous est donc impossible de distinguer la zone marginale des glaces. Pour le mois d'avril 1980, les concentrations chlorophylliennes sont faibles (figure 7.4). Les plus fortes valeurs mesurées, comprises entre 0,70 à 2,00 mg.m^{-3} , se situent dans le sud de la mer, le long de poluostrov Kol'skij, autour de mys Kanin Nos, ainsi que dans la région du Gåsbanken. Dans les autres régions, les concentrations sont inférieures à 0,40 mg.m^{-3} . Il est très probable que les fortes concentrations mesurées le long des côtes soient le résultat d'un effet d'overshoot, défaut du capteur.

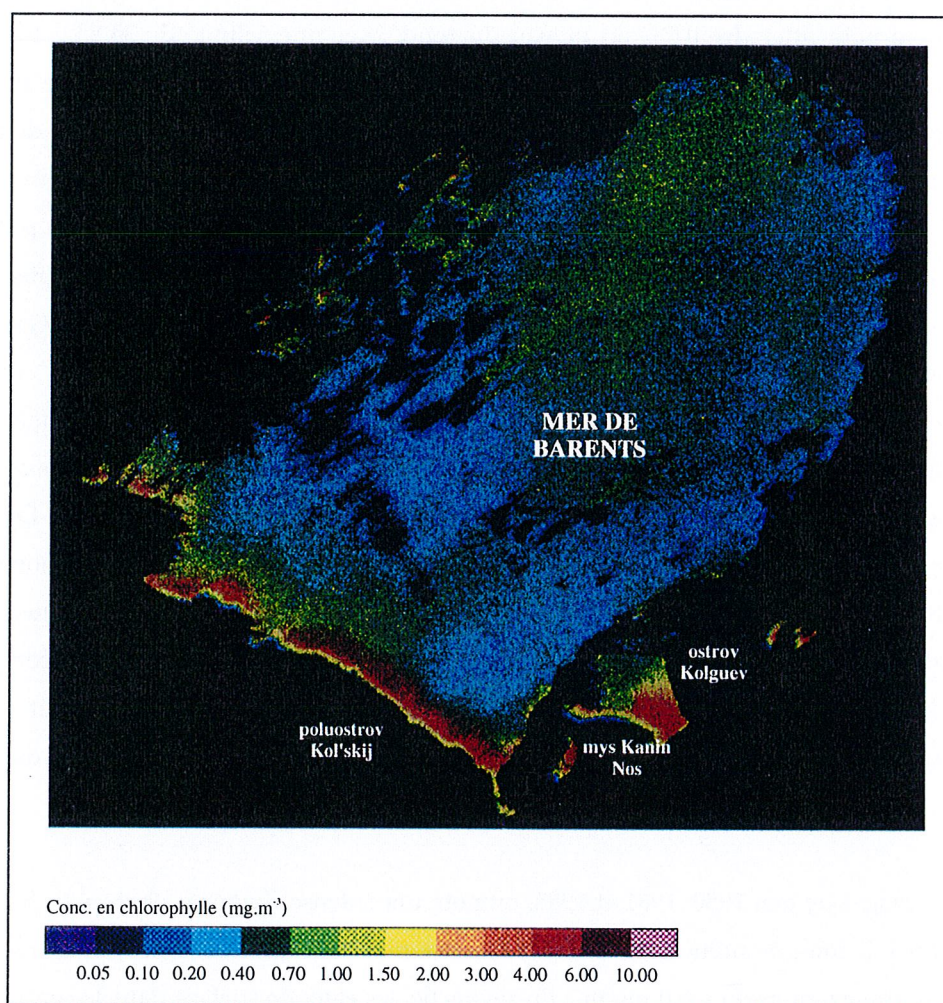


Figure 7.4. Estimation de la concentration en pigments chlorophylliens dans le sud de la mer de Barents, le 25 avril 1980 (CZCS - 0537 UTM). Les fortes concentrations le long de la côte sont probablement liées à un effet d'overshoot, défaut du capteur.

Estimates of chlorophyll-like pigments in the southern part of the Barents sea, 25 April 1980 (CZCS - 0537 UTM). The high estimates along the coast are probably the result of overshoot, a technical flaw of the sensor.

Nous ne disposons pas de mesures *in situ* pour le mois d'avril 1980, cependant, afin d'étayer nos observations satellitaires, nous nous sommes appuyés sur les travaux réalisés par l'Institut de Biologie Marine de Murmansk, au cours du printemps 1985. Les conditions d'englacement de la mer cette année là étaient assez semblables à celles de 1980 (Skjoldal *et al.*, 1987) ; il n'est donc pas totalement aberrant de comparer ces deux situations. Entre les mois de mars et avril, deux transects ont été échantillonnés dans le centre de la mer de Barents (figure 7.5).

Le premier transect s'étend le long du méridien 33°30 E, entre 69°30 et 76°37 de latitude nord. Le deuxième transect est situé plus à l'est, entre 36°44 et 38°49 de longitude est et 69°37 et 76°17 de latitude nord. Dans la partie sud du premier transect, nous constatons un début de stratification de la masse d'eau ; les températures de surface des eaux côtières sont comprises entre 2,5°C et 3,0°C et diminuent progressivement pour atteindre 0,5°C au niveau du fond, avec une salinité de 34,8‰. En revanche, dans la partie nord du transect, qui coupe le courant des eaux nord atlantiques, aucune stratification n'est observée ; les températures sont plus modérées, entre 0,8°C et 1,5°C sur l'ensemble de la colonne d'eau, avec des salinités de 35,0 à 35,2‰. Au niveau du transect plus à l'est, la température maximale est de 1,9°C au niveau de la côte et au nord jusqu'au 72^{ème} parallèle. Au nord de ce parallèle, les températures dans la colonne d'eau varient entre -0,06°C et -1,8°C, indiquant là encore l'absence d'une quelconque stratification des eaux. Le rebord des glaces se trouvait juste au nord de la région étudiée. Les concentrations maximales de surface en chlorophylle-a étaient très faibles, puisqu'elles n'atteignaient que 0,28 mg.m⁻³ au niveau du premier transect et 0,17 mg.m⁻³ sur le deuxième transect. Le maximum chlorophyllien mesuré le long du premier transect se trouvait dans les eaux côtières, à une profondeur comprise entre 50 et 100 m, où il atteignait une valeur de 0,35 mg.m⁻³. En revanche, tout au long du deuxième transect, la biomasse chlorophyllienne reste très faible et homogène sur l'ensemble de la colonne d'eau. L'absence de stratification de la colonne d'eau, ainsi que les faibles concentrations en chlorophylle-a indiquent une situation de prebloom. Bien que les concentrations en pigments chlorophylliens mesurées soient très faibles, les travaux effectués par l'Institut de Biologie Marine montrent, comme l'imagerie satellitaire, des teneurs légèrement plus importantes dans les eaux côtières que dans les eaux plus au large.

Sur les images de mai 1980, 1981 et 1982, on note une intense floraison phytoplanctonique dans les eaux côtières, le long de poluostrov Kol'skij et entre mys Kanin Nos et ostrov Kolguev, avec des concentrations atteignant jusqu'à 6,0 mg.m⁻³. En revanche, les eaux de surface dans le centre de la mer présentent des teneurs en pigments chlorophylliens relativement faibles, de l'ordre de 0,4 mg.m⁻³. L'image du 16 mai 1981 révèle une importante efflorescence phytoplanctonique (6,0 mg.m⁻³) dans les eaux nord atlantiques, à l'entrée de la mer de Barents (figure 7.6). La stratification des eaux dans cette zone ne dépend que du réchauffement de la surface par le soleil. En raison de la profondeur et de la dynamique des courants, la pycnocline est longue à se mettre en place et par conséquent, la floraison

phytoplanctonique se produit plus tard que dans les régions côtières, généralement dans la deuxième moitié du mois de mai (Rey and Loeng, 1985).

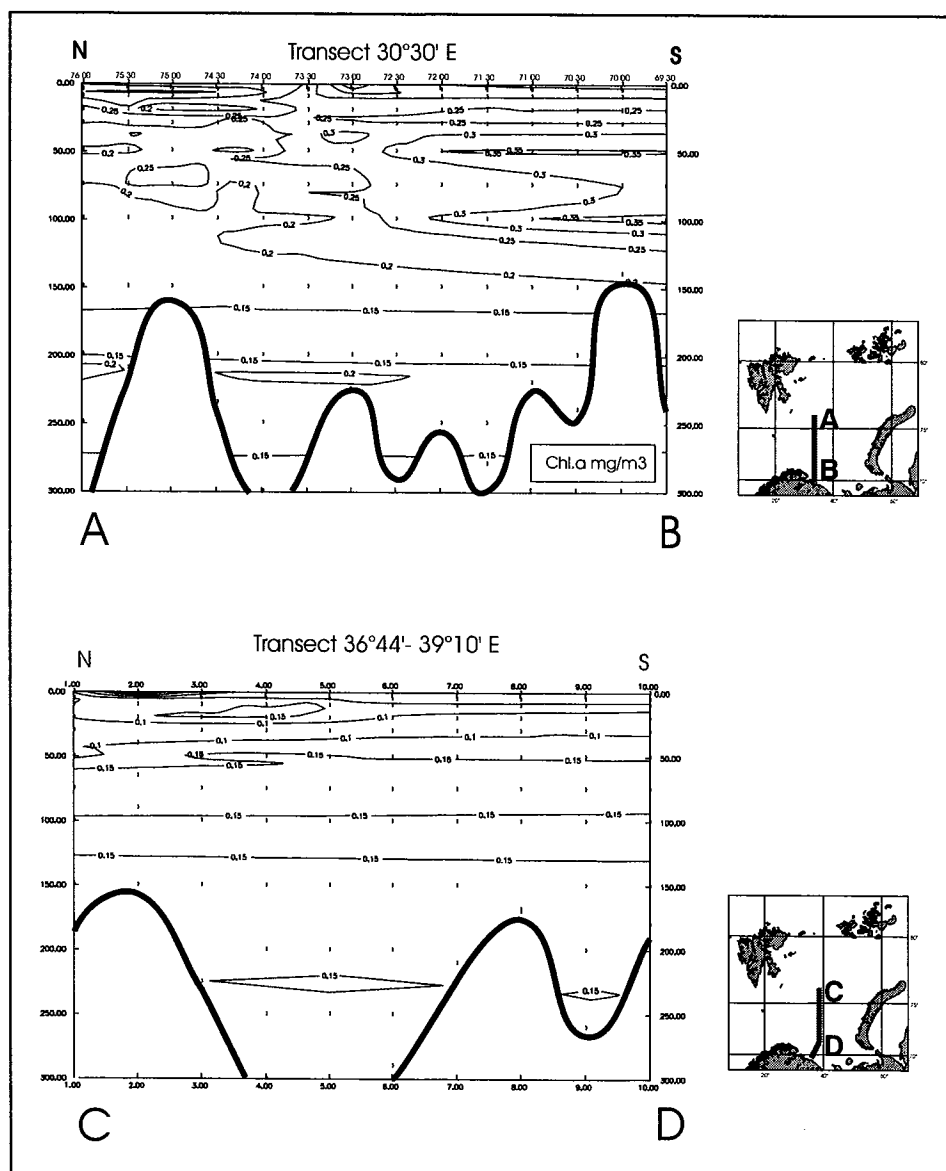


Figure 7.5. Concentrations en chlorophylle-a dans la colonne d'eau le long de deux transects A-B (76°00 N / 30°30 E - 69°30 N / 30°30 E) et C-D (76°27N / 39°10 E - 69°37 N / 36°44 E) échantillonnés en avril 1985 (données fournies par le Dr. Savinov, Institut de Biologie Marine, Murmansk).

Chlorophyll-a concentrations in the water column along transect A-B (76°00 N / 30°30 E - 69°30 N / 30°30 E) and transect C-D (76°27N / 39°10 E - 69°37 N / 36°44 E) in April 1985 (data supplied by Dr. Savinov, Murmansk Marine Biological Institute).

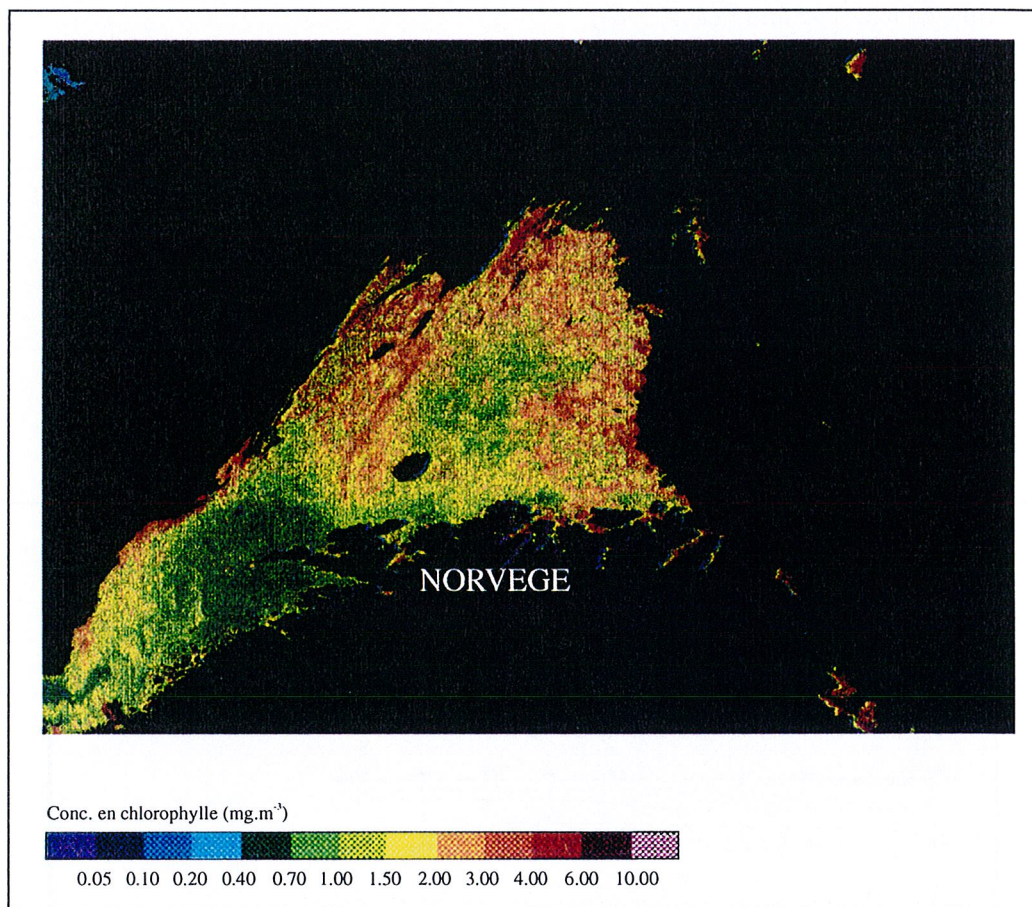


Figure 7.6. Estimation de la concentration en pigments chlorophylliens à l'entrée de la mer de Barents, le 16 mai 1981 (CZCS - 0537 UTM).

Estimates of chlorophyll-like pigments at the entrance of the Barents sea, 16 May 1981 (CZCS - 0537 UTM).

Au mois de juin, la floraison phytoplanctonique dans les eaux nord atlantiques à l'entrée de la mer de Barents est très étendue avec des concentrations en chlorophylle atteignant des valeurs très élevées, jusqu'à 10 mg.m⁻³. Sur la composite du mois de juin, nous observons un fort gradient des concentrations en chlorophylle au niveau du front polaire (figure 7.7). Au sud du front et le long de la côte, les concentrations s'échelonnent entre 1,0 et 4,0 mg.m⁻³. En revanche, les eaux situées au nord du front, ainsi que celles du Storfjordrenna paraissent dépourvues de pigments, leur concentration phytoplanctonique est inférieure à 0,4 mg.m⁻³.

Nos observations de surface sont en accord avec les travaux menés par l'Institut de Recherche Marine de Bergen dans la mer de Barents entre 1979 et 1984 et présentés sur la figure 7.8. Les plus fortes concentrations de surface mesurées en juin 1980 se situent dans les eaux nord atlantiques à l'entrée de la mer de Barents, entre Bjørnøya et les côtes du nord de la Norvège, ainsi que dans la

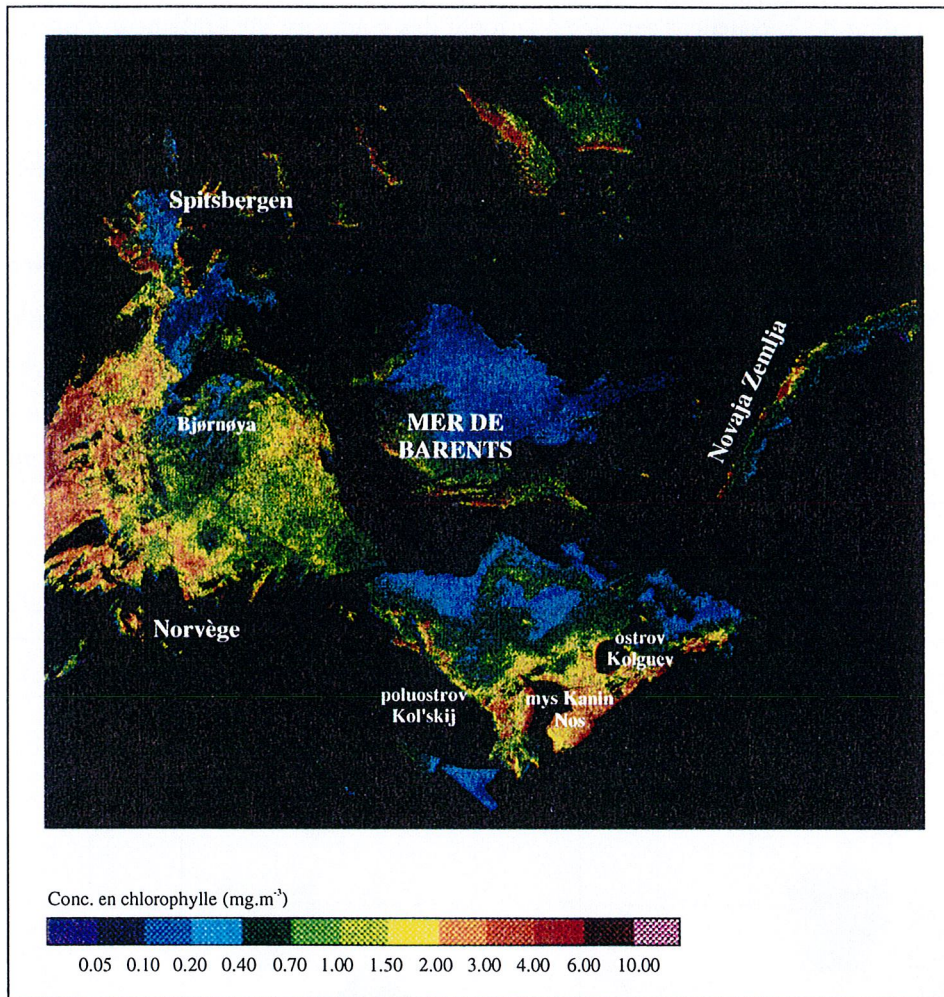


Figure 7.7. Estimation de la concentration moyenne en pigments chlorophylliens dans la mer de Barents, composite CZCS pour les mois de juin.

Estimates of mean chlorophyll-like pigments over the Barents sea, CZCS composite for June.

région à l'est de Spitsbergen banken, au niveau de la branche formée par le courant nord atlantique qui s'étend vers le nord. Par contre, leurs données montrent que les concentrations les plus importantes se trouvent à quelques mètres sous la surface ; des valeurs de 12 mg.m⁻³ ont été mesurées à 20 mètres de profondeur. Nous n'observons pas de concentrations aussi fortes sur les images satellitaires. Bien que le nord de la mer soit couvert par les nuages dans presque sa totalité, une ouverture nuageuse entre le Spitsberg et Zemlja Franca Iosifa laisse apparaître des teneurs en chlorophylle très élevées. Ces fortes valeurs caractérisent la floraison phytoplanctonique qui se produit au niveau du rebord des glaces. Lorsque la glace fond, elle forme en surface une couche d'eau de faible salinité et relativement stable, avec la mise en place rapide de la pycnocline à une profondeur de 20 à 30 mètres. Cette couche d'eau chauffée par les rayons du soleil favorise un développement rapide du

phytoplancton avec des concentrations en chlorophylle-a qui peuvent dépasser 20 mg.m^{-3} (Hegseth, 1992). La stratification de la couche d'eau liée à la fonte des glaces est généralement plus stable et se met en place avant celle due uniquement au réchauffement atmosphérique (Heimdal, 1989). De ce fait, la floraison printanière apparaît plus tôt dans la zone de la lisière des glaces que dans les eaux atlantiques à l'entrée de la mer de Barents, à peu près au même moment que l'efflorescence des régions côtières (Rey and Loeng, 1985 ; Skjoldal *et al.*, 1987). Elle peut même être plus précoce, notamment au cours des années froides, lorsque les glaces descendent très au sud (Loeng, 1979). Le contact avec les eaux relativement chaudes du courant nord atlantique entraîne alors la fonte rapide des glaces et la formation en surface d'une couche très stable, favorable au développement et à la croissance du phytoplancton. Cette poussée phytoplanctonique est généralement brève mais très intense et suit le retrait des glaces vers le nord. Malheureusement, aucune image, ni pour le mois d'avril, ni pour le mois de mai, nous permet d'observer la zone du rebord des glaces.

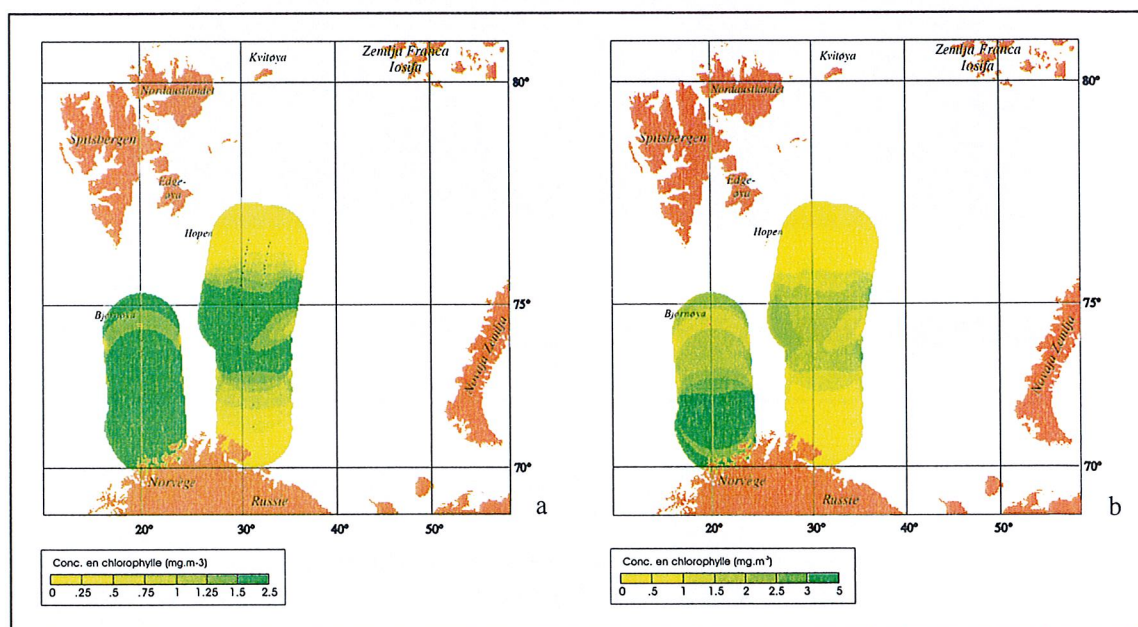


Figure 7.8. Concentration en pigments chlorophylliens dans la mer de Barents, (a) en surface, et (b) à 10 mètres en juin 1980 (données fournies par l'Institut de Recherche Marine, Bergen).

Chlorophyll-like pigments concentrations in the Barents sea, (a) at the surface, and (b) 10 m depth in June 1980 (data supplied by the Norwegian Institute for Marine Research, Bergen).

✦ La situation estivale

L'observation satellitaire de la répartition géographique du phytoplancton au mois de juillet est très intéressante, car elle nous permet de distinguer deux situations très différentes ; d'une part, une situation que nous qualifierons de "normale" et d'autre part, une situation de "temps froid" avec l'année 1979.

Au cours des mois de juillet 1980, 1982 et 1985, les plus fortes concentrations en chlorophylle se situent dans les eaux côtières du nord de la Norvège, dans les eaux qui baignent la côte occidentale de Novaja Zemlja, le long de poluostrov Kol'skij, ainsi qu'autour de mys Kanin Nos. Dans toutes ces régions, les concentrations sont comprises entre 2,0 et 6,0 mg.m⁻³. Au niveau de certains bancs, comme Sentralbanken, Nordkappbanken et Gåsbanken, les concentrations phytoplanctoniques ont des valeurs assez fortes, entre 1,0 et 2,0 mg.m⁻³. Des concentrations inférieures à 0,4 mg.m⁻³ caractérisent les eaux du centre de la mer de Barents. Comparée aux situations précédentes, l'image du 10 juillet 1979 montre une mer de Barents presque totalement oligotrophe, avec des concentrations chlorophylliennes s'échelonnant entre 0,05 et 0,40 mg.m⁻³ (chapitre 4, figure 4.8). Seules les zones côtières, Spitsbergen banken et la zone du rebord des glaces montrent des teneurs en chlorophylle qui atteignent jusqu'à 3,0 mg.m⁻³, les plus importantes se situant le long de la côte occidentale de Novaja Zemlja et autour de ostrov Kolguev. A l'ouest de Bjørnøya, dans les eaux nord atlantiques, nous constatons une floraison phytoplanctonique intense, avec des concentrations atteignant 6,0 mg.m⁻³. Cette situation est typique d'une situation de postbloom (Mitchell *et al.*, 1991) ; l'année 1979 a été particulièrement froide avec des glaces de mer qui sont descendues très au sud, bien au-delà du front polaire (chapitre 6 - figure 6.3). L'intense et brève poussée phytoplanctonique qui a lieu lorsque les glaces commencent leur retrait est déjà terminée, sauf dans les régions les plus septentrionales. Tous les sels nutritifs ont été consommés et la croissance phytoplanctonique se développe en profondeur vers 20 - 30 mètres, comme l'indiquent les mesures effectuées par l'Institut de Recherche Marine de Bergen les 11 et 12 juillet 1979.

Il est intéressant de comparer l'image composite de juillet à celle de juin. Nous constatons que globalement, la répartition géographique des pigments chlorophylliens est la même sur les deux images, mais avec une diminution des concentrations au cours de juillet, notamment dans les eaux atlantiques, le long de poluostrov Kol'skij, ainsi qu'entre mys Kanin Nos et ostrov Kolguev (figure 7.9). Conformément au schéma présenté sur la figure 7.3, au fur et à mesure que l'été avance, la croissance phytoplanctonique dans les eaux de surface diminue en raison de la diminution des sels nutritifs disponibles et de la consommation par le zooplancton. Le maximum chlorophyllien qui se trouve à quelques dizaines de mètres en profondeur n'est pas observable sur les images satellitaires.

Sur la composite du mois d'août, nous constatons que le phytoplancton s'est étendu dans toute la partie sud de la mer de Barents, mais les concentrations ont encore diminuées par rapport à la situation de juillet (figure 7.10). Les concentrations les plus élevées, comprises entre 0,7 et 3,0 mg.m⁻³, apparaissent dans le sud de la mer autour de mys Kanin Nos, au niveau de Spitsbergen banken et dans la zone du rebord des glaces. Nous avons comparé nos observations aux travaux menés par le l'Institut de Biologie Marine de Murmansk dans le cadre de la campagne BAREX-84. Entre le 14 août et le 19 septembre 1984, l'Institut a mené plusieurs campagnes en mer de Barents, échantillonnant plusieurs transects qui couvrent une très grande partie de la mer (figure 7.11). Les profils verticaux de

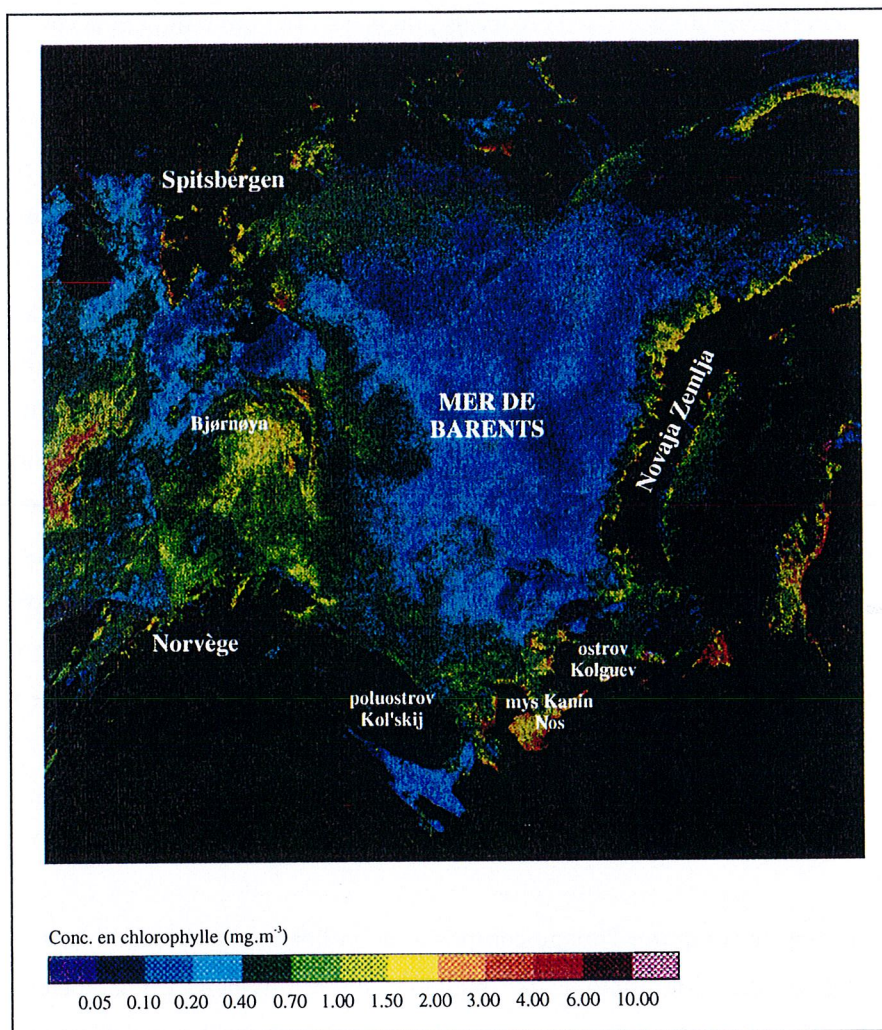


Figure 7.9. Estimation de la concentration moyenne en pigments chlorophylliens dans la mer de Barents, composite CZCS pour les mois de juillet.

Estimates of mean chlorophyll-like pigments over the Barents sea, CZCS composite for July.

la concentration chlorophylliennes nous révèlent plusieurs choses qui confirment nos observations. Tout d'abord nous constatons que nous sommes dans une situation de postbloom. Les teneurs en pigments sont très faibles, les organismes phytoplanctoniques ont, soit été consommés par le zooplancton, soit coulé progressivement vers le fond. Ensuite, nous notons une augmentation des concentrations avec les latitudes décroissantes, soulignant l'influence des eaux nord atlantiques dans le sud de la mer de Barents. Enfin, les profils verticaux montrent que les concentrations maximales à la fin de l'été ne se trouvent jamais en surface, mais entre 10 et 40 mètres de profondeur, rendant impossible la mesure par satellite.

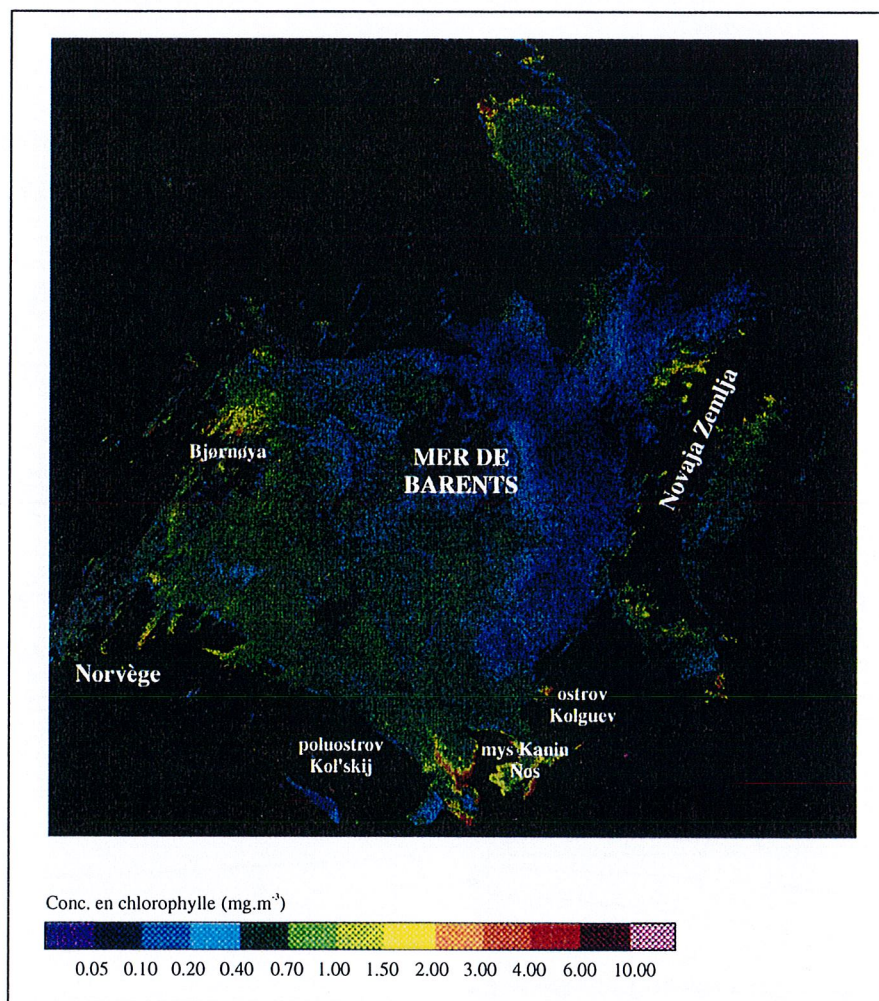


Figure 7.10. Estimation de la concentration moyenne en pigments chlorophylliens dans la mer de Barents, composite CZCS pour les mois d'août.

Estimates of mean chlorophyll-like pigments over the Barents sea, CZCS composite for August.

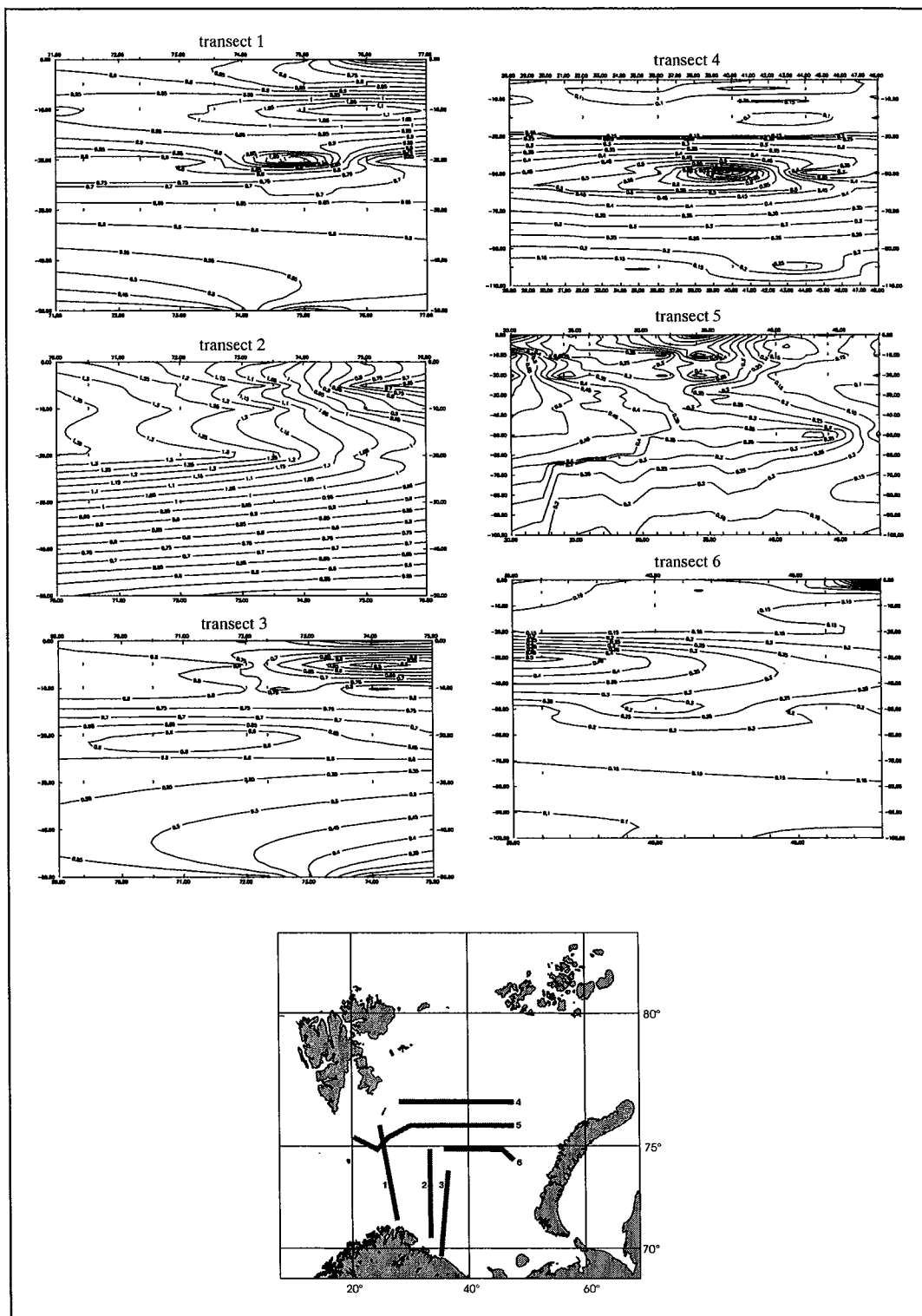


Figure 7.11. Concentrations en chlorophylle-a le long de six transects dans la mer de Barents, échantillonnés entre le 14 août et le 19 septembre 1984 (données fournies par le Dr. Savinov, Institut de Biologie Marine, Murmansk).

Chlorophyll-a concentrations along six selected transect in the Barents sea, taken in the period 14/08/84 to 19/09/84 (data supplied by Dr. Savinov, Murmansk Marine Biological Institute).

7.3 Les “pâturages” de la mer de Barents

La mer de Barents présente plusieurs lieux privilégiés pour le développement et la croissance des organismes phytoplanctoniques. Pour décrire ces différentes zones de “pâturage”, nous avons réalisé une image composite qui regroupe l'ensemble des données des mois de juin à août pour la période 1979 - 1985 (figure 7.12).

La première observation que nous suggère cette image composite est la zonation “latitudinale” de l'écosystème phytoplanctonique dans la mer de Barents. Nous constatons effectivement que deux bassins hydrologiques s'individualisent, séparés par le front polaire qui dessine de larges méandres entre ces deux régions, et qui présente globalement une orientation sud-est / nord-ouest. A l'est du front polaire, les eaux froides arctiques apparaissent presque entièrement dépourvues de pigments chlorophylliens. Seule la zone du rebord des glaces présente des teneurs en organismes phytoplanctoniques très élevées. Au sud-ouest du front polaire en revanche, les eaux qui bénéficient de l'apport de chaleur transporté par la dérive nord-atlantique et le courant norvégien qui la prolonge, montrent une richesse phytoplanctonique remarquable. A l'ouest de l'image, nous distinguons très bien l'influence de la courantologie de surface sur la répartition du phytoplancton qui se sépare en deux branches. Une partie pénètre dans la mer de Barents entre les côtes du nord de la Norvège et Bjørnøya et s'étend dans tout le sud de la mer, en suivant les côtes de la Russie. La seconde branche se dirige vers le nord, le long de la pente continentale qui s'étire entre le nord de la Norvège et la façade ouest du Spitsberg. De fortes concentrations en chlorophylle sont également visibles sur le banc du Spitsberg. Toute cette région sud-ouest de la mer de Barents où l'on rencontre les plus fortes teneurs en pigments chlorophylliens est une zone particulièrement poissonneuse et très fréquentée par les pêcheurs russes et du nord de la Scandinavie.

♦ La région des eaux nord atlantiques (région 1)

Cette région s'étend sur toute la partie sud-ouest de la mer de Barents. La stratification de la masse d'eau atlantique est régulée uniquement par le réchauffement atmosphérique et est par conséquent longue à se mettre en place. La floraison printanière débute généralement à la fin du mois de mai et se développe tout au long de la période estivale. L'efflorescence phytoplanctonique qui se produit dans les eaux atlantiques constitue une grande partie de la production primaire annuelle (Loeng *et al.*, 1995) et a une importance considérable pour le restant de la chaîne alimentaire. En effet, la croissance progressive du phytoplancton permet un broutage intensif par les organismes zooplanctoniques, deuxième élément de la chaîne alimentaire. A la fin de l'été, l'utilisation des sels nutritifs régénérés permet une croissance phytoplanctonique modérée à des profondeurs comprises entre 10 et 40 mètres.

✦ La région des eaux côtières (région 2)

Dans cette région, la stratification des eaux se met en place plus tôt que dans les eaux nord atlantiques en raison de l'apport des eaux douces et des faibles profondeurs qui favorisent un réchauffement plus rapide de la surface. La floraison phytoplanctonique apparaît donc dès le mois d'avril et persiste plusieurs semaines avec des concentrations atteignant $3,0$ à $4,0 \text{ mg.m}^{-3}$. Au cours de l'été, les eaux de ruissellement qui drainent des nutriments à la mer permettent le maintien de la croissance phytoplanctonique dans les eaux côtières.

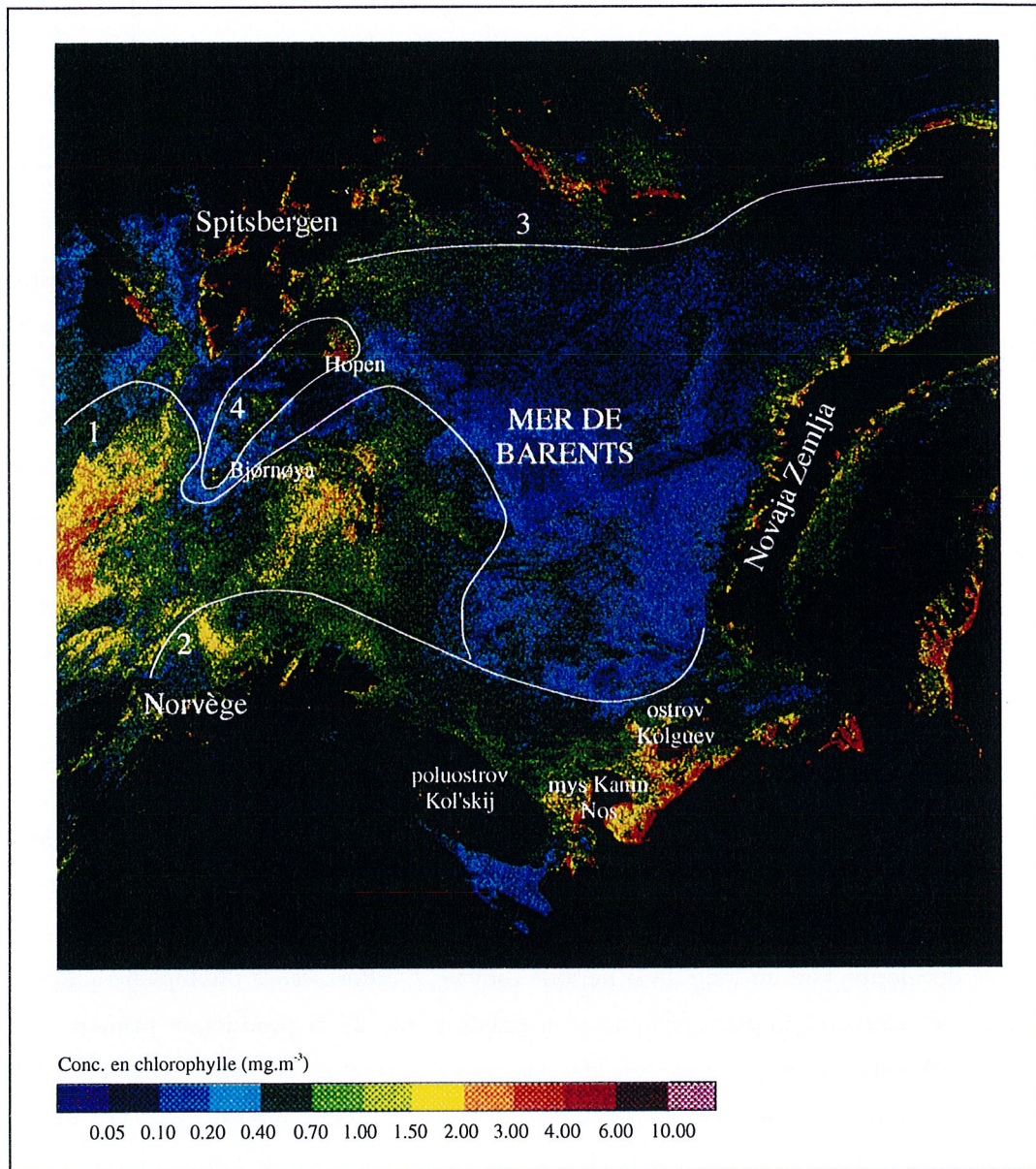


Figure 7.12. Répartition géographique du phytoplancton dans la mer de Barents au cours de la période avril 1979 - août 1985. Image composite CZCS.

Phytoplanktonic areas distribution in the Barents sea for April 1979 to August 1985. CZCS composite.

‡ La région de la lisière des glaces (région 3)

A la suite du programme PRO MARE*, un modèle écologique schématisant le développement du phytoplancton au niveau du rebord des glaces a été proposé. Ce modèle est représenté sur la figure 7.13. Ce schéma montre un développement phytoplanctonique qui se déroule en trois étapes. (1) Une partie de la floraison printanière se développe sous la glace et est généralement dominée par des petits flagellés*. (2) L'essentiel de l'efflorescence phytoplanctonique a lieu au niveau de la lisière des glaces et est habituellement dominé par des diatomées*. (3) A la fin de la floraison printanière, le phytoplancton se trouve dans la partie inférieure de la zone euphotique. (4) Environ 50% de la biomasse phytoplanctonique sédimente hors de la zone euphotique. Le postbloom est caractérisé par des eaux de surface très pauvres en pigments chlorophylliens. Le zooplancton qui a passé l'hiver en profondeur migre vers la surface (5) pour frayer juste sous le phytoplancton (6). (7) La nouvelle génération zooplanctonique se développe en consommant tout d'abord le phytoplancton abondant près du rebord des glaces puis, celui, plus profond, qui se développe pendant la phase du postbloom. (8) Plus tard, le zooplancton est à son tour consommé par les morues qui suivent, elles aussi, l'écosystème. La présence de fortes concentrations en chlorophylle le long du rebord des glaces au cours de la période estivale indique que la floraison phytoplanctonique suit la retraite des glaces en direction du nord jusqu'en septembre, où les eaux se refroidissent à nouveau et où les conditions d'éclairement deviennent insuffisantes pour assurer la croissance du phytoplancton (Rey and Loeng, 1985).

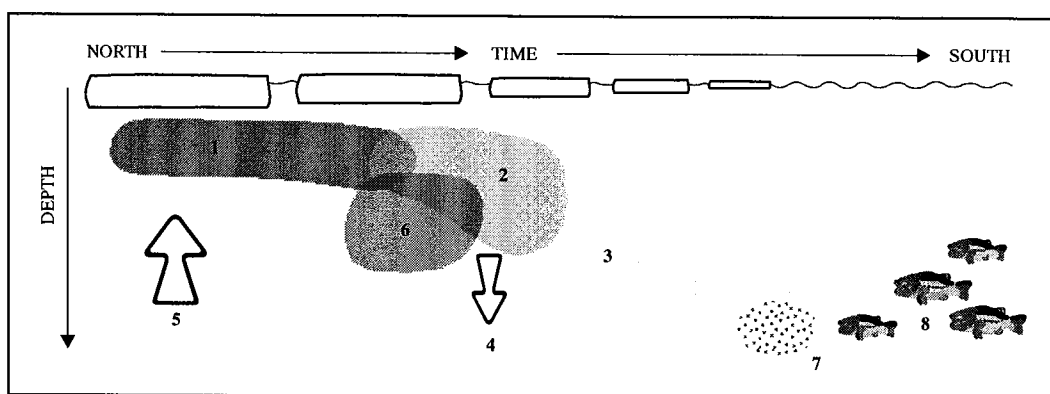


Figure 7.13. Schéma simplifié de l'écosystème pélagique associé à la zone de la lisière des glaces dans la mer de Barents (d'après Wassmann og Sakshaug, 1987).

Simplified scheme of the ice edge pelagic ecosystem in the Barents sea (after Wassmann og Sakshaug, 1987).

‡ La région de Spitsbergen banken (région 4)

Cette région s'étend au nord-est de Bjørnøya, jusqu'à Hopen. Les conditions hydrologiques particulières de la région, entourée par le front polaire, entraînent un brassage considérable des eaux et donc un apport intense des nutriments en surface. En raison des faibles profondeurs, l'éclairement est suffisant pour permettre une croissance phytoplanctonique sans établissement préalable d'une

stratification (Loeng *et al.*, 1995). Sous de telles conditions, la floraison phytoplanctonique se maintient pendant toute la période estivale, à des concentrations atteignant jusqu'à $4,0 \text{ mg.m}^{-3}$, comme nous le constatons sur les images composites des mois de juin, juillet et août. Cette région étant couverte par les glaces pendant l'hiver, une intense poussée phytoplanctonique se met en place très tôt, dès les mois de mars / avril, lorsque commence la débâcle (Loeng *et al.*, 1995). Malheureusement les mauvaises conditions météorologiques au cours du printemps nous empêchent de distinguer cette région sur l'imagerie satellitaire.

7.4 Les conséquences d'une pollution par les hydrocarbures

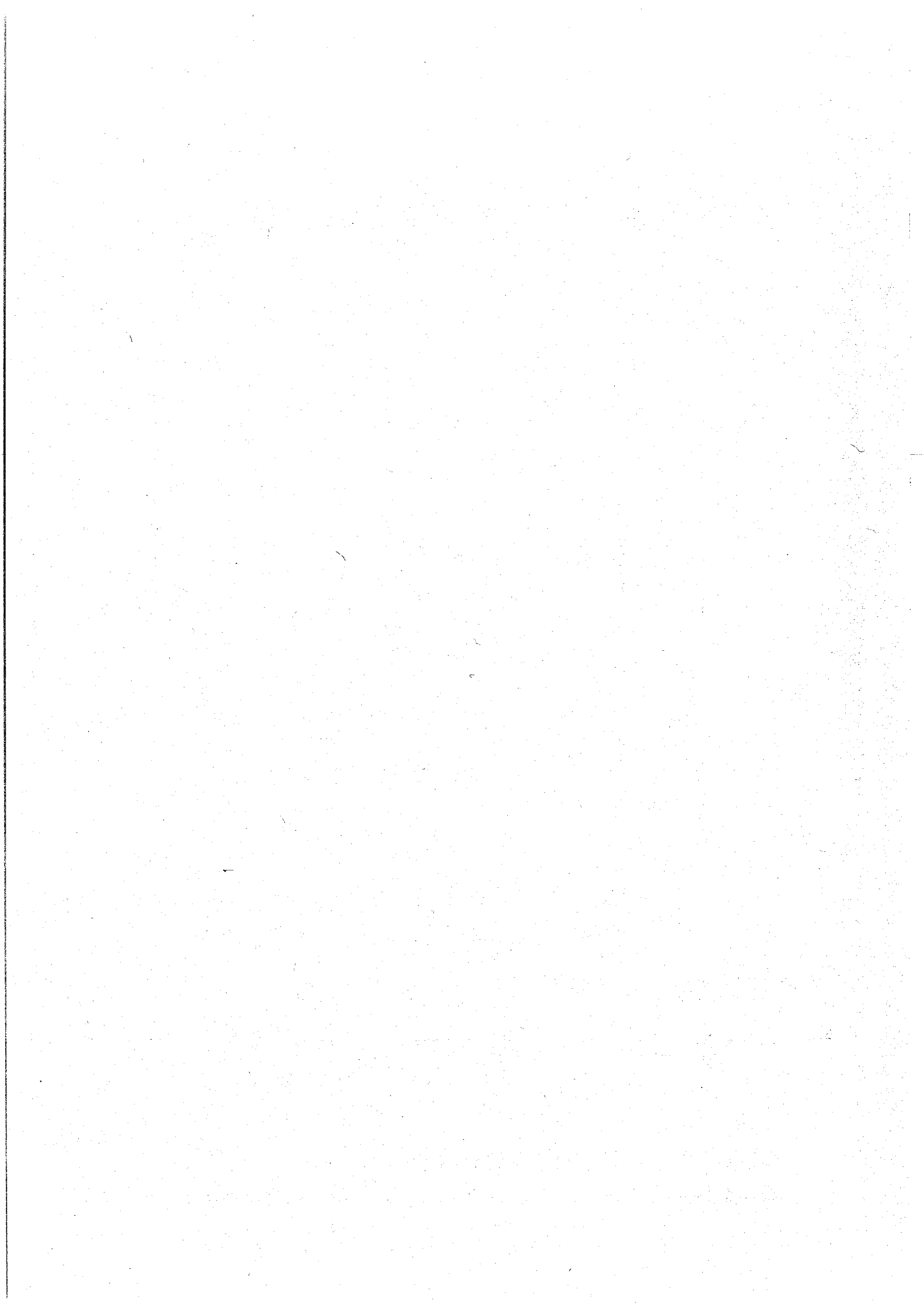
Les richesses du sous-sol de la mer de Barents en hydrocarbures laissent présager un fort développement de l'industrie pétrolière dans les années à venir. Des descriptions qui précèdent, il découle que l'un des aspects les plus importants concernant l'étude de la couleur de l'eau dans cette région réside dans la détermination de l'instant où débute le développement phytoplanctonique dans les différentes zones de "pâturage". Ceci afin de prendre toutes les précautions nécessaires au moment de la floraison et éviter une pollution qui pourrait avoir des conséquences dramatiques, non seulement sur le phytoplancton, mais aussi sur l'ensemble de la chaîne alimentaire.

Le pétrole déversé en mer, qu'il s'agisse du brut contenu dans les eaux de rinçage des citernes, du naufrage d'un navire pétrolier, ou encore de l'éruption d'un puits, se répand très rapidement à la surface de la mer en une nappe très fine. Habituellement, les produits volatils s'évaporent, une partie est oxydée, les résidus lourds soumis à l'action mécanique des vents et des courants sont transportés sur des distances considérables avant de se déposer lentement sur les fonds. Une partie de ces résidus est assimilée par les bactéries marines. Dans les régions arctiques cependant, l'évaporation des composés les plus légers, qui sont aussi généralement les plus toxiques et la biodégradation par les bactéries, sont des processus ralentis par les basses températures (Hsiao, 1978). L'intensité et la permanence des effets nocifs d'une pollution sur les organismes phytoplanctoniques varient suivant les espèces touchées, la composition chimique et les propriétés physiques du pétrole, de la quantité déversée et de l'extension de la nappe d'hydrocarbures, des températures de l'eau et les transformations chimiques subies par photo-oxydation. La conséquence la plus néfaste de la présence d'une nappe imperméable à la surface de la mer est de faire localement obstacle aux échanges de gaz entre la mer et l'atmosphère et de bloquer par conséquent le processus de photosynthèse, empêchant ainsi le développement du phytoplancton. Mais les hydrocarbures peuvent également agir directement sur les cellules vivantes en bloquant les processus biochimiques indispensables à la vie (Kögeler *et al.*, 1994). De même, les conséquences d'une nappe d'hydrocarbures sur les organismes marins dans la mer de Barents ne seront pas identiques selon que la pollution se produise en plein océan ou au niveau de la lisière des glaces et selon la période de l'année (Loeng *et al.*, 1995). En automne et en hiver, du fait de la faible teneur de l'eau en phytoplancton, une pollution pétrolière

n'entraînerait pas de trop grands dommages. Le problème majeur concerne les glaces de mer qui pourraient couvrir une nappe de pétrole et empêcher l'évaporation des composés volatils. Les hydrocarbures pourraient alors être incorporés dans les glaces, puis transportés sur de longues distances avant d'être relâchés lors de la débâcle, loin de leur lieu d'origine. C'est la floraison printanière qui est la plus exposée à une pollution par les hydrocarbures, et notamment celle associée au rebord des glaces, qui est très intense et qui s'étale seulement sur deux ou trois semaines. Une nappe de pétrole déversée en mer à ce moment aurait des répercussions dramatiques sur l'ensemble du réseau trophique. Les conséquences seraient sans doute moins néfastes au cours de l'été, bien que l'éclairement solaire favorise le processus de photo-oxydation et la production de composés toxiques.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

1. Les principaux résultats 169
2. Les perspectives de recherche 171



Notre travail avait pour objectif d'apporter une contribution à l'amélioration des connaissances de l'environnement marin arctique. Plus précisément, nous nous sommes intéressés à l'étude des structures océaniques de surface dans des mers en position cruciale, les mers de Barents et de Kara, ainsi que dans la partie sud-est de la mer de Barents, à partir de l'imagerie spatiale opérant dans le domaine du visible, du proche infrarouge et de l'infrarouge thermique. Les mesures *in situ* nous ont permis de valider les algorithmes utilisés pour le traitement des images et de guider l'interprétation de celles-ci. Par structures océaniques de surface, nous entendons à la fois, structures biologiques, puisque nous avons montré quelles étaient les zones apparemment les plus productives du point de vue de la production primaire et à quelle période de l'année se produisait l'efflorescence phytoplanctonique. Mais également structures physiques, car nous avons tenté de mettre en évidence les principaux fronts thermiques et dynamiques, les directions suivies par les glaces de mer, leur relation avec la courantologie de surface et le transport des sédiments et des polluants. L'objectif sous-jacent à notre travail était de déterminer quelles étaient les régions des mers arctiques eurasiatiques les plus sensibles et les plus vulnérables à une éventuelle pollution du milieu marin. Au cours de cet ouvrage, nous avons tenté de répondre aux différentes questions que nous avons posées dans l'introduction. Les principaux résultats de notre travail et les perspectives de recherche auxquelles il a donné lieu sont présentés ci-dessous.

1. Les principaux résultats

Les structures thermiques sont parfaitement visibles depuis l'espace.

Les thermographies AVHRR révèlent très bien l'entrée des eaux chaudes prolongeant la dérive nord-atlantique en mer de Barents. Ces eaux, dont la température décroît au fur et à mesure de leur cheminement vers l'est, s'étendent parallèles à la côte de poluostrov Kol'skij avant de remonter au nord-est en direction de Novaja Zemlja. Au niveau du méridien 30°E, une langue d'eau chaude bifurque vers le nord-est pour s'élever jusque vers le 77^{ème} parallèle, extrémité septentrionale du front polaire. Dans le sud-est de la mer, les eaux originaires de l'Atlantique se mêlent à celles issues de reka Pečora, puis franchissent proliv Karskie Vorota donnant lieu à un front thermique plus ou moins prononcé selon les conditions météorologiques. Dès leur entrée en mer de Kara, ces eaux plus denses s'enfoncent sous les eaux froides arctiques avant de refaire surface plus à l'est. Là, elles forment le courant Jamal qui porte au nord jusqu'aux environs de ostrov Belij. Un front thermique marque la séparation de ce courant avec celui circulant le long de la côte orientale de Novaja Zemlja qui draine les eaux froides arctiques du nord vers le sud de la mer. Les instabilités engendrées par la confrontation de ces deux courants entraînent la formation de nombreux méandres le long du front.

Au voisinage des estuaires, notamment celui de l'Enisej, le flux des eaux douces est fondamentalement guidé par les vents. Cependant, à l'embouchure de l'Ob', lorsque le débit est fortement ralenti, il semble que la morphologie des fonds ait une influence non négligeable sur la direction suivie par les eaux fluviales qui restent concentrées à l'intérieur de l'isobathe 10 m.

La côte occidentale de poluostrov Jamal paraît propice à la mise en place des résurgences d'eaux froides lorsque les vents soufflent du nord ou du nord-est. L'emplacement des upwellings dans des zones de faible profondeur a une incidence sur la remise en suspension des sédiments déposés sur le fond.

*Jusqu'à quelle distance au large l'influence des eaux douces se fait-elle ressentir ?
Que deviennent les polluants transportés par les grands fleuves sibériens ? Sont-ils
incorporés dans les glaces de mer ?*

Les eaux douces déversées en mer par les fleuves Ob' et Enisej atteignent leur extension maximale à la fin de l'été. Elles s'étendent loin au large, du nord-ouest vers le nord-est, formant un panache d'eaux turbides qui atteint le rebord des glaces situé à une centaine de kilomètres au nord des estuaires. Là, les sédiments et polluants que le panache porte en suspension peuvent être déposés ou incorporés dans les glaces. Au nord-ouest, ces eaux se joignent au courant est-Novaja Zemlja qui porte vers le sud en direction de proliv Karskie Vorota. Une partie des eaux de l'Ob' est déviée vers le sud le long des côtes de poluostrov Jamal.

Les images acquises dans le proche infrarouge montrent que le sud de la mer de Kara est couvert par les glaces pendant une grande partie de l'année. Dès le mois de juin, les eaux libres apparaissent dans les polynies qui s'ouvrent le long de la côte occidentale de poluostrov Jamal et devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej ; mais c'est seulement entre la fin juillet et la mi-octobre que le sud de la mer est libre de glaces. En raison de l'extension considérable de la banquise, il est probable que les sédiments et les polluants charriés par les fleuves jusqu'à la mer interagissent fortement avec les glaces de mer. L'examen de la répartition des polluants sur le fond de la mer (Grikurov, 1994 ; Melnikov *et al.*, 1994), les taux de sédimentation (Klenova, 1960) et la répartition des glaces (Pavlov and Pfirman, 1995) indiquent que les sédiments et les polluants s'accumulent préférentiellement dans les régions protégées par la banquise côtière. Plus au large, les phénomènes convectifs qui se produisent à la périphérie des polynies entraînent la remise en suspension des sédiments qui peuvent alors être incorporés dans les glaces en formation. Dans les estuaires, la glace qui se forme en hiver ne bloque jamais totalement la circulation des eaux ; les sédiments peuvent ainsi s'accumuler sur la face inférieure de la glace. Lorsque la mer est libérée des glaces, les remontées d'eaux froides qui apparaissent le long de la côte occidentale de poluostrov Jamal, à l'emplacement de la banquise côtière, ramènent vers la surface les sédiments et les polluants déposés sur le fond.

*Les échanges entre les mers de Barents et de Kara favorisent-ils l'expansion des
vecteurs polluants ?*

Les échanges de masses d'eau et de glaces entre les mers de Barents et de Kara ont lieu principalement entre Novaja Zemlja et l'archipel Zemlja Franca Iosifa et au sud de Novaja Zemlja, au niveau de proliv Karskie Vorota, où ils sont quantitativement d'une moindre importance.

Lors de la débâcle, les glaces situées au large des estuaires dérivent vers le nord, sous l'influence des vents et des courants. Une partie des glaces s'introduit dans la mer de Barents, tandis qu'une autre continue sa route à l'est de Zemlja Franca Iosifa, en direction du bassin arctique. Elles rejoignent alors la dérive transpolaire et sont transportées sur de longues distances, jusqu'à des eaux plus chaudes où elles fondent. Ainsi, les sédiments et polluants transportés par les fleuves puis déposés sur les glaces peuvent être relâchés loin de leur lieu d'origine (Pfirman *et al.*, 1990).

Dans le sud-ouest de la mer de Kara, les eaux et les glaces qui ont pu être contaminées par la remise en suspension des polluants s'introduisent dans la mer de Barents par le nord de proliv Karskie Vorota. Dans le sud du détroit, le flux d'eaux qui circule en sens inverse est plus important. Ainsi, la majeure partie des eaux de reka Pečora, pour lesquelles les inquiétudes à propos de la pollution par les hydrocarbures sont bien réelles, passe du sud-est de la mer de Barents à la mer de Kara.

Le développement du phytoplancton : où et quand ?

L'utilisation des images couleur de l'océan se révèle très intéressante pour cartographier où et quand se met en place l'efflorescence phytoplanctonique. En revanche, elle est assez peu appropriée pour quantifier la production primaire dans un écosystème comme celui de la mer de Barents, où les phytoplanctontes se développent à une profondeur assez importante en été.

Les images couleur de l'océan mettent très bien en évidence une zonation "latitudinale" de l'écosystème phytoplanctonique dans la mer de Barents. Deux bassins hydrologiques s'individualisent, séparés par le front polaire, grossièrement orienté sud-est / nord-ouest. Au nord du front polaire, les eaux froides arctiques apparaissent totalement dépourvues de pigments chlorophylliens, excepté au-dessus de certains hauts-fonds. On constate également de fortes concentrations en chlorophylle le long du rebord des glaces. En revanche, le bassin hydrologique situé au sud du front, qui bénéficie de l'apport des eaux relativement chaudes transportées par la dérive nord-atlantique, montre une richesse phytoplanctonique remarquable. Les plus fortes concentrations sont observées lors de l'efflorescence printanière, quand la colonne d'eau est suffisamment stabilisée et que l'énergie lumineuse est suffisante. Les organismes phytoplanctoniques se développent alors de manière intensive, durant une période relativement brève qui ne dure généralement qu'une quinzaine de jours. L'été venu, la quantité des sels nutritifs en surface a nettement diminué et le phytoplancton se développe alors à des immersions comprises entre 20 et 50 mètres (Loeng *et al.*, 1995).

2. Les perspectives de recherche

Vers une étude plus fine et plus régulière.

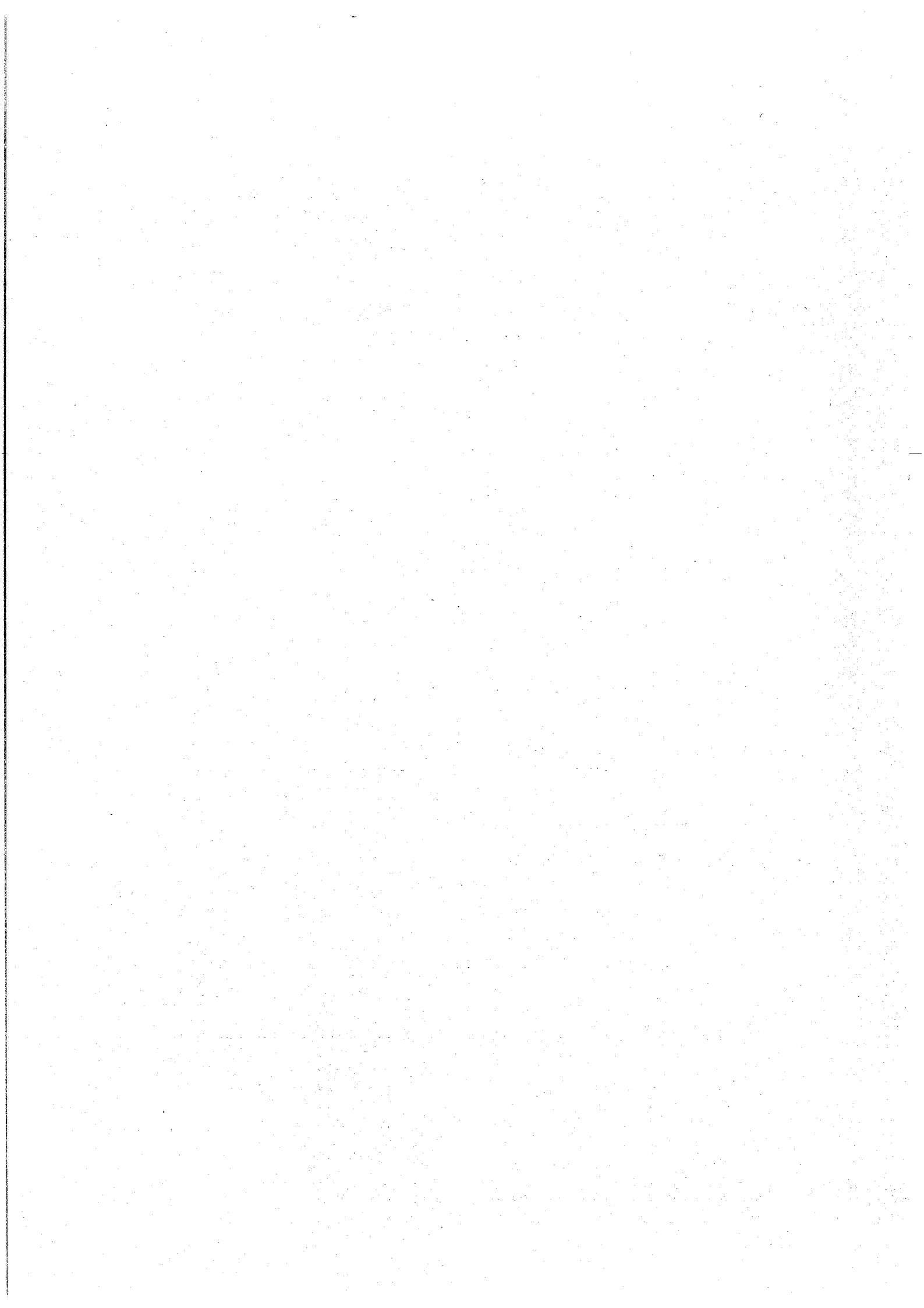
Au terme de ce travail, nous constatons que deux régions sont particulièrement fragiles et exposées aux pollutions. Au nord de la mer de Barents, la zone de la lisière des glaces abrite un écosystème particulièrement important pour l'ensemble de la chaîne alimentaire arctique (Dunbar,

1981) ; l'impact d'une quelconque pollution dans cette région pourrait, selon son occurrence, avoir des conséquences désastreuses, en raison de l'intensité et de la brièveté de l'efflorescence phytoplanctonique. La partie sud-est de la mer de Barents, qui abrite elle aussi de nombreuses espèces animales, et où circule une quantité importante d'eaux et de glaces potentiellement contaminées, constitue la deuxième zone à risques. Il serait donc souhaitable de porter les efforts de recherche sur l'étude de ces deux régions, qui, outre leur richesses biologiques, suscitent des intérêts croissants de la part des compagnies pétrolières en raison des réserves particulièrement importantes du sous-sol en hydrocarbures et gaz naturel. Deux points nous paraissent essentiels :

Tout d'abord, entreprendre une étude plus fine de ces régions, i. e., utiliser des capteurs satellitaires à haute résolution spatiale et spectrale. Il serait par exemple intéressant d'utiliser les données du spectromètre imageur SeaWiFS pour estimer plus précisément la production primaire à la lisière des glaces, ainsi que dans le sud-est de la mer de Barents, où les faibles profondeurs rendent délicates l'emploi des données CZCS. L'examen des images satellitaires nous a permis de déterminer les zones les plus intéressantes du point de vue dynamique, telles que la côte occidentale de poluostrov Jamal ou encore proliv Karskie Vorota. L'implantation de mouillages ou l'envoi de navires océanographiques dans ces régions fourniraient des résultats très intéressants concernant la quantité du matériel sédimentaire transporté par les courants par exemple, données qui font défaut actuellement. Les mesures *in situ* pourraient guider l'interprétation des images issues des capteurs comme Landsat-TM très approprié à l'étude du contenu de la colonne d'eau, qui, à leur tour, permettraient d'étendre spatialement et temporellement les conclusions tirées localement de l'examen des mesures *in situ*.

Ensuite, faire un suivi régulier de ces régions. Le problème majeur auquel nous avons été confronté pendant ce travail concerne le nombre d'images satellitaires disponibles. Les mauvaises conditions météorologiques et la présence quasi-permanente d'une couverture nuageuse au-dessus des mers arctiques eurasiatiques, entravent considérablement l'utilisation des capteurs fonctionnant dans le visible et le proche infrarouge. Par conséquent, il serait souhaitable d'utiliser, à côté des spectromètres, les données issues des radars imageurs qui possèdent une bonne résolution spatiale et permettent de suivre l'évolution et la dérive des glaces de mer par tous les temps. L'emploi de tels capteurs est indispensable pour une sécurité accrue du trafic maritime.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- Aagaard, K. and Carmack, E. C., 1989 : The role of sea ice and other freshwater in the Arctic circulation, *Journal of Geophysical Research*, **94** (C10), 14485-14498.
- Aagaard, K., Foldvik, A. and Hillman, S. R., 1987 : The west Spitsbergen current : disposition and water mass transformation, *Journal of Geophysical Research*, **92**, 3778-3784.
- Albuisson, M. et Monget, J.M., 1978 : Méthodes et moyens utilisés pour la mise en forme des données de satellite de télédétection : application à la cartographie thermique, *Publ. Sci. Tech. CNEXO, Actes colloq.*, **5**, 181-202.
- Albuisson, M., 1980 : Etude de la couleur et de la température de la mer par télédétection, *contrat CNEXO 79/2034, CTAMN/80/R/02*, 22 pages.
- Anderson, D.G., 1995 : 'Indigenous Peoples and Development of the Lower Yenisei River Valley', *INSROP Working Paper No. 18, ISBN 82-7613-113-1*, 44 pages.
- Anselme, B., 1998 : sea ice fields and atmospheric phenomena in Eurasiatic Arctic seas, as seen from NOAA-12 satellite, *International Journal of Remote Sensing*, **18**, in press.
- Anselme, B. and Kögeler, J., 1995 : Transport processes in the Kara sea, *Proceedings of the third thematic conference on remote sensing for marine and coastal environments, Seattle, Washington, 18-20 September 1995*, II-441-II-452.
- Antoine, J.Y., Derrien, M., Harang, L., Le Borgne, P., Le Gleau, H. and Le Goas, C., 1992 : Errors at large satellite zenith angles on AVHRR derived sea surface temperatures, *International Journal of Remote Sensing*, **13** (9), 1797-1804.
- Atlas of the Oceans, 1980 : *The Arctic Ocean*, Gorskov, S. G. and Faleev, V. I. (eds.), USSR Ministry of Defense.
- Atlas of the Arctic, 1985, Moscow, 204 pages (in Russian).
- Atlas Universel, 1993, Le Monde, Sélection du Reader's Digest, édition française du Times Atlas of the World, Comprehensive Edition, 211 pages.
- B**eyer, H. G., Czeplak, G., Terzenbach, U. and Wald, L., 1997 : Assessment of the method used to construct clearness index maps for the new European Solar Radiation Atlas ESRA, *Solar Energy*, **61** (6), in press.
- Bijaoui, J., 1995 : Complémentarité des images optiques et radars pour la connaissance des littoraux, *Thèse de Doctorat*, 118 pages.
- Bijaoui, J., Jullien, S. and Cauneau, F., 1994 : Bathymetry measurement in shallow water areas using airborne spectrometers, *Proceedings of the 14th EARSeL symposium, Rotterdam, The Netherlands*, 311-314.
- Bochkov, Yu. A., 1976 : On the effect of solar activity of various periodicity on the thermal regime of the Barents sea, *Comm. Meet. Int. Counc. Explor. Sea*, **1981** (19), 1-19.
- Bowers, D. G., Crook, P. J. E. and Simpson, J. H., 1982 : An evaluation of sea surface temperature estimates from the AVHRR, International conference on remote sensing and the atmosphere, Remote Sensing Society, Liverpool, Great Britain.
- Bradley, D. J., Frank, C. W. and Mikerin, Y., 1996 : Nuclear contamination from weapons complexes in the former Soviet Union and the United States, *Physics today*, 40-45.

Brower, R. L., Gorhband, H. S., Pichet, W. G., Signore, T. L. and Walton, C. C., 1976 : Satellite derived surface temperature from NOAA spacecraft, *NOAA Technology Memorandum NESS*, 78.

Brunel, P. et Marsouin, A., 1990 : Navigation des images AVHRR, *Cahier SATMOS n°3*.

Buckley, J. R., Gammelsrød, T., Johannesson, J. A., Johannesson, O. M. and Roed, L. P., 1979 : Upwelling : oceanic structure at the edge of the Arctic ice pack in winter, *Science*, 203, 165-167.

Campbell, J. W. and Aarup, T., 1989 : Photosynthetically available radiation at high latitudes, *Limnology and Oceanography*, 34, 1490-1499.

Canadian Hydrographic Service, 1979 : *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO), Sheet 5.17, 5th edition*, Published under the authority of the International Hydrographic Office and the Intergovernmental Oceanographic Commission, Ottawa, Canada.

Castagné, N., Le Borgne, P., Le Vourch, P. and Orly, J. P., 1986 : operational measurement of sea surface temperature at CMS Lannion from NOAA-7 AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, 7 (8), 953-984.

Chance, N. A. and Andreeva, E. N., 1995 : Sustainability, equity and natural resource development in Northwest Siberia and Arctic Alaska, *Human Ecology*, 23 (2), 217-240.

Couzy, A., 1981 : *La télédétection, Que sais-je ?*, Presses Universitaires de France (ed.), 128 pages.

Curran, P. J. and Novo, E. M. M., 1988 : The relationship between suspended sediment concentration and remotely sensed spectral radiance : a review, *Journal of Coastal Research*, 4 (3), 351-368.

Dalu, G., 1984 : Algorithms for deriving the sea surface temperatures from NOAA-7 data, Workshop on remote sensing of coastal transport of pollutants, Ispra, Italy.

Dalu, G., Viola, A. and Marullo, S., 1985 : Sea surface temperature from AVHRR-2 data, *Il Nuovo Cimento*, 8c, 793-804.

Dean, K. G., Stringer, W. J., Ahlnäs, K., Searcy, C. and Weingartner, T., 1994 : The influence of river discharge on the tawing of sea ice, Mackenzie river delta : albedo and temperature analyses, *Polar Research*, 12, 93-94.

Dech, S. W., 1989 : The use of NOAA-AVHRR satellite data for monitoring sea ice motion in the Greenland sea, *Proceedings of the fourth AVHRR data users' meeting*, Rothenburg, Germany, 323-327.

Demarcq, H., 1985 : Applications de la télédétection infrarouge et visible en océanographie : étude de la zone de dilution rhodanienne, observations des zones de production dans le Golfe du Lion et estimation de l'éclairement solaire global en Méditerranée Occidentale, *Thèse de Doctorat*, Université d'Aix-Marseille II, 226 pages.

Deschamps, P. Y. and Phulpin, T., 1980 : Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels 3.7, 11 and 12 μm , *Boundary Layer Meteorology*, 18, 131-143.

Dethleff, D., Nürnberg, E., Saarso, M. and Savchenko, Y. P., 1993 : East Siberian Arctic region expedition 92 : its significance for Arctic sea-ice formation and transpolar sediment flux, *Berichte zur Polarforschung*, 120, 1-44.

Djamdji, J. P., 1993 : Analyse en ondelettes et mise en correspondance en télédétection, *Thèse de Doctorat*, Université de Nice - Sophia Antipolis, 265 pages.

Djamdji, J. P., Bijaoui, A. and Manière, R., 1993 : A new method of automatic registration based on a multiresolution decomposition of the images using the wavelet transform, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **59** (5), 645-653.

Doerfer, R, Fischer, J., Stössel, M., Brockmann, C; and Grassl, H., 1989 : Analysis of Thematic Mapper data for studying the suspended matter distribution in the coastal area of the German Bight (North Sea), *Remote Sensing of Environment*, **28**, 61-73.

Dunbar, R. B., Leventer, A. R. and Mucciarone, D. A., 1996 : Water column sediment fluxes in the Ross sea, Antarctica (I) : atmospheric and sea ice forcing, *Journal of Geophysical Research*, in press.

Eckstein, B. A. and Simpson, J. J., 1991 : Cloud screening Coastal Zone Color Scanner images using channel 5, *International Journal of Remote Sensing*, **12** (11), 2359-2377.

Eilertsen, H. C., 1989 : *Phaeocystis pouchetii*, a key species in Arctic marine ecosystems : life history and physiology, *Journ. Cons. perm. int. Explor. Mer.*

Feshbach, M. and Friendly, A., 1992 : *Ecocide in the USSR*, Basic Books, Division of Harper Collins Publishers, Inc.

Fischer, J. and Doerffer, R, 1987 : An inverse technique for remote detection of suspended matter, phytoplankton and yellow substance from CZCS measurements, *Advances in Space Research*, **7** (2), 21-26.

Froidefond, J. M., Castaing, P., Jouanneau, J. M. and Prud'homme, R., 1993 : Method for the quantification of suspended sediments from AVHRR NOAA-11 satellite data, *International Journal of Remote Sensing*, **14** (5), 885-894.

Gesell, G., 1989 : An algorithm for snow and ice detection using AVHRR data ; an extension to the APOLLO software package, *International Journal of Remote Sensing*, **10** (4-5), 897-905.

Gordon, H. R., 1978 : Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans, *Applied Optics*, **17** (10), 1631-1636.

Gordon, H. R. and Clark, D. K., 1981 : Clear water radiances for atmospheric correction of Coastal Zone Color Scanner imagery, *Applied Optics*, **20** (24), 4175-4180.

Gordon, H. R., Clark, D. K., Brown, J. W., Brown, O. B., Evans, R. H. and Breenkow, W. W., 1983 : Phytoplankton pigments concentrations in the Middle Atlantic Bight : comparison of ship determinations and CZCS estimates, *Applied Optics*, **22**, 20-36.

Gordon, A. et Comiso, J., 1988 : Les polynies de l'océan Austral, *Pour la Science*, No. 130, 46-53.

Gower, J. F. R., 1985 : Reduction of the effect of clouds on satellite thermal imagery, *International Journal of Remote Sensing*, **6** (8), 1419-1434.

Grikurov, G. E., 1994 : Assessment of marine contamination in the Eurasian Arctic shelf by NPO SEVMORGEOLOGIA, *Arctic Research of the United States*, **8**, 246-256.

Griselin, M., 1990 : Les paysages de la banquise, *Mappemonde*, **90** (2), 27-32.

Groves, J. E., and Stringer, W. J., 1991 : The use of AVHRR thermal infrared imagery to determine sea ice thickness within the Chukchi polynya, *Arctic*, **44** (1), 130-139.

Gudmansen, P., Thomsen, B. B., Pedersen, L. T., Skriver, H. and Minett, P. J., 1995 : North-East water polynya: satellite observations summer 1992 and 1993, *International Journal of Remote Sensing*, **16** (17), 3307-3324.

Hamnes, H., Solbakk, S. A., Henriksen, E., Finnseth, A., Steinbakk, L. and Lunde, N. H., 1991 : Near real time AVHRR production chain at the Tromsø satellite station, *Fifth AVHRR data users meeting*, Tromsø, Norway, June 25-28, 1991, 3-10.

Hanzlick, D. and Aagaard, K., 1980 : Freshwater and Atlantic water in the Kara sea, *Journal of Geophysical Research*, **85**, 4937-4942.

Hegseth, E. N., 1992 : Sub-ice algae assemblages of the Barents Sea: Species composition, chemical composition and growth rates, *Polar Biology*, **12**, 485-496.

Heimdal, B. R., 1989 : Arctic Ocean phytoplankton. In Hermann, Y. (ed.) : *The Arctic seas : climatology, oceanography, geology and biology*, New York, 193-222.

Houghton, J. T., 1986 : The physics of atmospheres, *Second Edition*, Cambridge University Press, 271 pages.

Hsiao, S. I. C., 1978 : Effects of crude oils on the growth of arctic marine phytoplankton, *Environ. Pollut.*, **17**, 93-107.

Ivanoff, A., 1975 : *Introduction à l'océanographie : propriétés physiques et chimiques des eaux de mer*, Tome 2, Vuibert, Paris, 340 pages.

Jacques, G. et Treguer, P., 1986 : *Ecosystèmes pélagiques marins*, Collection d'écologie 19, Editions Masson, Paris, 243 pages.

Johannessen, O. M., Pettersson, L. H., Bobylev, L. P., Neelov, I. A., Kouraev, A. V., Schuchman, R. A., Volkov, V. A., Donchenko, V. K., Rastoskuev, V. V. and Hasselmann, K., 1996 : Observations and modelling of transport and dilution of radioactive waste and dissolved pollutants in the Kara sea, *International Association for the promotion of cooperation with scientists from the new independent states of the former Soviet Union*, INTAS grant 93-0814, 50 pages.

Kahru, M., Håkansson, B. and Rud, O., 1995 : Distributions of the sea surface temperature fronts in the Baltic sea as derived from satellite imagery, *Continental Shelf Research*, **15** (6), 663-679.

Kaufman, Y.J. and Holben, B.N., 1993 : Calibration of the AVHRR visible and near-IR bands by atmospheric scattering, ocean glint and desert reflection, *International Journal of Remote Sensing*, **14** (1), 21-52.

Keck, A. og Wassmann, P., 1993 : Den Sibirske kontinentalsokkel og polhavet : 1. Klima, elver, is og havstrøm, *Naturen*, **5**, 227-234.

Kergomard, C., 1989 : Le mouvement des glaces de mer dans le détroit de Fram d'après les données NOAA-AVHRR, *Photo-Interprétation*, **2** (5), 49-60.

- Kergomard, C., 1994 : Les glaces marines dans les mers arctiques européennes : climatologie et télédétection, *Habilitation à diriger des recherches, Lettres et Sciences Humaines (Géographie)*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 287 pages.
- Kirk, J. T. O., 1986 : *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*, Cambridge University Press, Cambridge, 401 pages.
- Klenova, M. V., 1960 : Geology of the Barents sea, *Izdatel'stvo Akademii nauk*, Moskva, Russia, translated by the Norwegian Polar Research Institute, Oslo, Norway, 367 pages.
- Kögeler, J., Anselme, B. and Falf-Petersen, S., 1995 : Some applications of AVHRR and CZCS satellite data in studies of the Barents and Kara seas, *Ecology of Fjords and Coastal Waters*, Elsevier, Amsterdam, 219-228.
- Kögeler, J., Evensen, A., Anselme, B. og Killi, B., 1994 : Planteplankton i det nordlige Barentshavet : kartlegging av geografisk og sesongmessig fordeling av planteplankton og vurdering av mulige skadevirkninger av petroleumvirksomhet, *Akvaplan-niva rapport no. APN 432.94.503.01b*, Tromsø, Norway, 59 sider.
- Kryukov, V., Shmat, V. and Moe, A., 1995 : West Siberian oil and the Northern Sea Route : current situation and future potential, *Polar Geography*, **19** (3), 219-235.
- Kuo-Nan, L., 1980 : An introduction to atmospheric radiation, *International Geophysics series*, **26** , Academic Press Inc., 392 pages.
- L**acombe, H., 1965 : *Cours d'océanographie physique*, Gauthier-Villars (ed.), Paris, 392 pages.
- Lallemand, F., 1989 : *Le journal de bord de Pythéas de Marseille*, 3ème édition, J. M. Garçon, 281 pages.
- Larsen, L-H., Palerud, R., Goodwin, H. and Sirenko, B., 1996 : The Marine Invertebrates, Fish and Coastal Zone Features of the NSR Area, *INSROP Working Paper No. 53*, ISBN 82-7613-157-3, 64 pages.
- Le Gleau, H., Derrien, M., Harang, L., Lavanant, L. and Noyalet, A., 1989 : Operational cloud mask using the AVHRR of NOAA-11, *Fourth AVHRR data users' meeting*, Rothenburg, Germany, September 5-8, 1989, 85-89.
- Llewellyn-Jones, D. T., Minnett, P. J., Saunders, R. W. and Zavody, A. M., 1984 : Satellite multichannel infrared measurements of sea surface temperature of the N. E. Atlantic ocean using AVHRR/2, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **110**, 613-631.
- Loeng, H., 1979 : A review of the sea ice conditions of the Barents sea and the area west of Spitsbergen, *Fisken og Havet*, **2**, 29-75.
- Loeng, H., 1989 : Ecological features of the Barents Sea, *In Rey, L. and Alexander, V. (eds.), Proceedings of the 6th Conference, Comité Arctique International*, 13-15 May 1985, Brill, E. J., New York.
- Loeng, H., 1991 : Features of the physical oceanographic conditions of the Barents sea, *Polar Research*, **10** (1), 5-18.
- Loeng, H., Dalpadago, P., Booman, C., Hassel, A., Melle W. and Rey, F., 1995 : Geografisk og sesongmessig fordeling av plante og dyreplankton i det nordlige Barentshavet, *Fisken og Havet*, **30**, 1-48.
- Loeng, H., Nakken, O. og Raknes, A., 1983 : The distribution of capelin in the Barents sea in relation to water temperature in the period 1974-1982, *Fisken og Havet*, **1983** (1), 1-17.

- Martin, S. and Cavalieri, D. J., 1989 : Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water, *Journal of Geophysical Research*, **94**, 12725-12738.
- Maul, G. A. and Sidran, M., 1973 : Atmospheric effects on ocean surface temperature sensing from the NOAA satellite scanning radiometer, *Journal of Geophysical Research*, **78**, 1909-1916.
- Maykut, G. A., 1985 : An introduction to ice in the polar oceans, *Report APL-UW 8510*, Seattle, University of Washington, 107 pages.
- Maykut, G. A. and Grenfell, T. C., 1975 : The spectral distribution of light beneath first year sea ice in the Arctic ocean, *Limnology and Oceanography*, **20**, 554-563.
- McDonald, R. W., Paton, D. W., Carmack, E. C. and Omstedt, A., 1995 : The freshwater budget and under-ice spreading of Mackenzie river water in the Canadian Beaufort sea based on salinity and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ measurements in water and ice, *Journal of Geophysical Research*, **100** (C1), 895-919.
- McClain, E. P., 1981 : Split window and triple window sea surface temperature determinations from satellite measurements with different absorption, *Symposium on applications of aerospace remote sensing in marine research*, Woods Hole,
- McClain, E. P., Pichel, W. G., Walton, C. C., Ahmad, Z. and Sutton, J., 1983 : Multichannel improvements to satellite-derived global sea surface temperatures, *Advanced Space Research*, **2** (6), 43-47.
- McClain, E. P., Pichel, W. G. and Walton, C. C., 1985 : Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures, *Journal of Geophysical Research*, **90** (C6), 11587-11601.
- McMillin, L. M. and Crosby, D. S., 1984 : Theory and validation of the multiple sea surface temperature technique, *Journal of Geophysical Research*, **89** (C3), 3655-3661.
- Melnikov, S. A., Vlasov, O. V., Rishov, A. N., Gorshkov, A. N. and Kuzin, A. I., 1994 : Zones of relatively enhanced contamination levels in the Russian Arctic seas, *Arctic Research of the United States*, **8**, 277-283.
- Midttun, L., 1985 : Formation of dense bottom water in the Barents Sea, *Deep Sea Research*, **32** (10), 1233-1241.
- Midttun, L. and Loeng, H., 1987 : Climatic variations in the Barents Sea. In Loeng, H. (ed.): *The effect of oceanographic conditions on distribution and population dynamics of commercial fish stocks in the Barents Sea, Proceedings of the 3rd Soviet-Norwegian Symposium*, Murmansk, 26-28 May 1986. Institute of Marine Research, Bergen, Norway, 13-27.
- Milligan, D. B., 1969 : Oceanographic survey results, Kara Sea, summer and fall, 1965, *Report TR217*, U. S. Navy Hydrographic Office, Washington D. C.
- Millot, C., 1979 : Wind induced upwellings in the Gulf of Lion, *Oceanologica Acta*, **2** (3), 261-274.
- Millot, C. and Wald, L., 1981 : Upwelling in the Gulf of Lion. In Richards, F. A. (ed.), *Coastal upwelling, Coastal and Estuarine Science series*, **1**, American Geophysical Union, 160-166.
- Minster, J. F., 1994 : *Les océans*, Collection Dominos, Flammarion, 126 pages.
- Mitchell, B. G., Brody, E. A. Y., Mc Clain, C., Comiso, J. and Maynard, N. G., 1991 : Meridional zonation of the Barents sea ecosystem inferred from satellite remote sensing and *in situ* bio-optical observations, *Polar Research*, **10** (1), 147-162.

- Morel, A. and Prieur, L., 1977: Analysis of variations in ocean colour, *Limnology and Oceanography*, **22** (4), 709-722.
- Morel, A., 1980 : In-water and remote measurements of ocean color, *Boundary Layer Meteorology*, **18**, 177-201.
- Morel, A. and Prieur, L., 1977: Analysis of variations in ocean colour, *Limnology and Oceanography*, **22** (4), 709-722.
- Moritz, R.E. and Perovich, D.K., 1996 : SHEBA Science Plan, *ARCSS-OAII Report No. 5*, University of Washington, 60 pages.
- Muir, D. C. G. and Norstrom, R. J., 1994 : Persistent organic contaminants in Arctic marine and freshwater ecosystems, *Arctic Research of the United States*, **8**, 136-146.
- NASA, 1978 : The Nimbus-7 users' guide, *Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland*, 263 pages.
- NASA, 1986 : MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer), *Instrument Panel Report, Vol. IIB*, 53 pages.
- Neumann, G. and Pierson, W. J., 1966 : *Principle of physical oceanography*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Nilsen, T. and Bøhmer, N., 1994 : *Sources to radioactive contamination in Murmansk and Arkhangel'sk counties*, Bellona Report Volume 1, The Bellona Foundation, Oslo, Norway, 153 pages.
- NOAA, 1991 : NOAA polar orbiter data user's guide (Tiros-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10, NOAA-11 and NOAA-12), Kidwell, K. B. (ed.), 206 pages.
- NOAA/NESDIS, 1991 : "Appendix E : historical record of significant events affecting the TIROS-N series satellite and heat budget/SST products", NOAA polar orbiter data user's guide, Kidwell, K. B. (ed.), 21 pages.
- North, R. N., 1987 : The Siberian river as a transport system, *Proceedings of the 10th International Colloquy of the Centre d'Etudes Arctiques*, Editions du CNRS, Paris, France, 177-197.
- Nürnberg, D. M., Wollenburg, I., Dethleff, D., Eicken, H., Kassens, H., Letzig, T., Reimnitz, E. and Thiede, J., 1994 : Sediments in Arctic sea ice : implications for entrainment, transport and release, *Marine Geology*, **119**, 185-214.
- Pagano, P., De Leonibus, L. and Schiarini, S., 1991 : Use of AVHRR data in the air-sea interactions, *Proceedings of the 5th AVHRR data users' meeting*, Tromsø, Norway, 243-252.
- Palmisano, A. C., Soohoo, J. B., Moe, R. L. and Sullivan, C. W., 1986 : Sea ice microbial communities. Changes in under-ice spectral irradiance during the development of Antarctic sea ice microalgal communities, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **35**, 165-173.
- Pavlov, V. K. and Pfirman, S., 1995 : Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution. *Deep Sea Research II*, **42**, 1369-1390.
- Pavlov, V. K., Kulakov, M. Yu. and Stanovy, V. V., 1993 : *Oceanographical description of the Kara and Barents seas*, The Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia.

- Pavlov, V. K., Timohov, L. A., Baskakov, G. A., Kulakov, M. Yu., Kurazhov, V. K., Pavlov, P. V., Pivovarov, S. V. and Stanovoy, V. V., 1994 : *Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev and East Siberian seas*, The Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia, 179 pages.
- Pease, C. H., 1987 : The size of wind-driven coastal polynyas, *Journal of Geophysical Research*, **92** (C7), 7049-7059.
- Perovich, D. K., Tucker, W. B. and Krieshfield, R. A., 1989 : Oceanic heat flux in the Fram Strait measured by a drifting buoy, *Geophysical Research Letter*, **16** (9), 995-998.
- Pfirman, S., Lange, M. A., Wollenburg, I. and Schlosser, P., 1990 : Sea-ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition : Arctic-Antarctic comparisons. In Bleil, U. and Thiede, J. (eds.), *Geological History of the Polar Oceans : Arctic versus Antarctic*, Kluwer Academic Publishers, 187-211.
- Pfirman, S., Crane, K. and de Fur, P., 1993 : Arctic contaminant distribution, *Northern Perspectives*, **21** (4), Published by the Canadian Arctic Resources Committee.
- Pfirman, S., Eicken, H., Bauch, D. and Weeks, W., 1995a : The potential transport of pollutants by Arctic sea ice, *Science of the Total Environment*, 159, 129-146.
- Pfirman, S., Kögeler, J. and Anselme, B., 1995b : Coastal environments of the western Kara and eastern Barents Seas, *Deep-Sea Research II*, **42** (6), 1391-1412.
- Pfirman, S., Kögeler, J. and Anselme, B., 1995c : Transport of radionuclides from the Kara sea : potential "shortcuts" in space and time, *Proceedings of the international conference on environmental radioactivity in the Arctic*, Oslo, Norway, August 21-26 1995, in press.
- Plueddeman, A. J., 1992 : Internal wave observations from an Arctic environmental drifting buoy, *Journal of Geophysical Research*, **97** (C8), 12619-12638.
- Prangma, G. J. and Roozkrans, J. N., 1989 : Using NOAA AVHRR imagery in assessing water quality parameter, *International Journal of Remote Sensing*, **10** (4, 5), 811-818.
- Price, J. C., 1984 : Land surface temperature measurements from the split window channels of the NOAA-7 AVHRR, *Journal of Geophysical Research*, **89** (D5), 7231-7237.
- R**eimnitz, E. and Bruder, K. F., 1972 : River discharge into an ice-covered ocean and related sediment dispersal, Beaufort sea, coast of Alaska, *Geological Society of America Bulletin*, **83**, 861-866.
- Rey, F. and Loeng, H., 1985 : The influence of ice and hydrographic conditions on the development of phytoplankton in the Barents Sea. In Gray, J. S. and Christiansen, M. E. (eds.), *Marine Biology of polar regions and effects of stress in marine organisms*. John Wiley and Sons Ltd., New York, 49-63.
- Rey, F., 1993 : Planteplanktonet og dets primærproduksjon i det nordlige Barentshavet, *Fisken og Havet*, **10**, 1-39.
- Richards, F. A., 1981 : *Coastal Upwelling*, Coastal and Estuarine Sciences, **1**, American Geophysical Union, Washington D. C., 529 pages.
- Robinson, I. S., Wells, N. C. and Charnock, H., 1984 : Review article : the sea surface thermal boundary layer and its relevance to the measurement of sea surface temperature by airborne and spaceborne radiometers, *International Journal of Remote Sensing*, **5** (1), 19-45.

- Roozekrans, J. N. and Prangma, G. J., 1988 : Processing and application of digital AVHRR-imagery for land and sea surfaces, *Report of BCRS project no. TO-3.1 "digital thermal imagery of land and sea surfaces"*, Royal Netherlands Meteorological Institute, 100 pages.
- Rossow, W. B., Brest, C. L. and Garder, L. C., 1989 : Global seasonal cloud variations from satellite radiance measurements, *Journal of Climate*, **2** (3), 214-247.
- Rudels, B. and Quadfasel, D., 1991 : Convection and deep water formation in the arctic ocean-Greenland sea system, *Journal of Marine Systems*, **2**, 435-450.
- Runheng, H., Qiang, W., Zhengang, J. and Qimao, W., 1993 : Satellite remote sensing of sea ice temperature, *Proceedings of the Technical Conference on Space based ocean observations*, Bergen, Norway, 1-8.
- Sakshaug, E., 1976 : Dynamics of phytoplankton bloom in Norwegian fjords and coastal waters. In Skreslet, R., Leinebø, J. B. L., Mattews and Sakshaug, E. (eds.) : *Freshwater on the sea*, Oslo, 139-143.
- Sakshaug, E., 1989 : The physiological ecology of polar phytoplankton. In Rey, L. and Alexander, V. (eds.), *Proceedings of the 6th Conference, Comité Arctique International*, 13-15 May 1985, Brill, E. J., New York, 61-89.
- Sakshaug, E. and Holm-Hansen, O., 1984 : Factors governing pelagic production in polar oceans. In Holm-Hansen, O., Bolis, L. and Gilles, R. (eds.): *Marine phytoplankton and productivity*, Berlin, 1-18.
- Saunders, R. W. and Kriebel, K. T., 1988 : An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data, *International Journal of Remote Sensing*, **9** (1), 123-150.
- Schlosser, P., Swift, J. H., Lewis, D. and Pfirman, S. L., 1995 : The role of the large-scale Arctic Ocean circulation in the transport of contaminants, *Deep Sea Research II*, **42** (6), 1341-1367.
- Sear, C. B., 1988 : An index of sea ice variations in the Nordic seas, *Journal of Climatology*, **8**, 339-355.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, 1995 : *Instruction Nautiques E5 : Norvège et Russie (côtes nord)*.
- Shiklomanov, I. A. and Skakalsky, B. G., 1994 : Studying water, sediment and contaminant runoff of Siberian rivers, *Arctic Research of the United States*, **8**, 295-306.
- Simpson, J. J. and Humphrey, C., 1990 : An automated cloud screening algorithm for daytime advanced very high resolution radiometer imagery, *Journal of Geophysical Research*, **95** (C8), 13459-13481.
- Singh, S. M., 1984 : Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites, The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), *International Journal of Remote Sensing*, **5** (1), 161-183.
- Skjoldal, H. R. and Rey, F., 1989 : Pelagic production and variability of the Barents Sea ecosystem. In Sherman, K. and Alexander, L. M. (eds.), *Biomass and geography of large marine ecosystems*, Westview Press, Boulder, Colorado, 241-286.
- Skjoldal, H. R., Hassel, A., Rey, F. and Loeng, H., 1987 : Spring phytoplankton development and zooplankton reproduction in the central Barents sea in the period 1979-1984. In Loeng, H. (ed.): *The effect of oceanographic conditions on distribution and population dynamics of commercial fish stocks in the Barents Sea*, *Proceedings of the 3rd Soviet-Norwegian Symposium*, Murmansk, 26-28 May 1986. Institute of Marine Research, Bergen, Norway, 59-89.

- Smayda, T. J., 1959 : The seasonal incoming radiation in Norwegian and Arctic waters, and indirect methods of measurements, *Journ. Cons. perm. int. Explor. Mer*, **24**, 215-220.
- Smith, S. D., Muench, R. D. and Pease, C. H., 1990 : Polynyas and leads: an overview of physical processes and environment, *Journal of Geophysical Research*, **95**, 9461-9479.
- Steffen, K., and Schweiger, A., 1991 : NASA team algorithm for sea ice concentration retrieval from defense meteorological satellite program special sensor microwave imager : comparison with Landsat satellite imagery, *Journal of Geophysical Research*, **96** (12), 21971-21987.
- Steffensen, E. L., 1982 : The climate at Norwegian Arctic stations, *Klima*, **5**, 59-89.
- Stewart, R. W., 1978 : The role of sea ice in climate, *Oceanus*, **21** (4), 47-57.
- Stirling, I., 1980 : The biological importance of polynyas in the Canadian Arctic, *Arctic*, **33** (2), 303-315.
- Stirling, I., 1995 : The importance of polynyas, ice edges, and leads to marine mammals and birds, *Journal of Marine Systems*, **10** (1997), 9-21.
- Sturm, B., 1980 : The atmospheric correction of remotely sensed data and the qualitative determination of suspended matter in marine water surface layers. In Cracknell A. P. (ed.), *Remote sensing in meteorology, oceanography and hydrology*, Ellis Horwood Ltd., Chichester, 163-197.
- Sørensen, B. M., 1979 : The North Sea ocean color scanner experiment 1977, Final Report, JRC Ispra, Italy, 126 pages.
- T**ansiura, A. I., 1959 : On the currents of the Barents sea, *Transactions of the Polar Scientific Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography*, **11**, 350-353. In Russian, Translated into English by the Norwegian Polar Research Institute, Oslo, Norway, 1983.
- V**anney, J. R., 1987 : Physiographie des bassins arctiques : état des connaissances actuelles (1983), *Proceedings of the 10th International Colloquy of the Centre d'Etudes Arctiques*, Editions du CNRS, Paris, France, 63-82.
- Vanney, J. R., 1991 : *Introduction à la géographie de l'océan*, Océanis, Institut Océanographique, Paris, 214 pages.
- Vanney, J. R., 1998 : *Géographie de l'océan global*, Editions Nathan, en préparation.
- Vinje, T., 1967-1982 : Annual reports, *Norsk Polarinstitut Årbok*, Oslo, Norway.
- Vinje, T., 1985 : The physical environment of the western Barents sea : drift, composition, morphology and distribution of the sea ice fields in the Barents sea, *Norsk Polarinstitut skrifter nr. 179 C*, Oslo, Norway, 26 pages.
- Vinje, T., 1988 : Dynamics and morphology of the Barents sea ice field, *Proceedings of the 9th Conference Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions*, Alaska, USA, 263-268.
- Vinje, T. and Finnekåsa, O., 1986 : The ice transport through the Fram Strait, *Norsk Polarinstitut skrifter nr. 186*, Oslo, Norway.
- Vinje, T. and Kvambekk, Å. S., 1991 : Barents sea drift ice characteristics, *Polar Research*, **10** (1), 59-68.

Vinje, T. and Steinbakke, P., 1976 : Nimbus-6 located automatic stations in the Svalbard waters in 1975, *Norsk Polarinstitutt Årbok*, Oslo, Norway.

Viollier, M., 1980 : Télédétection des concentrations de seston et pigments chlorophylliens contenus dans l'océan, *Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille*, 192 pages.

Viollier, M., Baussart, N. et Lecomte, P., 1978 : Interprétation de la signature spectrale des eaux marines, *Proceedings of an International Conference on Earth Observation from Space and Management of Planetary Resources*, Toulouse, France, 81-88.

Viollier, M., Tanré, D. and Deschamps, P. Y., 1980 : An algorithm for remote sensing of water color from space, *Boundary Layer Meteorology*, **18**, 247-267.

Vorren, T. O., Johannessen, O. M., Kristoffersen, Y., Eldholm, O., Sakshaug, E. and Vinje, T., 1992 : Nansen Centennial Arctic Programme : plan for a scientific expedition to the arctic ocean 1994-1996, *Norwegian Research Council for Science and the Humanities*, Oslo, Norway, 54 pages.

Vowinckel, E. and Orvig, S., 1970 : The climate of the north polar basin, *World Survey of Climatology : Climates of the polar regions*, **14**, Elsevier, 370 pages.

Wald, L., 1980 : Utilisation du satellite NOAA 5 à la connaissance de la thermique océanique. Etude de ses variations saisonnières en mer Ligure et de ses variations spatiales en Méditerranée, *Thèse de 3ème cycle*, 93 pages.

Wald, L., 1985 : Apport de la télédétection spatiale en infrarouge proche et moyen à la connaissance du milieu marin : relations entre le champ de température et le champ de courant, observations de l'état de surface et mesures de la vitesse du vent, la dynamique de la couche superficielle en mer Ligure, *Thèse de Doctorat*, 259 pages.

Wald, L., Seze, G. and Desbois, M., 1991a : Elaboration d'un algorithme de décontamination des nuages sur une série pendataire d'images de capteur à grand champ, *Rapport CTAMN/91/R/02*, Juillet 1991, 120 pages.

Wald, L., Seze, G. and Desbois, M., 1991b : Automatic cloud screening in NOAA-AVHRR day-time imagery, *Fifth AVHRR data users meeting*, Tromsø, Norway, June 25-28, 1991, 89-93.

Walker, H. J., 1992 : The Arctic Ocean, *Ocean management in Global Change*, Fabbri, Elsevier Applied Science (ed.), 621 pages.

Walton, C. C., 1988 : Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with AVHRR satellite data, *Journal of Applied Meteorology*, **27** (2), 115-124.

Wassmann, P. og Sakshaug, E., 1987 : Barentshavet økologiske grunntrekk, *Naturen*, **4**, 151-158.

World Meteorological Organization, 1970: WMO sea ice nomenclature, *WMO Report 259*, T.P. 145, Geneva, Switzerland, 155 pages.

World Meteorological Organisation, 1994 : World Climate Research Programme : Arctic Climate System Study (ACSYS), initial implementation plan, WCRP-85, WMO/TD No. 627, Geneva, Switzerland, 66 pages.

Yablokov, A. V., Karasev, V. K., Rumyantsev, V. M., Kokeyev, M. Ye., Petrov, O. I., Lytsov, V. N., Yemelyankov, A. and Rubtsov, P. M., 1993 : *Facts and problems related to radioactive waste disposal in*

seas adjacent to the territory of the Russian Federation, Office of the President of the Russian Federation, Moscow, Russia, 72 pages.

Yemeliankov, A. and Popov, 1992 : *Atom Bez Grifa "Secretno" : Tochki Zreniya*, Physicians for prevention of nuclear war, Moscow, Berlin.

Yentsch, C. S., 1960 : The influence of phytoplankton pigments on the color of sea waters, *Deep Sea Research*, 7, 1-9.

Yu, Y. and Barton, I. J., 1994 : A non regression-coefficients method of sea surface temperature retrieval from space, *International Journal of Remote Sensing*, 15 (6), 1189-1206.

Zenkevitch, L. A., 1963 : *The Biology of the Seas of the USSR*, Academy of Science of the USSR, Moscow, Russia, 739 pages.

Zilanov, V. K. and Luka, G. I., 1987 : Climatic variations in hydrometeorological processes in the Barents sea and their biological consequences. In Loeng, H. (ed.): *The effect of oceanographic conditions on distribution and population dynamics of commercial fish stocks in the Barents Sea, Proceedings of the 3rd Soviet-Norwegian Symposium*, Murmansk, 26-28 May 1986. Institute of Marine Research, Bergen, Norway, 7-12.

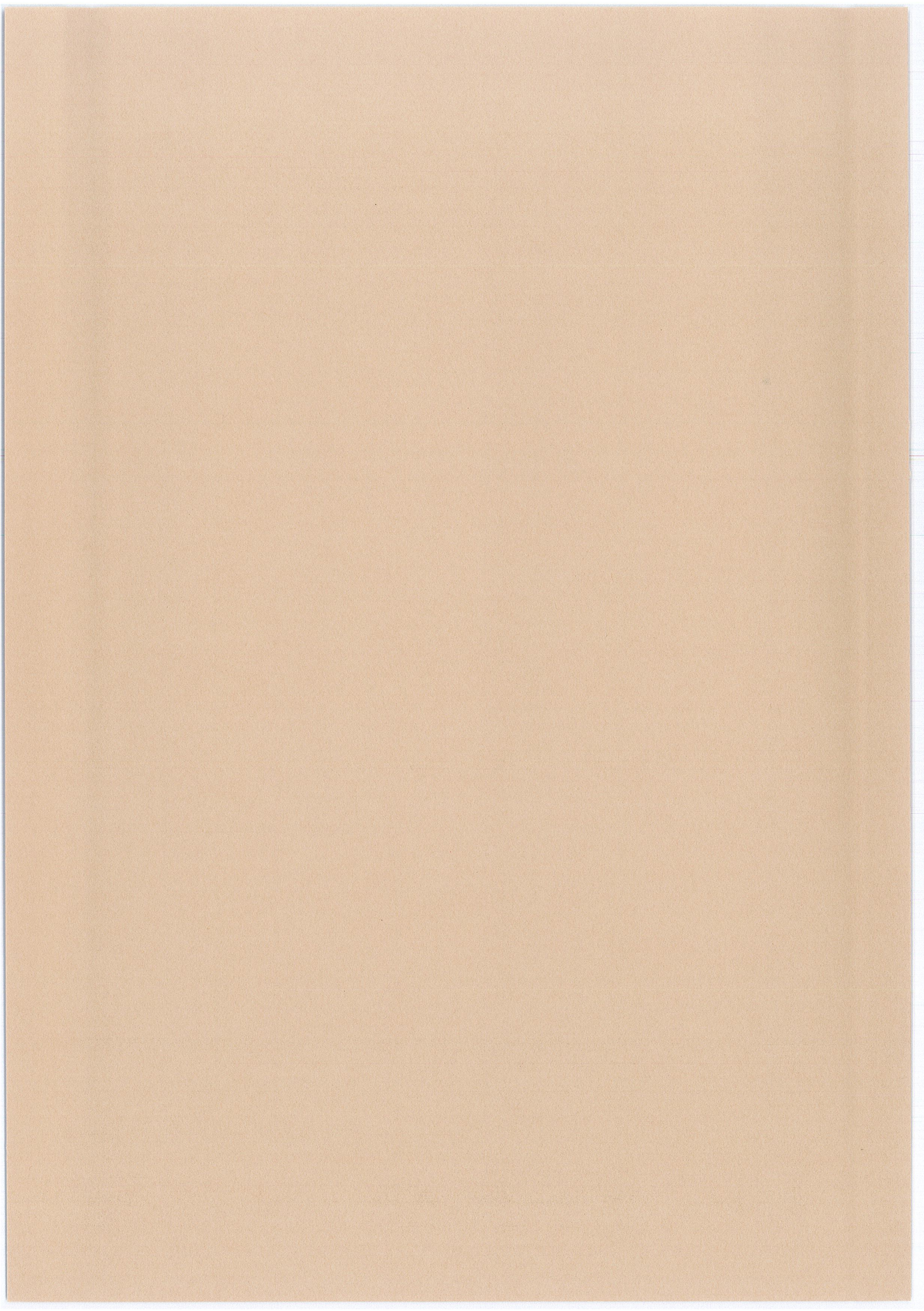
Zubov, N. N., 1943 : Arctic ice, Translation no. 103, *The U. S. Navy Oceanographic Office and the American Meteorological Society*.

Ådlandsvik, B., 1989 : Wind-driven variations in the Atlantic inflow of the Barents sea, *Comm. Meet. Int. Counc. Explor. Sea*, 1989 (18), 1-13.

Ådlandsvik, B., and Loeng, H., 1991 : A study of the climatic system in the Barents sea, *Polar Research*, 10 (1), 45-49.

ANNEXES

1. Liste des figures	189
2. Liste des tableaux	193
3. Lexique	194



1. Liste des figures

Chapitre 1

- Figure 1.1.* Bathymétrie de l'océan Glacial Arctique (General Bathymetric Chart of the Oceans - Canadian Hydrographic Service, 1979).
- Figure 1.2.* Etagement et circulation des principales masses d'eaux de l'océan Arctique (transect entre la mer de Norvège et le détroit de Béring). Les chiffres hors et entre parenthèses indiquent respectivement les températures et les salinités (d'après Keck og Wassmann, 1993).
- Figure 1.3.* Circulation thermohaline simplifiée dans l'océan Arctique. NADW : eaux profondes de l'Atlantique nord (d'après Keck og Wassmann, 1993).

Chapitre 2

- Figure 2.1.* Principe d'acquisition des images satellitaires par les radiomètres à balayage. L'image NOAA-AVHRR du 28 juin 1988, acquise sur une orbite ascendante au-dessus des mers de Barents et de Kara apparaît à l'envers.
- Figure 2.2.* Image NOAA-AVHRR du 19 avril 1994 ; (a) canal 2 ($0,725 \mu\text{m} < \lambda < 1,10 \mu\text{m}$). La neige qui recouvre la terre, ainsi que la banquise côtière, masque le trait de côte. (b) canal 4 ($10,5 \mu\text{m} < \lambda < 11,5 \mu\text{m}$) ; le contraste a été inversé, de manière à ce que les nuages apparaissent en blanc. En ajustant petit à petit le contraste, on parvient à distinguer le trait de côte à travers la neige et la glace.
- Figure 2.3.* Bulletin Météorologique Européen. Carte de surface à 6h00 UTC sur les mers de Barents et de Kara, le 19 avril 1994.

Chapitre 3

- Figure 3.1.* Transmittance spectrale moyenne de l'atmosphère entre $0,3 \mu\text{m}$ et $20 \mu\text{m}$ (Couzy, 1981).
- Figure 3.2.* Schéma simplifié du transfert radiatif.

Chapitre 4

- Figure 4.1.* Thermographie AVHRR NOAA-9 du 5 août 1988. Les glaces dans le nord de la mer s'étendent vers le sud, "alimentant" le massif de Novaja Zemlja.
- Figure 4.2.* Schéma de l'extension d'un front thermique superficiel dans la mer de Kara entre le 4 (courbe en gris clair) et le 5 (courbe en gris foncé) août 1988. Nous observons un déplacement faible vers le nord, à une vitesse de $4 \text{ à } 5 \text{ cm.s}^{-1}$.
- Figure 4.3.* "Mélasse" dans le centre de la mer de Kara.
- Figure 4.4.* La mer de Kara prise par les glaces, le 19 avril 1994. Seul un chenal d'eau libre sépare la banquise côtière du pack saisonnier. Les albédos plus faibles de la glace devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej, soulignent l'influence des eaux fluviales sur le processus de fonte.

- Figure 4.5. La lisière des glaces dans le nord de la mer de Barents est formée d'une multitude d'îlots de glace
- Figure 4.6. Réflectances de l'eau dans le sud de la mer de Kara, le 2 août 1994. On note l'importance de la charge sédimentaire dans les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej.
- Figure 4.7. Organigramme de la méthode de synthèse des images composites.
- Figure 4.8. Estimations des concentrations en chlorophylle dans la mer de Barents à partir de l'imagerie satellitaire CZCS, pour le 10 juillet 1979 (a, c) et le 28-30 juin 1980 (b, d). Les images a et b sont celles obtenues par Mitchell *et al.* (1991) à partir de l'algorithme SEAPAK.

Chapitre 5

- Figure 5.1. Principaux traits de la circulation océanique dans les mers de Barents et de Kara. L'emplacement des principales sources de déchets radioactifs et les régions où ils sont rejetés sont tirés de Yablokov *et al.* (1993) et Yemelyankov and Popov (1992). Dans Pfirman *et al.* (1995).
- Figure 5.2. La circulation océanique de surface et la bathymétrie dans la mer de Barents (modifié d'après Loeng, 1991).
- Figure 5.3. Températures moyennes de l'eau de mer en surface dans les mers de Barents et de Kara, (a) en hiver et (b) en été (SHOM, 1995).
- Figure 5.4. La répartition des différentes masses d'eaux en surface dans la mer de Barents (d'après Loeng, 1991).
- Figure 5.5. Thermographie AVHRR du 2 août 1986 acquise au-dessus de la mer de Barents. On note l'entrée des eaux chaudes de la dérive nord-atlantique et leur influence sur l'ensemble du sud de la mer, jusqu'aux côtes de Novaja Zemlja. Nous observons une légère diminution de la température des eaux depuis leur entrée jusque vers l'embouchure de la mer Blanche, le gradient étant plus net des côtes vers le large. On note également la zone d'eaux légèrement plus chaudes qui apparaît sur les cartes de climatologie entre poluostrov Kanin et ostrov Kolguev.
- Figure 5.6. Thermographie AVHRR du 28 mars 1993. Une langue de glace s'étend sur toute la mer Blanche jusqu'aux côtes de Novaja Zemlja.
- Figure 5.7. Thermographie AVHRR du 19 juin 1994 acquise au-dessus de la mer de Barents. Les glaces occupent encore tout le nord de la mer, entre le Spitsberg et Novaja Zemlja. L'influence des eaux chaudes de la dérive nord-atlantique se fait ressentir jusqu'au nord du Spitsberg, à la latitude 81°N. Les eaux chaudes visibles dans le centre de la mer au niveau du méridien 30°E, marquent la limite septentrionale du front polaire dans la mer de Barents.
- Figure 5.8. La circulation océanique de surface et la bathymétrie dans la mer de Kara (d'après Zenkevitch, 1963).
- Figure 5.9. La circulation de surface induite par les vents dans la mer de Kara lorsque les basses et les hautes pressions sont localisées respectivement (a) au nord ou à l'ouest et au sud ou à l'est et (b) à l'est ou au sud et à l'ouest ou au nord de la mer (Pavlov *et al.*, 1994).

- Figure 5.10. Répartition des masses d'eaux en surface en hiver (a) et en été (b). Situation typique (1), situation lorsque les hautes pressions arctiques dominant (2) et lorsque la dépression d'Islande est à son maximum (3). 1 - Eaux de la mer de Barents ; 2 - Eaux de l'océan Arctique ; 3 - Eaux de la mer de Kara ; 4 - Eaux douces (Pavlov *et al.*, 1994).
- Figure 5.11. Thermographie AVHRR acquise le 31 juillet 1992.
- Figure 5.12. Nord de la Russie dans la région d'Usinsk. Zones marécageuses et protégées (World Conservation Monitoring Centre).
- Figure 5.13. Les courants de surface (2 à 10 m de profondeur) dans proliv Karskie Vorota, en été (Pavlov *et al.*, 1994). Le courant Likte circule le long des côtes sud de Novaja Zemlja.
- Figure 5.14. Thermographie AVHRR du 2 août 1994. Echange des masses d'eaux entre le sud-est de la mer de Barents et la mer de Kara dans proliv Karskie Vorota, dans le cas d'une circulation océanique induite par les vents.
- Figure 5.15. Thermographie AVHRR du 18 août 1994. Echange des masses d'eaux entre le sud-est de la mer de Barents et la mer de Kara dans proliv Karskie Vorota, dans le cas de la circulation océanique permanente.
- Figure 5.16. Etude de résurgences d'eaux froides à partir des thermographies AVHRR acquises dans le sud-ouest de la mer de Kara le 18 juillet 1994 (a), 29 juillet 1994 (b), le 2 août 1994 (c) et 5 août 1988 (d).

Chapitre 6

- Figure 6.1. Superficie annuelle couverte par les glaces dans la mer de Barents à la fin du mois d'avril (courbe du haut), ainsi qu'à la fin août (courbe du bas), pour la période 1966 - 1988 (d'après Vinje and Kvambekk, 1991).
- Figure 6.2. Extension maximale de la banquise dans la mer de Barents, pour la période 1979 - 1986 (d'après Loeng, 1991 ; Rey, 1993).
- Figure 6.3. Image mosaïque AVHRR réalisée à partir de deux scènes acquises les 17 et 19 juin 1994. L'image montre l'extension des glaces de mer et des polynies dans les mers de Barents et de Kara (in Anselme, 1997).
- Figure 6.4. Image composite AVHRR dans la région de Zemlja Franca Iosifa. Les vecteurs indiquent la direction et la vitesse relative des floes entre le 17 et le 19 juin 1994. Des vents du sud-est soufflaient sur l'archipel au cours du 17, alors que le 19 juin, les vents d'est-nord-est dominaient.
- Figure 6.5. Situation météorologique et dérive du pack dans la mer de Kara, au cours du 19 avril 1994 (a, b) et du 31 mai 1994 (c, d).
- Figure 6.6. Dérive de plaques glacielles dans le centre de la mer de Kara, entre le 31 mai 1994 (floes en blanc) et le 17 juin 1994 (floes en gris clair).
- Figure 6.7. Structures en forme de bandes dans les polynies côtières le long de poluostrov Jamal et devant Obskaja guba. (Infrarouge thermique de AVHRR, le 19 avril 1994).
- Figure 6.8. Représentation schématique des processus impliqués dans le cycle des sédiments et des contaminants qui leur sont associés. Les sédiments déposés sur le fond sont remis en

suspension lors de la formation des saumures et de la fonte des glaces, et peuvent alors être insérés dans la chaîne alimentaire (d'après Muir and Norstrom, 1994).

Figure 6.9. Débit moyen annuel de l'Ob' et de l'Enisej en mer de Kara (d'après Pavlov and Pfirman, 1995).

Figure 6.10. Image AVHRR acquise le 27 juin 1994 au-dessus de la mer de Kara. (a) température de surface et (b) réflectances représentant la charge turbide des eaux de surface.

Figure 6.11. Image AVHRR acquise le 31 juillet 1992 au-dessus de la mer de Kara. (a) température de surface et (b) réflectances représentant la charge turbide des eaux de surface.

Figure 6.12. Image AVHRR acquise le 18 juillet 1994 au-dessus de la mer de Kara. (a) température de surface et (b) réflectances représentant la charge turbide des eaux de surface.

Figure 6.13. Image AVHRR acquise le 5 août 1988 au-dessus de la mer de Kara. (a) température de surface et (b) réflectances représentant la charge turbide des eaux de surface.

Figure 6.14. Isobathe 10 m devant les estuaires de l'Ob' et de l'Enisej. Conditions de vent pour le 27 juin 1994 (1) et le 18 juillet 1994 (2) (Anselme and Kögeler, 1995).

Figure 6.15. Glaciers et principales rivières de l'archipel Novaja Zemlja. Localisation des sites où sont entreposés des déchets radioactifs (Atlas of the Arctic, 1985 ; Yablokov *et al.*, 1993).

Figure 6.16. Répartition et concentrations (en ppm) des pesticides (DDT, DDD, DDE) dans les sédiments de la mer de Kara et du sud-est de la mer de Barents, en 1991 (Grikurov, 1994).

Chapitre 7

Figure 7.1. (a) Variations saisonnières de la durée du jour pour différentes latitudes de l'hémisphère nord ; (b) Variations journalières de l'éclairement à Ny Ålesund (79°N) et à Tromsø (69°N) en été (d'après Sakshaug and Holm-Hansen, 1984).

Figure 7.2. Variations saisonnières de la couverture nuageuse pour différentes latitudes de l'hémisphère nord (Vowinckel and Orvig, 1970).

Figure 7.3. Relations entre l'éclairement, la teneur en nutriments, la croissance phytoplanctonique et celle du zooplancton au cours d'une année, dans les mers polaires (Wassmann og Sakshaug, 1987).

Figure 7.4. Estimation de la concentration en pigments chlorophylliens dans le sud de la mer de Barents, le 25 avril 1980 (CZCS - 0537 UTM). Les fortes concentrations le long de la côte sont probablement liées à un effet d'overshoot, défaut du capteur.

Figure 7.5. Concentrations en chlorophylle-a dans la colonne d'eau le long de deux transects A-B (76°00 N / 30°30 E - 69°30 N / 30°30 E) et C-D (76°27N / 39°10 E - 69°37 N / 36°44 E) échantillonnés en avril 1985 (données fournies par le Dr. Savinov, Institut de Biologie Marine, Murmansk).

Figure 7.6. Estimation de la concentration en pigments chlorophylliens à l'entrée de la mer de Barents, le 16 mai 1981 (CZCS - 0537 UTM).

Figure 7.7. Estimation de la concentration moyenne en pigments chlorophylliens dans la mer de Barents, composite CZCS pour les mois de juin.

Figure 7.8. Concentration en pigments chlorophylliens dans la mer de Barents, (a) en surface, et (b) à 10 mètres (données fournies par l'Institut de Recherche Marine, Bergen).

Figure 7.9. Estimation de la concentration moyenne en pigments chlorophylliens dans la mer de Barents, composite CZCS pour les mois de juillet.

Figure 7.10. Estimation de la concentration moyenne en pigments chlorophylliens dans la mer de Barents, composite CZCS pour les mois d'août.

Figure 7.11. Concentrations en chlorophylle-a le long de six transects dans la mer de Barents, échantillonnés entre le 14 août et le 19 septembre 1984 (données fournies par le Dr. Savinov, Institut de Biologie Marine, Murmansk).

Figure 7.12. Répartition géographique du phytoplancton dans la mer de Barents au cours de la période avril 1979 - août 1985. Image composite CZCS.

Figure 7.13. Schéma simplifié de l'écosystème pélagique associé à la zone de la lisière des glaces dans la mer de Barents (Wassmann og Sakshaug, 1987).

2. Liste des tableaux

Une région clef pour l'environnement de notre planète

Tableau I. Quelques programmes internationaux relatifs à l'étude de l'océan Arctique.

Chapitre 1

Tableau I.1. : Les mers de Barents et de Kara en chiffres (d'après Vanney, 1998).

Chapitre 2

Tableau II.1. : Principales caractéristiques du capteur Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR).

Tableau II.2. : Principales caractéristiques du capteur Coastal Zone Color Scanner (CZCS).

Tableau II.3. : Répartition mensuelle des scènes NOAA-AVHRR acquises sur les mers de Barents et de Kara, pour la période 1986 à 1995.

Tableau II.4. : Répartition mensuelle des scènes CZCS acquises sur la mer de Barents, pour la période 1979 à 1985. Pour quelques unes de ces dates, plusieurs images sont disponibles.

Tableau II.5. : Répartition mensuelle des données *in situ* disponibles dans les mers de Barents et de Kara, entre 1979 et 1994.

Chapitre 3

Tableau III.1. : Les différents algorithmes d'estimation des températures de surface de la mer.

Tableau III.2. : Résultats des différents algorithmes pour l'estimation des températures de surface de la mer.

Chapitre 5

Tableau V.1. : Caractéristiques des masses d'eaux dans la mer de Barents (d'après Loeng, 1991).

Tableau V.2. : Caractéristiques des masses d'eaux dans la mer de Kara (d'après Pavlov *et al.*, 1994).

Chapitre 6

Tableau VI.1. : Distance parcourue, vitesse journalière et direction du déplacement de chacun des floes présentés sur la figure 6.6.

Chapitre 7

Tableau VII.1. : Influence du type de nuages sur la diminution de l'éclairement par temps couvert (dans Ivanoff, 1975).

3. Lexique

Vocabulaire des termes russes

Arhipelag	archipel
Guba	golfe, baie, crique
More	mer
Mys	cap
Ostrov	île
Poluostrov	presqu'île
Proliv	détroit
Reka	rivière

autres termes

ACSYS

Arctic Climate System Study (cf. tableau I, p. 12).

ADEOS

La plate-forme *Advanced Earth Observing Satellite "MIDORI"*, dédiée à l'étude de l'environnement terrestre, est la première plate-forme développée et contrôlée par l'Agence Nationale du Développement Spatial du Japon (NASDA). ADEOS, lancé avec succès en août 1996, a malheureusement cessé de fonctionner en juin 1997.

Albédo

Partie du rayonnement solaire incident reçu par un corps, diffusé ou réfléchi par celui-ci.

AMAP

Arctic Monitoring and Assessment Programme (cf. tableau I, p. 12).

Circulation thermohaline

Circulation des océans qui trouve son énergie dans les variations de la température et de la salinité. S'applique essentiellement à la circulation des eaux profondes.

Diatomées

Algues unicellulaires à pigments brunâtres (mélange de différents types de chlorophylles et de caroténoïdes), dont le squelette externe siliceux, la frustule, est formé de deux valves emboîtées l'une dans l'autre, l'épivalve et l'hypovalve. Les Diatomées appartiennent à deux grands groupes systématiques, les Pennées et les Centriques. Les Diatomées vivent de préférence dans les eaux froides où leurs frustules, en s'accumulant sur le fond, forment des boues à Diatomées. Elles ont donc une importance géologique considérable à la fois comme matériau de dépôt et comme indicateur de conditions paléoclimatiques.

Excentricité de l'orbite

Eloignement de l'orbite par rapport au centre de la Terre.

Flagellés

Embranchement de protozoaires caractérisé par la présence ou non d'un squelette externe formé de plaques de cellulose et de flagelles, servant d'organes locomoteurs. Bien qu'ils vivent surtout dans les eaux chaudes, on les rencontre aussi dans les mers froides.

Glaciel

Terme relatif à toutes les glaces flottantes, glaces continentales (ice-shelf) et glaces de mer.

GOOS

Le programme international *Global Ocean Observing System* patronné par la Commission Intergouvernementale Océanographique (IOC), l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), le Conseil International des Unions Scientifiques (ICSU) et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) est un concept d'océanographie opérationnelle. Son objectif est *d'assurer des observations permanentes et systématiques adaptées à la prévision des évolutions et des fluctuations climatiques. Il doit aussi appuyer et améliorer la gestion et la prise de décision concernant l'environnement marin, en prenant en compte les changements naturels et anthropiques susceptibles d'affecter l'environnement, ainsi que leurs conséquences sur les ressources de l'océan.*

Halocline

Dans les océans, masse d'eau où la salinité change brusquement avec la profondeur.

IABP

International Arctic Buoy Programme (cf. tableau I, p. 12).

IASC

Le Comité International de la Recherche Arctique (IASC) est une organisation non gouvernementale créée en août 1990, qui encourage et facilite la coopération entre les pays engagés dans la recherche arctique.

Inclinaison orbitale

Angle formé par le plan de l'orbite du satellite et celui de l'équateur.

INSROP

International Northern Sea Route Programme (cf. tableau I, p. 12).

IOEB

Ice-Ocean Environmental Buoy Programme (cf. tableau I, p. 12).

J-GOFS

Le programme *Joint Global Ocean Flux Study* patronné par le Comité Scientifique de la Recherche Océanique (SCOR) du Conseil International des Unions Scientifiques (ICSU) a débuté en 1987, lors d'un colloque organisé à Paris. Les objectifs principaux du programme étaient de *déterminer et de comprendre les facteurs qui gouvernent le cycle du carbone et celui des principaux éléments chimiques qui interagissent avec le milieu vivant marin ; modéliser les flux de matière entre l'atmosphère, les continents,*

l'océan et les sédiments marins ; de prédire l'impact des perturbations naturelles et anthropiques sur l'équilibre écologique et le climat de la planète.

Luminance

Quantité de flux (puissance rayonnée en Watt) reçue par unité de surface et par unité d'angle solide (exprimé en $W.m^{-2}.sr^{-1}$).

OCTS

L'instrument *Ocean Color and Temperature Scanner* était un radiomètre optique lancé en août 1996 à bord de la plate-forme spatiale ADEOS. Il disposait de huit bandes spectrales dans le visible et le proche infrarouge et quatre autres bandes dans l'infrarouge thermique, qui lui permettaient de mesurer la couleur et la température de l'océan.

Orbite héliosynchrone

Pour de nombreuses missions spatiales, il est souhaitable d'observer un même lieu sous des conditions d'éclairement relativement constantes. Du fait de l'aplatissement de la Terre au niveau des pôles, le plan de l'orbite satellitaire est animé d'un mouvement de rotation uniforme. Une orbite héliosynchrone est caractérisée par une vitesse de rotation du plan orbital égale à la vitesse apparente moyenne de déplacement du soleil autour de la Terre, ainsi, la géométrie soleil/plan de l'orbite est approximativement constante et les conditions d'éclairement à une latitude donnée ne dépendent que des variations de déclinaison du soleil avec les saisons.

Pack

Dans les régions polaires, ensemble des glaces dérivantes et des chenaux résultant du morcellement de la banquise par les courants marins, les marées et les vents.

Période nodale

Temps écoulé entre deux passages consécutifs au noeud ascendant.

PIGB

Le *Programme International Géosphère-Biosphère* est une activité scientifique interdisciplinaire fondée et patronnée par le Conseil International des Unions Scientifiques (ICSU), créé en 1986. Le programme s'intéresse directement à l'acquisition du savoir scientifique de base géosphère-biosphère ayant trait aux processus interactifs de la biologie et de la chimie du système, ainsi qu'aux rapports de ces processus avec le changement global. Il se donne pour but de *décrire et comprendre les interactions physiques, chimiques et biologiques qui règlent le système géosphère-biosphère dans son intégralité, le milieu unique qu'il offre pour la vie, les transformations qui s'y opèrent, et la façon dont ces interactions sont affectées par les activités humaines*. Dans chacun de ces domaines, la priorité est donnée aux études qui s'adressent aux interactions-clés et aux changements significatifs à l'échelle de décennie ou du siècle, ainsi qu'aux éléments qui ont le plus d'impact sur la biosphère et sont le plus sensibles aux perturbations humaines. L'objectif final de ces recherches est d'arriver à développer une capacité prédictive de l'évolution du système géosphère-biosphère, en réponse à des perturbations naturelles et/ou anthropiques.

PRO MARE

Programme de recherche norvégien sur l'écologie marine arctique. Financé à la fois par le conseil de la recherche scientifique norvégien, le conseil de la recherche sur les pêches et le ministère de l'environnement, le programme s'est déroulé en mer de Barents, entre 1984 et 1990. L'objectif du programme était de *mieux comprendre l'organisation structurelle et le fonctionnement des écosystèmes marins arctiques, leur comportement vis à vis des phénomènes naturels, des modifications du climat et des activités humaines*.

Projet OCEAN

Le projet *Ocean Colour European Archive Network* lancé en 1990 est une initiative de l'Institut pour les Applications en Télédétection (IRSA), le Centre Commun de Recherche de la Commission des

Communautés Européennes (CCR-CCE) et de l'Agence Spatiale Européenne (ASE). Le projet s'intéresse au développement et à l'utilisation de méthodologies et d'algorithmes permettant d'extraire des paramètres géophysiques quantitatifs des données couleurs de l'eau. Il s'efforce aussi d'exploiter et d'organiser les données issues des archives CZCS pour les rendre facilement accessibles à l'ensemble de la communauté scientifique. Les objectifs à long terme du projet OCEAN sont de *produire une base de données regroupant les informations relatives aux propriétés optiques marines, d'encourager l'exploitation des données couleur de l'eau, à travers un Programme de Démonstration et d'Application (ADP) dédié aux mers européennes, et de développer un réseau de groupes scientifiques compétents dans le domaine de la recherche et des applications des futures données couleur de l'océan.*

Pycnocline

Couche d'eau marquée par une variation brutale du gradient de densité.

Radiance

Il s'agit de la valeur locale du rapport entre le flux émis par une source et la surface de cette source (exprimé en $W.m^{-2}$).

SeaWiFS

Le spectromètre imageur *Sea viewing Wide Field Sensor* dispose de huit bandes spectrales centrées dans le visible et le proche infrarouge et est dédié à l'étude de la couleur de l'eau. Il a été lancé à bord de la plate-forme SeaStar en août 1997.

SHEBA

Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (cf. tableau I, p. 12).

Système Argos

Système mondial de localisation et de collecte de données par satellite dédié à l'étude et à la protection de notre planète. Ce système, installé à bord des satellites NOAA et opérationnel depuis 1978, est exploité et géré par *Collecte-Localisation par Satellite (CLS)*, filiale du CNES située à Toulouse et par l'une de ses filiales américaines *Service Argos Inc.*, située près de Washington DC. Des balises émettrices disposées sur la banquise permettent, par le système Argos, de suivre la dérive des glaces de mer, avec une précision de localisation d'environ 200 mètres.

Température de brillance ou radiométrique

Température mesurée au niveau du capteur satellitaire, sans correction atmosphérique et en supposant l'émissivité des corps égale à un.

Thermocline

Couche d'eau entre les eaux de surface et les eaux sous-jacentes, où la température présente des variations rapides avec la profondeur.

TOGA

Le programme international *Tropical Ocean and Global Atmosphere* a été lancé en 1985, pour une durée de dix ans, dans le cadre du Programme Mondial de Recherche sur le Climat (PMRC), commun à l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et au Conseil International des Unions Scientifiques (ICSU). Ses objectifs étaient de *déterminer la prévision du système couplé océans tropicaux/atmosphère, en comprenant les mécanismes et processus physiques liés à cette prévision ; de modéliser ce système couplé dans le but de prévoir ses fluctuations ; de fournir les connaissances scientifiques de base qui permettent d'améliorer les réseaux d'observations et de transmissions en temps réel des données, en vue de prévoir les évolutions climatiques.*

WOCE

Le programme international *World Ocean Circulation Experiment* qui s'est déroulé entre les années 1990 et 1997 regroupait plus de trente nations. Son objectif était de *développer des modèles améliorés de la circulation océanique, à une échelle globale, en vue de prévoir les évolutions climatiques.*

**CONTRIBUTION DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE VISIBLE,
PROCHE INFRAROUGE ET INFRAROUGE THERMIQUE,
A L'ETUDE DES MERS ARCTIQUES EURASIATIQUES.**

Résumé

Notre travail avait pour objectif d'apporter une contribution à l'amélioration des connaissances de l'environnement marin arctique. Plus précisément, nous nous sommes intéressés à l'étude des structures océaniques de surface, à la fois biologiques et physiques, dans les mers de Barents et de Kara, ainsi que dans la partie sud-est de la mer de Barents, à partir de l'imagerie spatiale opérant dans le domaine du visible, du proche infrarouge et de l'infrarouge thermique. Des mesures *in situ* nous ont permis de valider les algorithmes utilisés pour le traitement des images et de nous guider pour l'interprétation de celles-ci.

Nous avons montré quelles étaient les zones apparemment les plus productives sur le plan de la production primaire et à quelle période de l'année se produisait l'efflorescence phytoplanctonique. Nous avons aussi mis en évidence les principaux fronts thermiques et hydrologiques, les directions suivies par les glaces de mer, leur relation avec les courants de surface, ainsi que le transport des sédiments et des polluants au débouché des fleuves sibériens. L'objectif sous-jacent à notre travail était de déterminer quelles étaient les régions les plus sensibles et les plus exposées à une éventuelle pollution du milieu marin.

Au terme de ce travail, nous constatons que deux régions sont particulièrement vulnérables. Au nord de la mer de Barents, la zone de la lisière des glaces abrite un écosystème particulièrement important pour l'ensemble de la chaîne alimentaire arctique ; une quelconque pollution dans cette région pourrait, selon son occurrence, avoir des conséquences désastreuses, en raison de l'intensité et de la brièveté de la floraison phytoplanctonique. La partie sud-est de la mer de Barents, qui abrite elle aussi de nombreuses espèces animales, et où circulent des masses d'eau et des glaces potentiellement contaminées, constitue la deuxième zone à risques. Il serait donc souhaitable de porter les efforts de recherche sur l'étude de ces deux régions, qui, outre leur richesses biologiques, suscitent des intérêts croissants de la part des compagnies pétrolières en raison des réserves importantes du sous-sol en hydrocarbures et gaz naturel.

Mots clés : Arctique, télédétection spatiale, océanographie, pollution marine, mer de Barents, mer de Kara, température de surface de la mer, glaces marines, transport sédimentaire, floraison phytoplanctonique.

**CONTRIBUTION OF SATELLITE REMOTE SENSING ACQUIRED
IN THE VISIBLE, NEAR INFRARED AND THERMAL INFRARED
TO THE STUDY OF EURASIATIC ARCTIC SEAS.**

Abstract

The overall objective of our work was to improve the knowledge of the Arctic marine environment. Using satellite remote sensing operating in the visible, near infrared and thermal infrared, we studied oceanic surface structures over the Barents and Kara seas, as well as in the southern part of the Barents sea. *In situ* measurements obtained from oceanographic campaigns allowed us to validate the algorithms we used for image processing and helped us in analysing the images.

We studied both biological and physical oceanic structures. Concerning primary production, we showed in which areas and when phytoplanktonic blooms start to develop. We also emphasised the areas where thermal and hydrological fronts appear, sea ice drift and its relationship to surface currents, as well as the transport of sediments and associated pollutants by rivers and their outflow distribution patterns into the sea. The final goal of our work was to outline which areas of the Eurasian Arctic seas are the most sensitive and exposed if a pollution should occur.

We finally concluded that two areas were particularly vulnerable : the marginal sea ice zone in the northern Barents sea that supports a large part of the phytoplanktonic ecosystem, source of the food chain. Due to the intensity and very short timing of the phytoplanktonic bloom in that area, a pollution could have serious consequences there. Important exchange of water masses and ice, potentially contaminated, occur in the south-eastern part of the Barents sea, which constitutes a large refuge for marine mammals and migratory birds. Concerns about oil and natural gas exploitation should lead future investigations to focus on monitoring of both areas.

Key words : Arctic, satellite remote sensing, oceanography, marine pollution, Barents sea, Kara sea, sea surface temperature, sea ice, sediment transport, phytoplanktonic bloom.

