

**UNIVERSITÉ DU QUÉBEC**

**DISTRIBUTION SPATIALE DES ASSEMBLAGES DE DINOKYSTES DANS LES  
SÉDIMENTS DE SURFACE ET ÉVOLUTION DES CONDITIONS  
PALÉOCÉANOGRAPHIQUES RÉCENTES DANS LA FOSSE DU MACKENZIE,  
MER DE BEAUFORT (CANADA)**

**MÉMOIRE**

**PRÉSENTÉ À**

**L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI**

**Comme exigence partielle de la Maîtrise ès Sciences en Océanographie**

**PAR**

**THOMAS RICHEROL**

**29 Octobre 2007**

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À RIMOUSKI  
Service de la bibliothèque

Avertissement

La diffusion de ce mémoire ou de cette thèse se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire « *Autorisation de reproduire et de diffuser un rapport, un mémoire ou une thèse* ». En signant ce formulaire, l'auteur concède à l'Université du Québec à Rimouski une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de son travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, l'auteur autorise l'Université du Québec à Rimouski à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de son travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de la part de l'auteur à ses droits moraux ni à ses droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, l'auteur conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont il possède un exemplaire.

## REMERCIEMENTS

Enfin, depuis le temps que je le dis, c'est fini !!! Il aura fallu le temps, mais le bout a été atteint. Le voyage fut long, mais il n'a pas été solitaire et je voudrais remercier tout ceux qui m'ont accompagné.

Tout d'abord mon directeur André Rochon. Sans lui pas de projet, pas de voyage. C'est lui qui m'a donné ma chance pour ma première véritable expérience dans le domaine de la recherche scientifique. Il a su se montrer patient avec un total néophyte de la palynologie : ou comment sensibiliser un biologiste à la géologie, tout un exploit. Il a su être disponible pour prendre le temps de regarder tous les machins et les bidules que je pouvais prendre en photo et qui n'avaient rien à voir avec des palynomorphes. Et surtout il était là pour réfléchir avec moi, pour me guider dans les interprétations, pour m'apprendre à écrire comme un scientifique et non comme un littéraire. Bref, merci André pour avoir parfaitement su m'encadrer dans cette maîtrise.

Je remercie Dominique Hamel pour m'avoir tenue compagnie durant les longues heures passées au microscope. Pour ces longues conversations sur tout et rien qui faisaient passer le temps. Pour m'avoir ainsi un peu mieux sensibilisé à la culture québécoise et à sa musique. Et aussi pour m'avoir aidé à résoudre les interrogations de mon quotidien au labo.

Une part importante de tout ceci a été rendue possible par les encouragements de ma famille. Malgré l'éloignement ils sont toujours restés présents avec moi. Après une année à me chercher, mes parents étaient ravis que je me sois trouvé même si je devais partir. Je

sais qu'ils sont heureux pour moi et je regrette juste que mon père nous ait quitté avant la fin.

Enfin, je voudrais aussi remercier les amis. Les anciens comme les nouveaux, ceux du Québec et de Rimouski, comme ceux de France et d'ailleurs qui ont gardé le contact malgré les kilomètres et les décalages horaires.

## RÉSUMÉ

Les dinoflagellés sont des algues microscopiques unicellulaires et biflagellées. Ce groupe comprend des espèces toxiques qui peuvent être responsables de « marées rouges » toxiques pour les organismes des milieux exposés. Il existe un stade de dormance dans le cycle de vie de ces algues, au cours duquel elles produisent un kyste (=dinokyste) résistant et qui se retrouve dans le sédiment. Lorsque les conditions du milieu sont adéquates (lumière, nutriments, température, oxygène...), il y a exkystement. Le kyste, du fait de la composition de sa membrane, est préservé dans le sédiment. Chaque kyste est caractéristique d'une espèce de dinoflagellé et différents assemblages de ces microalgues sont caractéristiques des conditions du milieu au moment de la formation du kyste.

À l'été 2004, Lors de la mission CASES (Canadian Shelf Exchange Study) dans la mer de Beaufort, 34 échantillons de sédiments de surface ont été récoltés sur la plateforme du Mackenzie et dans le golfe d'Amundsen. À partir de l'analyse de ces échantillons de sédiments de surface, nous avons pu déterminer les assemblages modernes de kystes de dinoflagellés qui caractérisent cette zone. Nous trouvons deux assemblages principaux. Le premier assemblage, constitué de 3 sous-assemblages, délimite la plateforme du Mackenzie et le sud du golfe d'Amundsen. Alors que l'influence fluviale diminue et l'influence marine augmente, les kystes de taxa autotrophes sont plus abondants dans la caractérisation de cet assemblage. Le deuxième assemblage est caractérisé presque essentiellement par des espèces de taxa autotrophes et délimite la zone de la polynie du Cap Bathurst dans le nord du golfe d'Amundsen.

Les comptages des dinokystes récoltés pour chaque station lors de cette étape du projet ont été introduits dans la base de données du GEOTOP à Montréal (n=1171). À l'aide de fonctions de transfert utilisant la méthode des meilleurs analogues, cette base de données servira à la reconstruction des conditions paléocéanographiques (température et salinité d'été et d'hiver des eaux de surface, durée du couvert de glace, production primaire).

Lors de la mission, 3 carottes par boîte ont été prélevées dans la fosse du Mackenzie, à l'embouchure du fleuve, selon un transect nord-sud. L'échantillonnage a été fait au centimètre, mais les comptages microscopiques ont été réalisés selon un intervalle de 2 cm. Les vitesses de sédimentation pour chaque carotte ont été estimées grâce à la mesure de l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  et nous avons déterminé une chronologie pour chacune des 3 carottes. Nous avons observé la succession de 2 assemblages de dinokystes sur une période de ~1000 ans pour notre zone d'étude. Un assemblage fossile caractérisé principalement par des espèces de taxa hétérotrophes et un assemblage récent caractérisé principalement par des espèces de taxa autotrophes. Nous avons reconstitué les conditions paléocéanographiques récentes pour chaque carotte. Nous avons pu caractériser un réchauffement des conditions au cours du dernier millénaire, principalement durant le Petit Âge Glaciaire (Little Ice Age – LIA) avec un ralentissement de ce réchauffement dans les derniers ~150-200 ans.

# TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS .....	ii
RÉSUMÉ .....	iv
TABLE DES MATIÈRES.....	v
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES FIGURES .....	ix
INTRODUCTION GÉNÉRALE .....	1

## CHAPITRE 1

### **Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments of the Mackenzie Shelf and Amundsen Gulf, Beaufort Sea (Canada).**

Thomas Richerol, André Rochon, Steve Blasco, Dave B. Scott, Trecia M. Schell and  
Robbie J. Bennett

ABSTRACT.....	5
1.1 Introduction.....	6
1.2 Environmental Setting.....	8
1.3 Materials and Methods.....	11
1.3.1 Sampling .....	11
1.3.2 Sieving .....	11
1.3.3 Chemical processing .....	12
1.3.4 Palynomorph counts .....	12
1.3.5 Statistics .....	13

1.3.6 Environmental data .....	14
<b>1.4 Results and Discussion</b> .....	<b>16</b>
<b>1.5 Conclusion</b> .....	<b>33</b>

## CHAPITRE 2

### Évolution des conditions des eaux de surface au cours des derniers 1000 ans dans la fosse du Mackenzie, mer de Beaufort (Canada)

<b>2.1. INTRODUCTION</b> .....	<b>35</b>
<b>2.2 MATÉRIELS ET MÉTHODES</b> .....	<b>37</b>
2.2.1 Échantillonnage .....	37
2.2.2 Tamisage .....	38
2.2.3 Traitements Chimiques .....	39
2.2.4 Comptage des Palynomorphes .....	40
2.2.5 Mesures de l'activité du $^{210}\text{Pb}$ .....	41
<b>2.3 RÉSULTATS</b> .....	<b>43</b>
2.3.1 Chronologie .....	43
2.3.2 Stratigraphie des séquences sédimentaires .....	46
2.3.3 Assemblages fossiles de dinokystes .....	47
2.3.4 Flux de palynomorphes .....	49
2.3.4.1 <i>La période pré-LIA (~1000 à 1550 AD)</i> .....	53
2.3.4.2 <i>La période du LIA (~1550 à 1850 AD)</i> .....	54
2.3.4.3 <i>L'Ère Industrielle (~1850 à 2004 AD)</i> .....	54
2.3.5 Reconstitutions paléocéanographiques .....	55

2.3.5.1	<i>La période pré-LIA (~1000 à 1550 AD)</i> .....	57
2.3.5.2	<i>La période du LIA (~1550 à 1850 AD)</i> .....	58
2.3.5.3	<i>L'Ère Industrielle (~1850 à 2004 AD)</i> .....	59
2.3.6	Test de validation des Fonctions de Transfert .....	60
<b>2.4</b>	<b>DISCUSSION</b> .....	<b>63</b>
<b>2.5</b>	<b>CONCLUSION</b> .....	<b>76</b>
	<b>CONCLUSION GÉNÉRALE</b> .....	<b>78</b>
	<b>RÉFÉRENCES ÉLECTRONIQUES</b> .....	<b>81</b>
	<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b> .....	<b>82</b>

## LISTE DES TABLEAUX

Table 1	Geographical coordinates, water depth (in meters), number of cysts counted, cyst concentrations (cyst/g) and hydrographic data for samples shown in Fig. 2. Temperature and Salinity are in °C and psu (practical salinity units) respectively. Ice is the number of months with more than 5/10 sea-ice coverage.....	15
Table 2	List of dinoflagellate taxa present in our samples, and their code name. ....	18
Table 3	Relative abundance (%) of dinoflagellate cyst taxa in our samples. ....	20

# LISTE DES FIGURES

## CHAPITRE 1

- Figure 1 Map of the Beaufort Sea and Amundsen Gulf illustrating the location of surface sediment samples used in our study. The thick arrows represent surface currents, the grey area represents the maximum extent of the Mackenzie River plume and the dashed line indicates the extent of the Cape Bathurst Polynya. 8
- Figure 2 Distribution map of dinocyst concentrations (cyst/g) in the study area. The dashed line illustrates the maximum extent of the Mackenzie River plume. 16
- Figure 3 Relative abundance of selected dinoflagellate cyst taxa, sea surface parameters (temperature and sea ice cover) and hierarchical clustering of sediment samples used to determine dinocyst assemblages. 21
- Figure 4 Graph of the Canonical Correspondence Analysis (CCA) between the dinocyst species and the sea-surface parameters. Tfeb = sea-surface temperature of February; Taug = sea-surface temperature of August; Ice = sea-ice cover duration. 23
- Figure 5 Surface distribution of dinocyst assemblages in the study area. The dashed lines indicate uncertainties in defining assemblage zones. 24

- Figure 6 Distribution map of the relative abundance of *Islandinium minutum* s.l. in surface sediments from the study area. 25
- Figure 7 Distribution map of the relative abundance of *Brigantedinium* spp. in surface sediments from the study area. The thin dashed lines indicate uncertainties in defining percentage zones, and the thick dashed line indicates the maximum extent of the Mackenzie River plume. 26
- Figure 8 Distribution map of the relative abundance of *Polykrikos arctic/quadratus* in surface sediments from the study area. The dashed lines indicate uncertainties in defining percentage zones. 26
- Figure 9 Distribution map of the relative abundance of *Operculodinium centrocarpum* s.l. in surface sediments from the study area. The dashed lines indicate uncertainties defining percentage zones. 27
- Figure 10 Distribution map of the relative abundance of *Pentapharsodinium dalei* in surface sediments from the study area. The thin dashed lines indicate uncertainties defining percentage zones, and the thick dashed line indicates the maximum extent of the Mackenzie River plume. 28
- Figure 11 Distribution map of the relative abundance of *Spiniferites elongatus/frigidus* in surface sediments from the study area. The dashed lines indicate uncertainties defining percentage zones. 28

Figure 12      Distribution map of the Autotrophic/Heterotrophic ratio.      30

## CHAPITRE 2

Figure 1 Carte de la mer de Beaufort depuis la fosse du Mackenzie jusqu'au golfe d'Amundsen : courants de surface et hydrographie de la région. La zone en violet représente la zone d'influence de la plume du fleuve Mackenzie et la ligne pointillée délimite la zone de la polynie du Cap Bathurst. Les points noirs représentent la localisation des 3 stations où les carottes ont été prélevées.      37

Figure 2 Courbes de l'activité totale du  $^{210}\text{Pb}$  dans les sédiments (dpm), du logarithme du  $^{210}\text{Pb}$  en excès et des années en fonction de la profondeur (cm) dans chacune des trois carottes de sédiment. La deuxième courbe donne accès aux vitesses de sédimentation (cm/an).      45

Figure 3 Détermination des assemblages de dinokystes fossile et moderne pour les 3 séquences sédimentaires à partir des abondances relative des principales espèces. La zone en gris foncé délimite l'Assemblage I. Pour la séquence 912A la zone en gris clair délimite les 4 profondeurs considérées comme « stériles » après le comptage.      48

Figure 4 Flux des 5 principaux palynomorphes comptés, en fonction de la profondeur (cm), pour chaque carotte de sédiment : dinokystes (cysts/cm<sup>2</sup>/an), palynomorphes terrestres (grains/cm<sup>2</sup>/an), *Halodinium* spp. (grains/cm<sup>2</sup>/an), réseaux organiques de

foraminifères (réseaux/cm<sup>2</sup>/an) et palynomorphes remaniés (grains/cm<sup>2</sup>/an). Les courbes en couleur représentent la tendance moyenne. La zone dite « stérile » pour la carotte 912A délimite les 4 profondeurs avec des faibles comptages de dinokystes. 50

Figure 5 Comparaison entre le débit annuel du fleuve Mackenzie (m<sup>3</sup>/s) entre 1935 et 2005, et les flux de *Halodinium* spp. mesurés (grains/cm<sup>2</sup>/an) pour la même période, à partir de la carotte 906B. Les données de débit du fleuve proviennent du site d'Environnement Canada, de la base de données HYDAT. 52

Figure 6 Comparaison de l'évolution dans le temps des flux de dinokystes (cysts/cm<sup>2</sup>/an), des pourcentages de kystes de dinoflagellés autotrophes et hétérotrophes et des 3 paramètres reconstitués pour les 3 carottes de sédiments: la température de surface du mois d'août (°C), la salinité de surface du mois d'août et la durée du couvert de glace (mois/an). Les courbes en couleur représentent la tendance moyenne. Pour chaque paramètre reconstitué, la ligne verticale indique la valeur moderne du paramètre. La zone dite « stérile » pour la carotte 912A délimite les 4 profondeurs avec des faibles comptages de dinokystes. La zone grise représente le Petit Âge Glaciaire (Little Ice Age – LIA, 1550-1850 AD). La ligne horizontale noire sur la courbe des flux de dinokystes sépare l'assemblage I fossile de l'assemblage II moderne. 57

Figure 7 Représentation graphique du test de validation des Fonctions de Transfert pour les paramètres Température des eaux de surface du mois d’Août (°C), Salinité des eaux de surface du mois d’Août et durée du couvert de glace (mois/an). 62

Figure 8 Évolution dans l’espace et dans le temps de 4 paramètres, (A) le pourcentage de taxons autotrophes et de taxons hétérotrophes, (B) les températures des eaux de surface reconstituées pour le mois d’août en °C, (C) les salinités des eaux de surface reconstituées pour le mois d’août, (D) la durée du couvert de glace reconstituée en mois/an. Les courbes en couleur représentent la tendance moyenne. Pour chaque paramètre reconstitué, la ligne verticale indique la valeur moderne du paramètre. La zone dite « stérile » pour la carotte 912A délimite les 4 profondeurs avec des faibles comptages de dinokystes. La zone grise représente le Petit Âge Glaciaire (Little Ice Age – LIA, 1550-1850 AD). La ligne noire en pointillée représente l’évolution dans l’espace et dans le temps d’un événement propre à chaque paramètre. 65

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Au cours du dernier siècle écoulé, les scientifiques ont observé un réchauffement des conditions climatiques globales, particulièrement dans l'Arctique. Un amincissement ( $\sim 0.1$  m/an au cours de la dernière décennie) et une réduction du couvert de glace pluriannuelle ont été mesurés (Rothrock et al., 1999 ; Dumas et al., 2005). Pour bien comprendre ce phénomène il faut le mettre en perspective avec les événements climatiques dans un contexte géologique récent (les derniers 10 000 ans). De cette manière nous serons capables d'appréhender l'impact de tels changements et leur possible évolution future.

En effet, ce phénomène a de graves conséquences aussi bien localement que globalement. Le couvert de glace influe sur les échanges gazeux et de chaleur entre l'océan et l'atmosphère, ainsi que sur la pénétration de la lumière et donc la production primaire. Certaines espèces animales et végétales (phoques, ours polaires, algues de glace...) ont besoin de la glace pour se reproduire et vivre. Ainsi une réduction du couvert de glace pourrait entraîner un déplacement des populations animales. Par extension, les populations humaines locales se retrouveraient privées d'une source de nourriture et devraient revoir entièrement leur mode de vie. Une réduction du couvert de glace pourrait également entraîner à plus ou moins long terme l'ouverture de l'océan Arctique et ainsi y permettre la navigation et son exploitation.

L'étude des variations climatiques dans l'Arctique canadien, à des échelles de temps comprises entre 10 et 10 000 ans, était l'un des objectifs de la mission CASES (Canadian Shelf Exchange Study) au cours de l'été 2004. En effet, la diminution du couvert de glace

de l'océan Arctique et les changements observés dans les écosystèmes locaux, pourraient refléter le réchauffement global et les effets des gaz à effet de serre d'origine anthropogénique. Des données provenant des sédiments marins d'autres régions de l'Arctique ont montré que de grands changements se sont produits par le passé, comme des périodes sans glace et des changements dans la circulation océanique de l'Arctique. C'est pourquoi, la validation de modèles sur le forçage océan-atmosphère dans l'Arctique requiert des indicateurs géologiques pour déterminer une valeur initiale réaliste dans le cadre d'un scénario de réchauffement. Des études précédentes sur la distribution des dinokystes des régions arctiques et sub-arctiques ont montré qu'ils sont présents dans la majorité des sédiments de surface des mers arctiques et de leurs estuaires (Rochon et al., 1999 ; Mudie et Rochon, 2001 ; Voronina et al., 2001 ; Kunz-Pirrung, 2001 ; Grøsfjeld et Harland, 2001 ; Boessenkool et al., 2001 ; Radi et al., 2001). L'utilisation des dinokystes comme traceurs micropaléontologiques permet d'établir la reconstitution des conditions paléocéanographiques récentes du milieu (température, salinité, durée du couvert de glace de mer, productivité primaire de l'écosystème) (de Vernal et al., 2001). Lors de cette mission, des échantillons de sédiment de surface ont été prélevés sur la plateforme du Mackenzie et dans le golfe d'Amundsen afin de documenter les assemblages modernes de dinokystes de cette région de l'Arctique caractéristiques des conditions actuelles (Richerol et al., 2007 *soumis*). Ces assemblages ont été ajoutés à une base de données de référence d'assemblages modernes de dinokystes (n=1171) qui est gérée par le GEOTOP à Montréal. En combinant cette base de données avec les fonctions de transfert du programme « R », dérivé du programme « 3PBase » (Guiot et Goeury, 1996), une interpolation des meilleurs

analogues actuels et fossiles permettra d'évaluer et de comprendre les changements climatiques pré-industriels et post-industriels.

Dans un premier temps, nous avons établi la répartition spatiale des assemblages de kystes de dinoflagellés et lié cette distribution aux paramètres environnementaux. Des cartes de répartition spatiale établies pour les principales espèces de dinokystes fournissent des informations sur les relations entre ces derniers et les paramètres des masses d'eau de surface (température et salinité d'hiver et d'été, durée du couvert de glace de mer, productivité primaire de l'écosystème).

Dans un deuxième temps, nous avons déterminé la nature des assemblages fossiles de dinokystes puis réalisé la reconstitution des conditions passées à partir des données fournies par trois carottes à boîte prélevées selon un transect Nord-Sud dans la fosse du Mackenzie. Cette fosse, située à l'embouchure du fleuve Mackenzie, possède les plus forts taux de sédimentation de toute la zone d'étude. Ainsi nous pouvons remonter jusqu'à ~200, ~450 et ~1000 ans dans le passé. Ces carottes, de part leurs dispositions, nous permettent alors de visualiser plus précisément la période post-industrialisation (~1800 à 2004 AD), le Petit Âge Glaciaire (LIA, ~1550-1900 AD) et le dernier millénaire avec une résolution variant de pluriannuelle à décennale.

Par rapport à d'autres séquences sédimentaires plus étendues, les séquences récoltées au cours de cette mission permettent de mettre l'accent sur la tendance climatique actuelle depuis l'intervention significative de l'homme avec le début de l'ère industrielle et nous permettent une comparaison avec des conditions passées « naturelles ».

## CHAPITRE 1

### **Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments of the Mackenzie Shelf and Amundsen Gulf, Beaufort Sea (Canada).**

Thomas Richerol, André Rochon, Steve Blasco, Dave B. Scott, Trecia M. Schell and  
Robbie J. Bennett

Accepté pour publication dans la revue *Journal of Marine Systems*, sous réserve de  
corrections modérées, le 28 Juin 2007.

## ABSTRACT

In order to document long-term climate cycles and predict future climate trends for the Arctic, we need to look at the geological record to establish the link between historical and pre-historical sea surface parameters. Dinoflagellate cysts (dinocysts) are used as proxy indicators of sea surface parameters (temperature, salinity, sea-ice cover, primary productivity) jointly with transfer functions and a modern dinocyst reference database, to reconstruct the evolution of sea surface conditions at decadal and millennial timescales. Here we present the surface distribution of recent dinocyst assemblages from 34 surface sediment samples collected on the Mackenzie Slope/Amundsen Gulf during the 2004 CASES (Canadian Arctic Shelf Exchange Study) cruise. Dinocyst concentrations in surface sediments are relatively high outside the Mackenzie plume area and increase gradually eastward toward Amundsen Gulf. The cysts of autotrophic dinoflagellates are dominant throughout the study area, while the maximum abundance of heterotrophic taxa is found within the Mackenzie plume. Hierarchical clustering analyses allowed defining two dinocyst assemblages. Assemblage I is located on the Mackenzie Slope and southern Amundsen Gulf, while assemblage II is located within the Cape Bathurst Polynya area in northern Amundsen Gulf. Both assemblages are dominated by *Operculodinium centrocarpum*, but are distinguished on the basis of the relative abundance of *Islandinium minutum*, a taxon generally associated with sea ice. *Islandinium minutum* is found in lower abundance in the Cape Bathurst Polynya.

## 1.1 Introduction

Concerns have been raised during the past few decades about the future of our environment. Notable changes are already being observed and measured throughout the Arctic regions, but their extent and duration are still poorly understood. To achieve a better understanding of this global phenomenon, scientists tend to study those systems that have historically proven to be sensitive to variations in climate, with the goal of predicting the course that the climate of our planet will take in the years to come. One of these indicators of the planet's "pulse" is the Arctic ecosystem—more specifically, its ocean and its ice cover. A thinning of the multi-year ice cover (of approximately 0.1 m/year for the past ten years) and a decline in the area that it covers have been observed over the last few decades (Rothrock et al., 1999; Dumas et al., 2005).

Previous studies on the distribution of dinoflagellate cysts have shown that they are present in the overwhelming majority of surface sediments on the Arctic seas and their estuaries (Rochon et al., 1999; Mudie and Rochon, 2001; Voronina et al., 2001; Kunz-Pirrung, 2001; Grøsfjeld and Harland, 2001; Boessenkool et al., 2001; Radi et al., 2001). The use of micropalaeontological markers, such as dinoflagellate cysts (i.e. dinocysts), allows for the reconstruction of recent paleoceanographic conditions (temperature, salinity, duration of the sea ice cover, primary production of the ecosystem) (de Vernal et al., 2001). The study of dinocyst assemblages collected from surface sediments of the Beaufort Sea during Leg 8 of the CASES (Canadian Arctic Shelf Exchange Study) cruise in the summer of 2004 allows us to determine the assemblages characteristic of the current modern

conditions. These assemblages will be added to a reference database of modern dinocyst assemblages that is managed by GEOTOP (de Vernal et al., 2001).

The primary objective of this article is to establish the spatial distribution of dinoflagellate cyst assemblages and to assess their relationships with environmental parameters. Samples were collected on the shelf and slope of the Mackenzie Shelf (Beaufort Sea, Canada) and Amundsen Gulf; they fill a gap in the current dinocyst database. Maps of spatial distribution for major dinocyst species provide information on their relationships to one another and the sea-surface parameters.

## 1.2 Environmental Setting

The Mackenzie Shelf is a coastal region of the Beaufort Sea located along the Arctic Ocean's Canadian coast, between Point Barrow in northern Alaska and the western part of the Canadian Arctic Archipelago (C.A.A.) (Mudie and Rochon, 2001; Wang et al., 2005). It is approximately 100 km wide, representing less than 2% of the total coast of the Arctic Ocean, and covers an area of approximately 64 000 km<sup>2</sup> (to the 200 m isobath) (Stein and Macdonald, 2004; O'Brien et al., 2006). The shelf is bordered to the west by the Mackenzie Trough and to the east by Amundsen Gulf (Fig. 1).

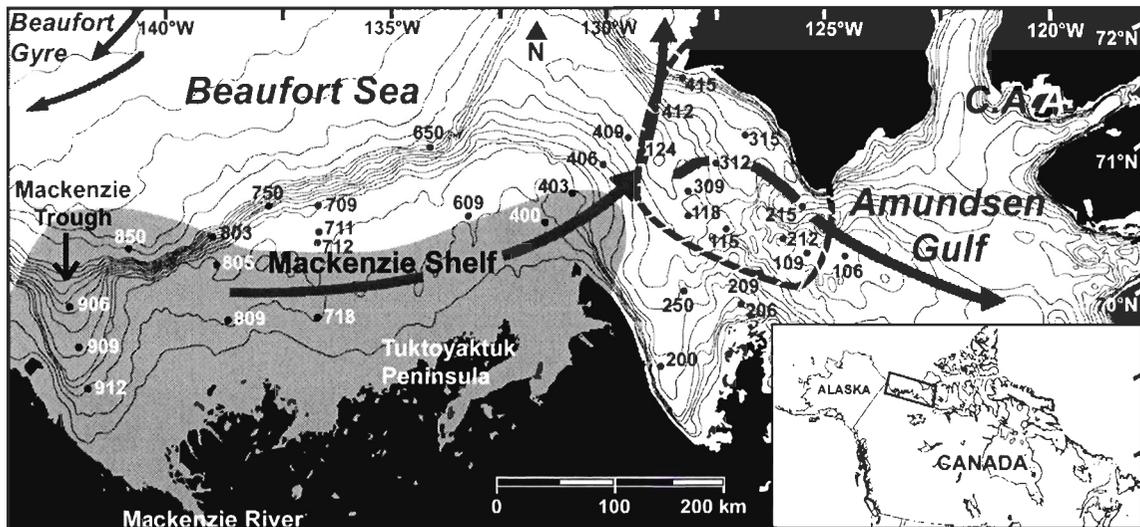


Figure 1. Map of the Beaufort Sea and Amundsen Gulf illustrating the location of surface sediment samples used in our study. The thick arrows represent surface currents, the grey area represents the maximum extent of the Mackenzie River plume and the dashed line indicates the extent of the Cape Bathurst Polynya.

The ice cover varies greatly from year to year. In general, the ice begins to form in mid-October and begins to break up at the end of May (Wang et al., 2005; O'Brien et al., 2006). If the winds allow, the shelf may be ice-free as early as mid-July. In the winter, landfast ice forms near the coast, beyond the 20 m isobath, and the *stamukhi* (i.e. a field of ice fragments), which contains ice and sediment mixed together, forms on the outer edge of the landfast ice. Beyond the *stamukhi*, one can observe a zone where the ice breaks up, with *flaw lead* forming intermittently across the pack ice, which tends to be moved westward by the Beaufort Gyre (Macdonald et al., 1995; O'Brien et al., 2006). To the east, near Amundsen Gulf, the ice-free zone forms part of the Cape Bathurst Polynya (Arrigo and van Dijken, 2004). Polynyas are ice-free zones in the middle of the landfast ice, in both the Arctic and the Antarctic, that form in the winter under the action of winds, currents and upwellings of warmer water. They form every year at approximately the same location and are, in general, areas of high productivity.

The Mackenzie is the third largest Arctic river in terms of flow of fresh water, with an average flow of 4 000 m<sup>3</sup>/s (Melling, 2000; Dumas et al., 2005). It is also the largest in terms of sediment discharge, with approximately 127.10<sup>6</sup> Mt/year, which exceeds the total sediment discharge of all the other great Arctic rivers together (Macdonald et al., 2004; Stein and Macdonald, 2004; O'Brien et al., 2006). The Mackenzie River drainage basin, which is the source of the sediment and other materials carried by the river, covers a vast area (1.8 × 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>) (Hill et al., 2001; Wang et al., 2005; Abdul Aziz and Burn, 2006). This basin drains the northern Rockies Mountains through the Athabasca and Peace rivers, and the Mackenzie Mountains through the Nahanni, Liard and Peel rivers. The current system

dates from the end of the Wisconsinian Glaciation and results from erosion by the Laurentide Ice Sheet, which shifted the eastward-flowing drainage system toward the north. The main part of the delta fills a glacial valley that runs the width of the Mackenzie Trough. This trough is composed of more than 200 m of glacial sediments from the end of the Pleistocene, covered with deltaic deposits from the end of the Pleistocene and the Holocene (Blasco et al., 1990; Hill, 1996; Hill et al., 2001).

The Mackenzie River flows into the Beaufort Sea. The oceanic circulation of the Beaufort Sea is dominated by the anticyclonic Beaufort Gyre, which pushes the currents along the continental shelf. All along the coast, the currents are influenced by the wind direction, which alternates between eastward in the Canadian Archipelago and westward beyond the Mackenzie Trough (Vilks et al., 1979; Mudie and Rochon, 2001). The transport of suspended sediments within the plume of the Mackenzie can be affected by the ice cover, winds and currents (Fig. 1). In winter, the river carries sediments on a shorter distance, and its flow rate is reduced near the coast, below the landfast ice (Macdonald et al., 1995). In summer, the plume's position is greatly affected by the winds. Those coming from the northeast push the plume along Tuktoyaktuk Peninsula (Giovando and Herlinveaux, 1981), while the winds from the southeast push the plume westward, beyond the Mackenzie Trough (MacNeill and Garrett, 1975). As a result, the highest rates of accumulation are found in the Mackenzie Trough and on the nearby continental slope. As we move farther to the east, the rates of accumulation decline up to Amundsen Gulf, where sediment hardly accumulates at all (Hill et al., 1991; Macdonald et al., 1998; Blasco Unpublished result).

## 1.3 Materials and Methods

### 1.3.1 Sampling

Sampling in the Beaufort Sea and Amundsen Gulf was carried out in the summer of 2004 during Leg 8 of the CASES (Canadian Arctic Shelf Exchange Study) cruise. A series of 34 surface samples were collected using a boxcorer, and the first 5 mm of the sediment's surface were collected. Each sample was then processed according to the standard palynological method described by Rochon et al. (1999).

### 1.3.2 Sieving

Approximately 5 cm<sup>3</sup> were taken from each sample and the volume measured in a graduated cylinder by water displacement. The weight (in gram) of this 5 cm<sup>3</sup> of sediment is also measured. A tablet of *Lycopodium clavatum* spores of known concentration (12100 spores/tablet) is added to each sample. They serve as a palynological marker that enables us to calculate the concentration of palynomorphs in each sample. In order to determine the percentage of water in our samples, a small amount of sediment was collected and weighted before and after a period of at least 12 h in an incubator (60°C). Sieving was performed using Nytex® sieves of 100 µm and 10 µm mesh, to eliminate coarse sand, fine silt and

clay. The fraction between 10  $\mu\text{m}$  and 100  $\mu\text{m}$  was preserved in a conical tube with a few drops of phenol for subsequent chemical processing.

### 1.3.3 Chemical processing

The 10  $\mu\text{m}$  to 100  $\mu\text{m}$  fraction was processed with repeated treatments of hydrochloric acid (4 treatments with 10% HCl) and hydrofluoric acid (3 treatments, one of which was performed overnight, with 49% HF) in order to dissolve carbonates and silicates, respectively. These acid treatments were performed with heat in order to increase the rate of reaction. The remaining fraction was rinsed with distilled water to eliminate traces of acid before a final sieving at 10  $\mu\text{m}$  that was performed to remove fluorosilicates and fine particles. The sample was mixed in the Vortimixer, and a few drops of the supernatant were drawn off and added to glycerin jelly to be mounted between slide and cover slip.

### 1.3.4 Palynomorph counts

Palynomorphs (pollen, spores, dinoflagellate cysts, acritarchs, and freshwater palynomorphs) were counted using an optical microscope (Nikon Eclipse I-80) under transmitted light, with magnification factors ranging from 200 $\times$  to 400 $\times$ . A minimum of 300 dinoflagellate cysts were counted in most samples, with the exception of two samples

for which the counts were of 148 and 256 individuals. This method gives a sufficient representation of all the taxa present in the sample. The dinocyst concentration per unit of dry weight (cysts/g) and the relative abundance of each species (% dinocyst sp.) were calculated for each sample. The spatial distribution maps are obtained by linear interpolation between stations.

The dinocyst nomenclature is conformed to that of Rochon et al. (1999); Head et al. (2001) and the index of Lentin and Williams (Fensome and Williams, 2004). With respect to *Echinidinium* spp., there were only few specimens in some slides and they were not identified at the species level.

#### 1.3.5 Statistics

The sampling sites were arranged in a hierarchical clustering according to the dinocyst assemblages that characterizes them. We used the software PRIMER v5 (Plymouth Routines In Multivariate Ecological Research; Clarke and Gorley, 2001). The analysis was based on the non-transformed values of the dinocyst concentrations per dry weight (cysts/g). First, the program organized our data in a similarity matrix based on a measure of Euclidean distance. Next, a cluster was built on the basis of this matrix.

We then performed a Canonical Correspondence Analysis (CCA) to establish the relationships between the dinocyst species and the sea-surface parameters. The same data

used for the hierarchical clustering was used in the CCA, in addition to environmental data from Table 1.

#### 1.3.6 Environmental data

The hydrographic data collected during the CASES cruise represent only a limited survey of the conditions on the Mackenzie Shelf. We used surface temperature and salinity data from the *World Ocean Atlas* (2001) of the National Oceanographic Data Center (NODC) in order to obtain a multi-year representation of data, without any transformation (Table 1). When there were no data for a site, we used the NOAAZ interpolation grid built from NOAA 2001 (National Oceanic and Atmospheric Administration). The ice cover data comes from the National Climate Data Center in Boulder (NCDC) and cover the years 1953-2000. These data are an annual average of environmental conditions; thus the impact of the year-to-year variability in the area is reduced (de Vernal et al., 2001; de Vernal et al., 2005).

Table 1 Geographical coordinates, water depth (in meters), number of cysts counted, cyst concentrations (cyst/g) and hydrographic data for samples shown in Fig. 2. Temperature and Salinity are in °C and psu (practical salinity units) respectively. Ice is the number of months with more than 5/10 sea-ice coverage.

Station number	Lab number	Latitude	Longitude	Water depth	Count	Concentration	$T_{Feb}$	$S_{Feb}$	$T_{Aug}$	$S_{Aug}$	Ice
2004-804-106	140.5	70°. 36.0N	122°. 37.8W	122	301	4645	0.4	31.8	5.3	28.0	8.8
2004-804-109	140.3	70°. 39.600N	123°. 25.824W	569	300	7352	0.3	31.9	5.2	27.0	8.8
2004-804-115	139.6	70°. 50.910N	125°. 03.010W	352	314	2873	-0.1	32.5	6.7	28.7	8.6
2004-804-118	139.5	70°. 56.64N	125°. 51.02W	388	308	3191	-0.1	32.5	6.6	28.3	8.6
2004-804-124	138.1	71°. 23.368N	126°. 43.112W	442	311	5255	-1.4	32.7	4.5	28.1	9.8
2004-804-200	139.2	70°. 02.7N	126°. 17.8W	236	303	3319	-0.4	32.5	6.2	27.8	8.6
2004-804-206	139.3	70°. 19.248N	124°. 50.320W	95	319	3910	0.1	32.4	5.9	26.8	8.6
2004-804-209	139.4	70°. 32.319N	124°. 21.95W	241	312	3590	0.1	32.4	5.3	27.0	8.6
2004-804-212	140.1	70°. 45.429N	123°. 53.429W	430	354	6563	0.3	31.9	5.4	27.9	8.6
2004-804-215	140.2	70°. 58.450N	123°. 24.900W	297	306	6303	0.3	31.9	4.2	28.2	8.8
2004-804-250	140.4	70°. 27.095N	125°. 25.386W	193	319	3237	0.1	32.4	3.7	28.2	8.6
2004-804-309	138.5	71°. 07.52N	125°. 50.01W	397	389	6541	-0.1	32.5	6.3	28.5	8.6
2004-804-312	138.6	71°. 18.115N	125°. 11.534W	307	360	6292	0.3	31.9	6.0	28.3	8.6
2004-804-315	139.1	71°. 29.155N	124°. 32.583W	224	333	7018	0.3	31.9	2.9	27.9	8.6
2004-804-400	137.4	70°. 54.991N	128°. 55.987W	36	312	1029	-1.4	30.4	5.3	26.1	8.9
2004-804-403	137.5	71°. 06.777N	128°. 18.302W	59	310	1399	-1.6	32.5	4.8	27.0	8.9
2004-804-406	137.6	71°. 18.66N	127°. 41.91W	179	314	5508	-1.6	32.7	4.3	28.4	8.9
2004-804-409	138.2	71°. 30.70N	127°. 05.53W	387	301	4869	-1.6	32.7	3.3	28.7	9.8
2004-804-412	138.3	71°. 41.992N	126°. 28.649W	390	332	4457	-1.4	32.7	3.2	28.5	9.8
2004-804-415	138.4	71°. 54.455N	125°. 52.092W	56	334	4058	-1.4	32.7	3.0	28.3	9.8
2004-804-609	137.2	70°. 56.58N	130°. 31.38W	44	256	1857	-1.4	30.4	5.3	26.1	8.9
2004-804-650	137.1	71°. 18.558N	131°. 37.148W	241	318	4529	-1.4	31.3	4.1	27.0	8.9
2004-804-709	135.6	70°. 57.811N	133°. 47.025W	87	335	2194	-1.5	30.7	5.2	21.6	8.9
2004-804-711	135.5	70°. 49.427N	133°. 48.199W	77	326	3488	-1.5	30.7	5.8	21.9	8.9
2004-804-712	135.4	70°. 41.37N	133°. 40.84W	70	310	2593	-1.5	30.7	6.0	21.4	8.9
2004-804-718	135.3	70°. 10.196N	133°. 32.047W	45	305	1784	-1.5	30.7	6.3	19.8	8.9
2004-804-750	137.3	71°. 20.753N	134°. 08.609W	1087	304	2720	-1.6	30.8	2.7	19.2	10.0
2004-804-803	135.2	70°. 38.169N	135°. 55.041W	237	307	2626	-1.4	30.4	5.9	19.2	10.0
2004-804-805	133.6	70°. 23.571N	135°. 25.214W	66	148	2118	-1.4	30.4	6.3	18.2	10.0
2004-804-809	135.1	70°. 05.7N	135°. 20.48W	42	301	609	-1.4	30.4	6.5	18.1	10.0
2004-804-850	133.4	70°. 32.889N	137°. 36.00W	1071	301	2821	-1.2	30.3	4.9	18.9	9.6
2004-804-906	133.3	70°. 01.145N	138°. 35.817W	272	303	2959	-1.5	30.3	4.4	17.8	9.0
2004-804-909	133.2	69°. 45.16N	138°. 16.296W	169	304	2496	-0.7	30.0	4.9	15.2	9.0
2004-804-912	133.1	69°. 29.25N	137°. 56.43W	54	305	964	-0.7	30.0	5.6	15.1	9.0

## 1.4 Results and Discussion

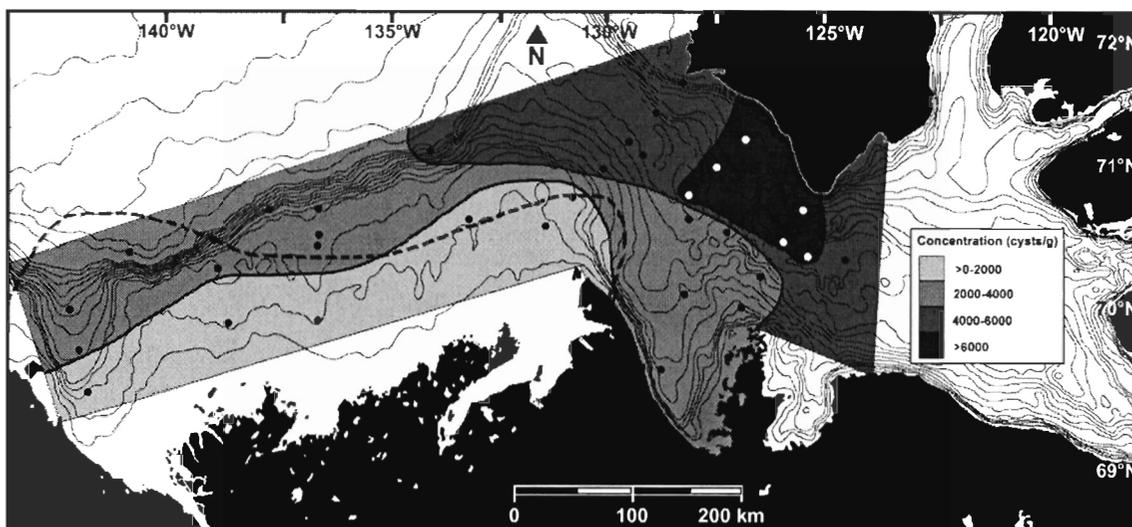


Figure 2. Distribution map of dinocyst concentrations (cyst/g) in the study area. The dashed line illustrates the maximum extent of the Mackenzie River plume.

The region of the Mackenzie Shelf shows a concentration of dinocysts between 600 and 7000 cysts/g, with an average of about 3681 cysts/g. The smallest concentrations (between 600 and 1860 cysts/g) are found in the plume area of the Mackenzie River (Fig. 2). The concentrations increase toward the slope and to the east in Amundsen Gulf, where the highest concentrations (between 6300 and 7000 cysts/g) are recorded. Using the  $^{210}\text{Pb}$  measurements performed on short sediment cores from the Mackenzie Trough (Richerol et al., Unpublished data) and the data from Cochrane and Amiel (2006, personal communication) on the Mackenzie Shelf and Slope, we can estimate a sediment accumulation rates for our region, which range between 0.011 and 0.119 cm/year (0.051 cm/year on average) for the Mackenzie Shelf, and up to 0.226 cm/year (average of 0.081 cm/year) for the Mackenzie Trough, and a range between 0.004 and 0.037 cm/year (0.023

cm/year on average) for Amundsen Gulf. This enables us to estimate average dinocyst fluxes on the order of 60 cysts/cm<sup>2</sup>/year on the Mackenzie Shelf (~75 cysts/cm<sup>2</sup>/year for the Mackenzie Trough) and 58 cysts/cm<sup>2</sup>/year in Amundsen Gulf. The Labrador Sea and Gulf of St. Lawrence are considered as high dinoflagellate productivity area, and the estimated dinocyst fluxes for these regions vary between 10 and 100 cysts/cm<sup>2</sup>/year (de Vernal and Giroux, 1991; Rochon and de Vernal, 1994). In contrast, the dinocyst fluxes in central Baffin Bay and south-central Labrador Sea are very low, less than 1 cyst/cm<sup>2</sup>/year (Rochon and de Vernal, 1994). Therefore, the dinocyst fluxes from our study area are amongst the higher in the Arctic and Subarctic areas. Moreover, the study area is dominated by the cysts of autotrophic dinoflagellates. The maximum abundance of cysts of heterotrophic dinoflagellates is found on the Mackenzie River Plume.

As for reworked palynomorphs, the highest concentrations are found in Amundsen Gulf (~221 reworked palynomorphs/g), primarily in the area of Cape Bathurst Polynya (~251 reworked palynomorphs/g). On the Mackenzie Shelf (~179 reworked palynomorphs/g), the concentrations gradually increase from the coast to the slope. Nonetheless, relatively high values (~178 reworked palynomorphs/g) are found in association with the Mackenzie River plume.

Table 2. List of dinoflagellate taxa present in our samples, and their code name.

Dinocyst name	Code name
<i>Ataxiodinium choane</i>	Acho
<i>Brigantedinium</i> spp.	Bspp
<i>Brigantedinium cariacense</i>	Bspp
<i>Brigantedinium simplex</i>	Bspp
<i>Echinidinium</i> spp.	Espp
<i>Impagidinium pallidum</i>	Ipall
<i>Islandinium minutum</i>	Imin
<i>Islandinium minutum</i> var. <i>cezare</i>	Imic
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	Nlab
<i>Operculodinium centrocarpum</i>	Ocen
<i>Operculodinium centrocarpum</i> short spines	Ocen
<i>Operculodinium centrocarpum</i> var. <i>arctic</i>	Ocen
<i>Pentapharsodinium dalei</i>	Pdal
<i>Polykrikos</i> spp.	Pspp
<i>Polykrikos</i> var. <i>arctic</i>	Parc
<i>Polykrikos quadratus</i>	Parc
<i>Polykrikos schwartzii</i>	Psch
<i>Protoperidinium americanum</i>	Pame
<i>Selenopemphix quanta</i>	Squa
<i>Spiniferites</i> spp.	Sspp
<i>Spiniferites elongatus</i>	Selo
<i>Spiniferites frigidus</i>	Selo
<i>Spiniferites ramosus</i>	Sram
<i>Votadinium</i> spp.	Vspp

A total of 24 dinocyst taxa were identified in the samples (Table 2). Yet, 6 taxa make up more than 95% of the total dinocyst counts (Table 3, Fig. 3): *Operculodinium centrocarpum* s.l., *Pentapharsodinium dalei*, *Spiniferites elongatus/frigidus*, *Islandinium minutum* s.l., and *Brigantedinium* spp. We have combined them in the same way than the dinocyst database of the GEOTOP. *Operculodinium centrocarpum* s.l., includes *O. centrocarpum sensu* Wall and Dale 1966, *O. centrocarpum* short spines (with short, truncated processes), and *O. centrocarpum* var. *arctic*, according to de Vernal et al. (2001). Of the three morphotypes, *O. centrocarpum sensu* Wall and Dale 1966 was the most abundant. *Spiniferites elongatus/frigidus* are grouped together because they have a similar

distribution, *S. frigidus* being the most abundant. Moreover they seem to show a morphological gradation (the flange between the processes is more developed in *S. frigidus*). *Islandinium minutum* s.l. includes the varieties *minutum* and *cezare*, the latter being the less abundant. *Brigantedinium* spp. includes *B. simplex* and *B. cariacense*, two species that are distinguishable by the shape of the archeopyle, in addition to specimens of round brown cysts for which the archeopyle was not visible on the slides.

Table 3 Relative abundance (%) of dinoflagellate cyst taxa in our samples.

Station number	Acho	Ipall	Nlab	Ocen	Pdal	Sram	Selo	Spp	Imin	Imic	Espp	Pame	Bspp	Squa	Vspp	Parc	Psch	Psp
2004-804-106	0.0	0.0	0.0	20.9	71.8	0.0	0.7	0.0	2.0	0.3	0.0	0.0	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004-804-109	0.0	0.0	0.0	36.3	51.3	0.0	3.0	0.0	1.0	1.0	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	1.7	0.7	0.0
2004-804-115	0.0	0.0	0.0	56.7	26.8	0.0	2.9	0.0	4.5	1.0	0.0	0.0	5.4	0.0	0.0	2.9	0.0	0.0
2004-804-118	0.0	0.0	0.0	66.9	18.2	0.3	5.2	0.0	1.3	1.0	0.0	0.0	5.5	0.0	0.0	1.6	0.0	0.0
2004-804-124	0.0	0.0	0.0	39.2	29.9	0.3	4.5	0.0	10.0	11.9	0.0	0.3	2.6	0.0	0.0	0.6	0.6	0.0
2004-804-200	0.0	0.0	0.0	50.5	33.0	0.0	4.6	0.0	3.3	1.0	0.0	0.3	6.3	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0
2004-804-206	0.0	0.0	0.0	48.9	36.4	0.0	2.5	0.0	2.5	1.6	0.0	0.0	7.5	0.0	0.0	0.6	0.0	0.0
2004-804-209	0.0	0.0	0.0	57.7	25.0	0.0	3.8	0.0	2.6	2.9	0.0	0.0	6.4	0.0	0.0	1.3	0.3	0.0
2004-804-212	0.0	0.0	0.0	48.9	35.9	0.0	2.3	0.0	4.2	2.3	0.0	0.3	3.1	0.0	0.0	1.1	1.7	0.3
2004-804-215	0.0	0.7	0.0	46.4	33.0	0.0	7.8	0.0	3.3	1.3	0.0	0.0	4.6	0.0	0.0	2.3	0.7	0.0
2004-804-250	0.0	0.0	0.0	39.2	24.5	0.0	2.2	0.3	8.2	3.8	0.3	0.0	18.5	0.0	0.0	2.8	0.3	0.0
2004-804-309	0.0	0.0	0.0	47.3	33.2	0.0	4.1	0.0	7.2	1.5	0.0	0.0	4.9	0.0	0.0	1.3	0.0	0.5
2004-804-312	0.0	0.0	0.3	53.3	29.7	0.3	2.8	0.3	5.8	1.4	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	1.9	0.3	0.0
2004-804-315	0.0	0.0	0.0	63.7	21.3	0.0	8.1	0.0	3.0	0.6	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0	0.6	0.3	0.3
2004-804-400	0.0	0.0	0.0	20.2	55.4	0.0	0.6	0.0	16.0	3.5	0.0	0.0	4.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004-804-403	0.0	0.0	0.0	37.7	19.4	0.0	3.5	0.0	16.8	9.7	0.0	0.6	8.4	0.0	0.0	1.9	1.9	0.0
2004-804-406	0.0	0.0	0.0	33.4	37.9	0.0	3.5	0.0	11.5	4.8	0.0	0.0	6.1	0.0	0.0	0.6	0.3	1.9
2004-804-409	0.0	0.3	0.0	48.5	23.9	0.0	3.3	0.0	13.0	5.0	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.3	0.3	0.3
2004-804-412	0.0	0.3	0.0	41.3	36.4	0.0	3.6	0.0	9.9	3.3	0.0	0.0	3.3	0.0	0.0	1.2	0.0	0.6
2004-804-415	0.0	0.0	0.0	54.2	25.7	0.3	6.0	0.0	5.7	1.5	0.9	0.0	4.8	0.0	0.0	0.9	0.0	0.0
2004-804-609	0.0	0.0	0.0	46.1	23.4	0.0	4.7	0.0	7.0	3.1	0.0	0.0	13.7	0.0	0.0	1.6	0.4	0.0
2004-804-650	0.0	0.0	0.0	31.4	44.0	0.0	4.1	0.0	5.0	6.0	0.0	0.0	8.2	0.0	0.0	0.3	0.6	0.3
2004-804-709	0.0	0.0	0.0	39.1	26.9	0.0	5.1	0.3	17.0	1.8	0.0	0.0	8.1	0.0	0.0	0.6	1.2	0.0
2004-804-711	0.0	0.0	0.0	37.7	19.0	0.0	2.8	0.0	18.4	4.3	0.0	0.0	15.6	0.0	0.3	1.8	0.0	0.0
2004-804-712	0.0	0.0	0.0	39.7	21.9	0.0	3.5	0.0	17.1	2.3	0.0	0.0	12.6	0.0	0.0	2.9	0.0	0.0
2004-804-718	0.0	0.0	0.0	40.7	34.8	0.0	3.3	0.0	6.2	2.3	0.0	0.0	12.5	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0
2004-804-750	0.0	0.3	0.0	37.5	22.0	0.0	5.6	0.0	15.8	3.9	0.0	0.0	13.5	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0
2004-804-803	0.3	0.3	0.0	50.5	19.2	0.0	2.6	0.0	9.8	5.5	0.0	0.3	10.4	0.0	0.0	0.7	0.3	0.0
2004-804-805	0.0	0.7	0.0	40.5	27.0	0.0	4.1	0.0	8.1	2.7	0.0	1.4	14.2	0.0	0.0	1.4	0.0	0.0
2004-804-809	0.0	0.0	0.0	39.9	18.3	0.0	2.7	1.7	21.3	1.7	0.0	0.0	14.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004-804-850	0.0	0.0	0.0	46.8	21.6	0.0	2.7	0.3	15.6	6.6	0.0	0.0	5.6	0.0	0.0	0.3	0.3	0.0
2004-804-906	0.0	0.0	0.3	47.2	34.3	0.0	1.3	0.7	9.6	1.7	0.0	0.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
2004-804-909	0.0	0.0	0.0	49.0	23.4	0.0	3.9	0.0	8.6	3.9	0.0	0.0	10.5	0.3	0.0	0.3	0.0	0.0
2004-804-912	0.0	0.0	0.0	45.1	21.4	0.0	1.6	2.0	18.1	1.6	0.0	0.0	9.2	0.0	0.0	0.3	0.3	0.3

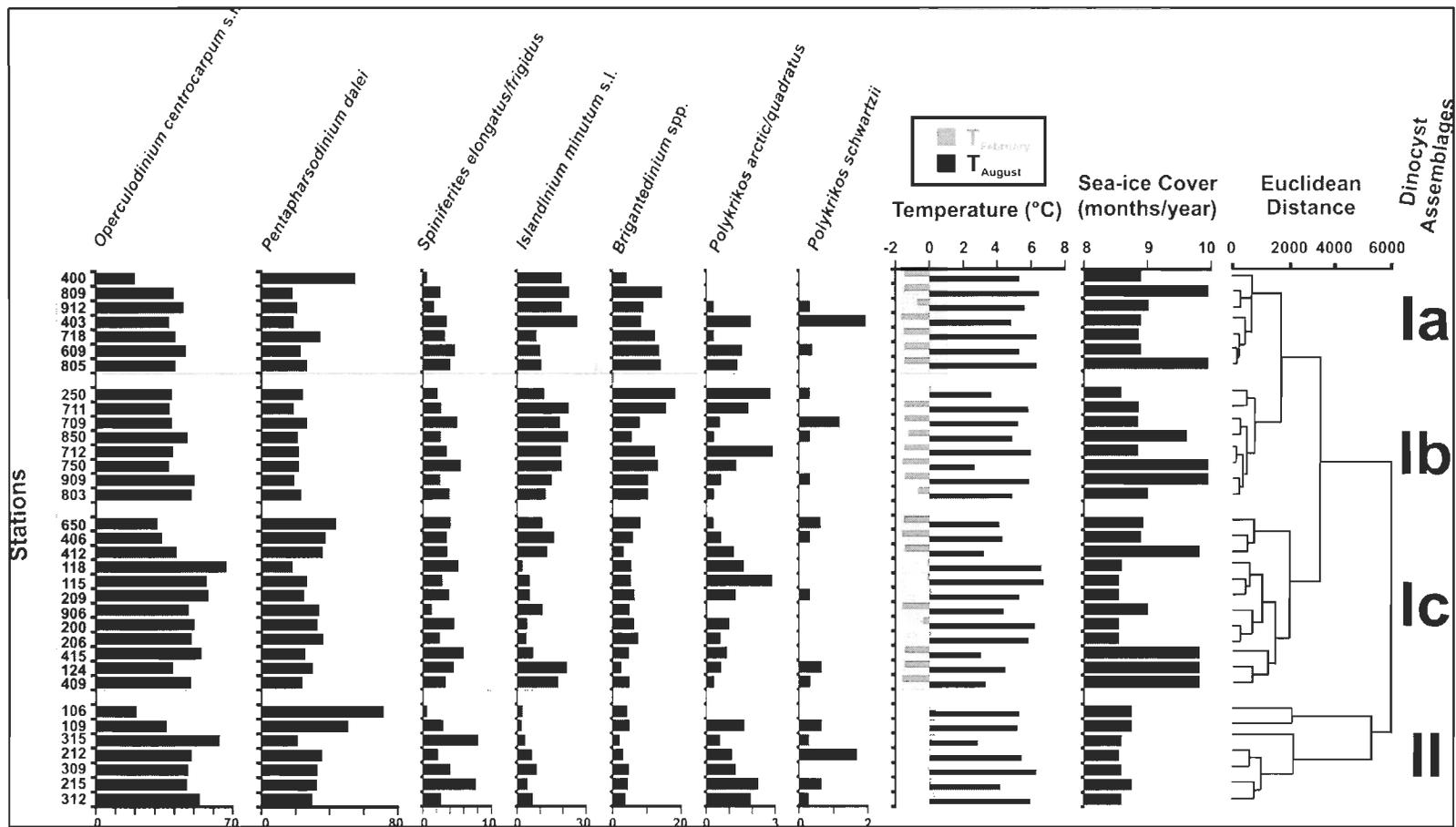


Figure 3 Relative abundance of selected dinoflagellate cyst taxa, sea surface parameters (temperature and sea ice cover) and hierarchical clustering of sediment samples used to determine dinocyst assemblages.

Statistical analysis with PRIMER v5 enabled us to determine the presence of two main assemblages and three sub-assemblages (Fig. 3). The first assemblage (I) includes the stations of the Mackenzie Shelf and Slope, with some stations in Amundsen Gulf. It is made up of three sub-assemblages (Ia, Ib, Ic). The abundances of *Operculodinium centrocarpum* s.l. and *Pentaparsodinium dalei* are the highest in this first assemblage, but it is mostly characterized by the onshore-offshore decrease of *Islandinium minutum* s.l. and *Brigantedinium* spp. abundances. Assemblage Ia includes the stations located near the coast, which are under the influence of the river's plume. It is characterized primarily by the maximum abundance of *I. minutum* s.l. and *Brigantedinium* spp. Assemblages Ib and Ic consist of the stations for which the plume's influence is lower and in which marine influence is dominant. Assemblage Ib is characterized by the species *I. minutum* s.l., *Brigantedinium* spp. and a highest abundance of *Polykrikos* sp. Arctic morphotype I and II (quadratus) *sensu* de Vernal et al., 2001. We distinguish the Arctic morphotypes I and II (quadratus) by the shape of the cyst, the latter being characterized by a thinning in the equatorial area and by processes concentrated at the polar extremities of the cyst. The Assemblage Ic is characterized by a lower abundance of *I. minutum* s.l. and *Brigantedinium* spp. and an increase in the abundance of *O. centrocarpum* s.l., *P. dalei* and *Polykrikos* var. arctic/quadratus. The second assemblage (II) consists of the stations in Amundsen Gulf, which are more specifically located in the Cape Bathurst Polynya. We found the highest abundances of *O. centrocarpum* s.l., *P. dalei*, *Spiniferites elongatus/frigidus* and *Polykrikos schwartzii* in this second assemblage. It is characterized by the lowest abundance of *I. minutum* s.l. and *Brigantedinium* spp. and by the maximum of abundance of *P. schwartzii*.

The latter is distinguished from other *Polykrikos* species by having more developed and evenly distributed processes.

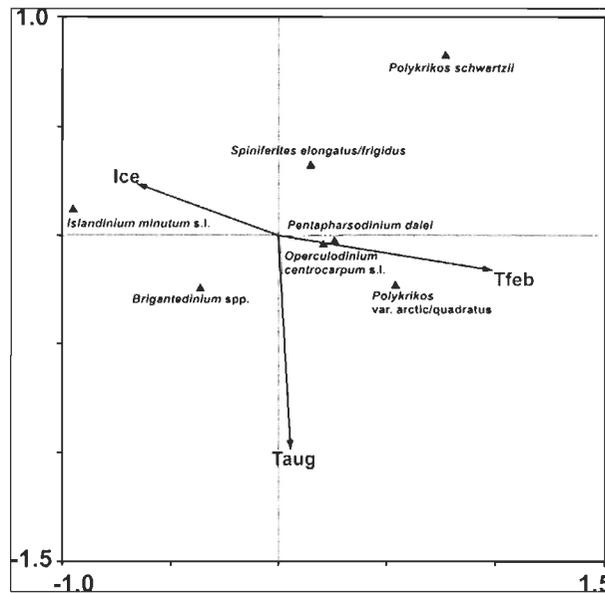


Figure 4 Graph of the Canonical Correspondence Analysis (CCA) between the dinocyst species and the sea-surface parameters. Tfeb = sea-surface temperature of February; Taug = sea-surface temperature of August; Ice = sea-ice cover duration.

The distribution of dinoflagellate cyst assemblages is closely linked to that of sea surface parameters (Fig. 3-4). For instance, for Assemblage II, which is located in the Cape Bathurst Polynya (Fig. 5), the surface temperatures in February are  $>0^{\circ}\text{C}$ , which is not the case for the other assemblages. A few other stations in Assemblage Ic (118, 115, 209 and 206) and one station in Assemblage Ib (250) are also characterized by temperatures above the freezing point in winter (February) and lie at the southern limit of the polynya. Likewise, these stations and those of Assemblage II show the lowest sea ice duration (between 8.50 and 8.75 months/year), which is consistent with the presence of a polynya.

The CCA (Fig. 4) illustrates a positive correlation between the abundance of *Islandinium minutum* s.l. and the sea-ice cover. This correlation is weaker with *Brigantedinium* spp., which have a worldwide distribution and is not directly influenced by the presence of sea ice. Their association with sea ice in this particular situation is most likely due to the relationship between its food source (e.g. ice algae) and sea ice. The decrease of these two groups of dinocyst is consistent with a decrease of sea-ice cover and increased February temperatures (Fig. 3).

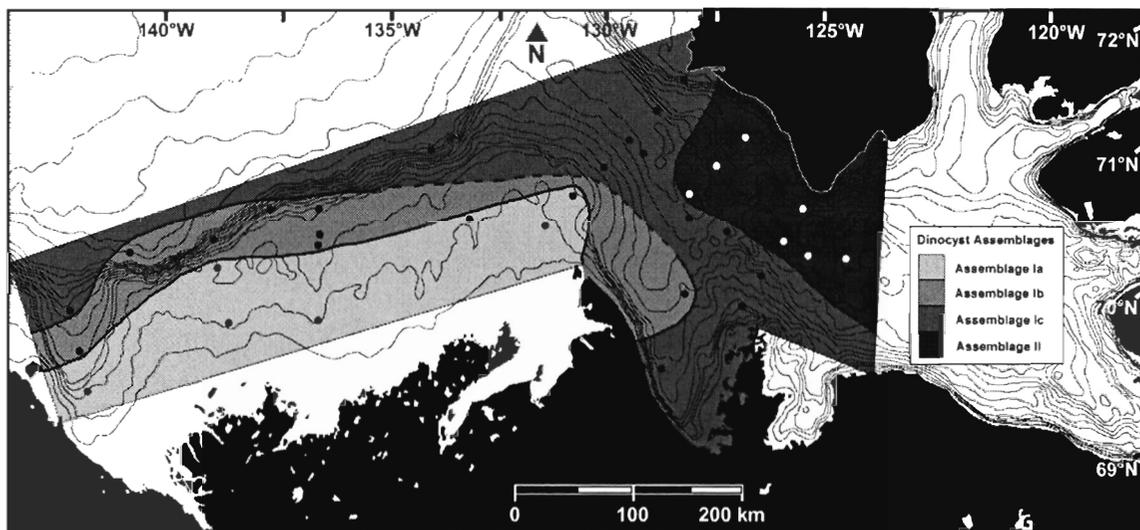


Figure 5. Surface distribution of dinocyst assemblages in the study area. The dashed lines indicate uncertainties in defining assemblage zones.

The distribution of the cysts of heterotrophic taxa is shown in Figs. 6-7-8. *Islandinium minutum* s.l. is the most abundant on the Mackenzie Shelf, mostly on the slope, and at the mouth of Amundsen Gulf (~16.5% relative abundance), with a maximum relative abundance of 26.5%. The lowest abundances are recorded along the Tuktoyaktuk Peninsula (~9.3%) and at the head of Amundsen Gulf (~6.1%). The greatest abundance of

*Brigantedinium* spp. (~18.5%) is found under the influence of the Mackenzie River plume. *Polykrikos* var. arctic/quadratus is found throughout the study area, but presents a very low abundance (maximum of ~2.9%).

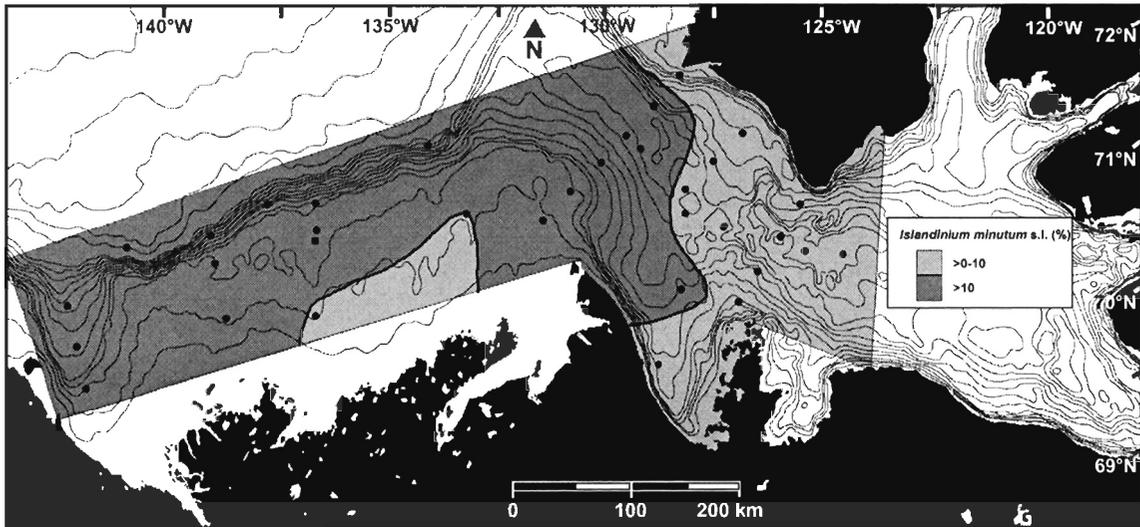


Figure 6. Distribution map of the relative abundance of *Islandinium minutum* s.l. in surface sediments from the study area.

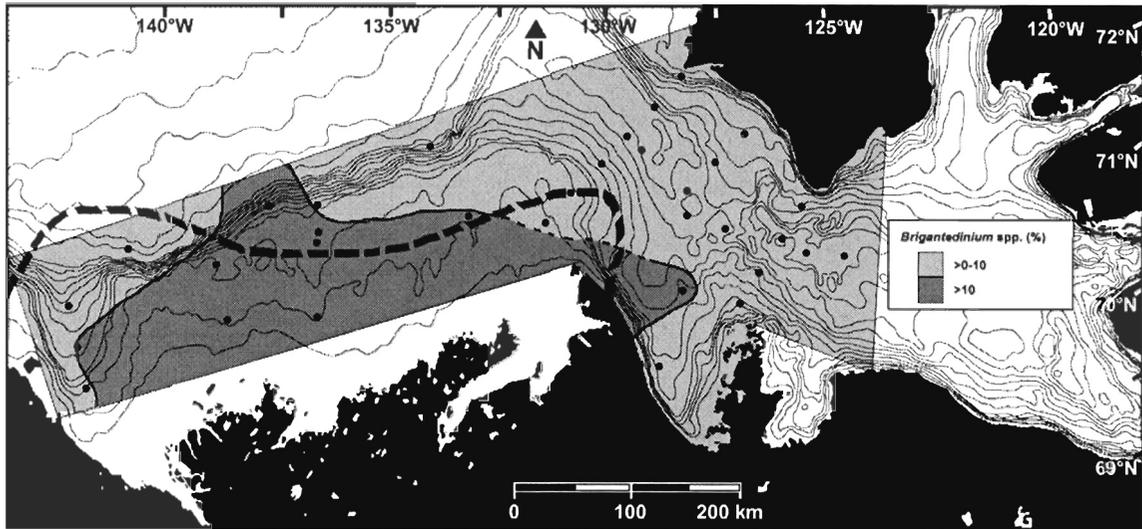


Figure 7. Distribution map of the relative abundance of *Brigantedinium* spp. in surface sediments from the study area. The thin dashed lines indicate uncertainties in defining percentage zones, and the thick dashed line indicates the maximum extent of the Mackenzie River plume.

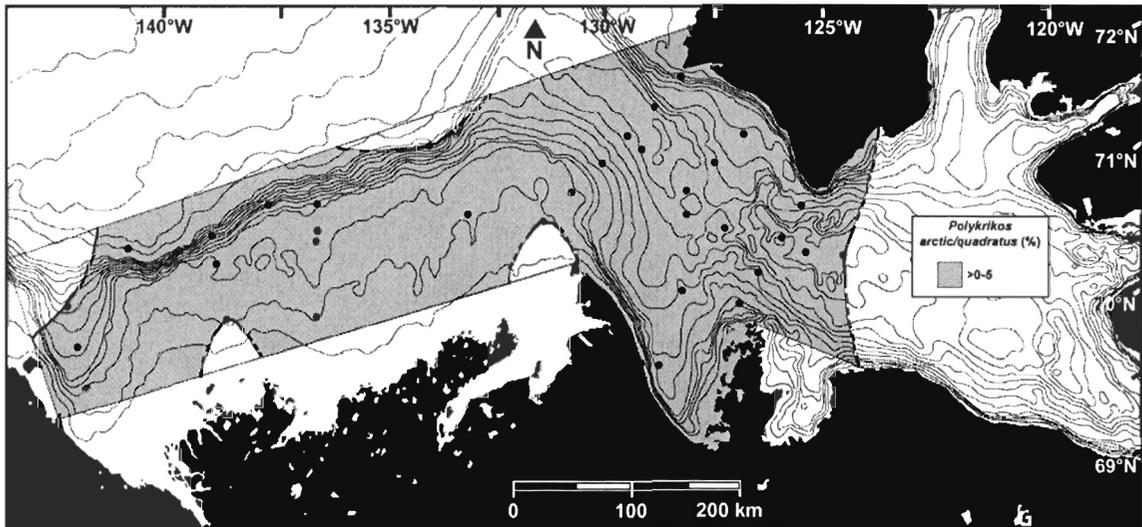


Figure 8. Distribution map of the relative abundance of *Polykrikos arctic/quadratus* in surface sediments from the study area. The dashed lines indicate uncertainties in defining percentage zones.

The cyst distribution of the autotrophic taxa is shown in Fig. 9-10-11. *Operculodinium centrocarpum* s.l. has a maximum abundance (~66.9%) in Amundsen Gulf, in the area of the Cape Bathurst Polynya. Its minimum abundance is approximately 20.2% in the central part of Amundsen Gulf and along the slope, just outside Amundsen Gulf. *Pentapharsodinium dalei* seems to have a distribution that depends primarily on distance from the coast. The lowest abundances (~23.3%) are recorded near the coast and under the influence of the Mackenzie River plume. The highest abundance (~71.8%) is found in the central and innermost part of Amundsen Gulf. The species *S. elongatus/frigidus* are present in low abundance throughout the study area (~3.6%), and are found mostly along the shelf edge in Amundsen Gulf with maximum values of more than 5% in the polynya.

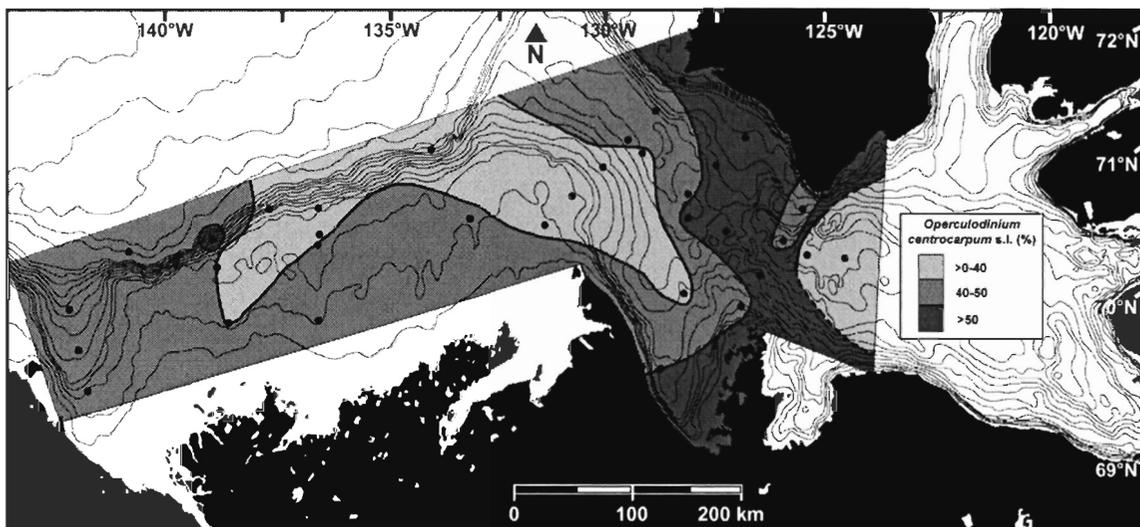


Figure 9. Distribution map of the relative abundance of *Operculodinium centrocarpum* s.l. in surface sediments from the study area. The dashed lines indicate uncertainties defining percentage zones.

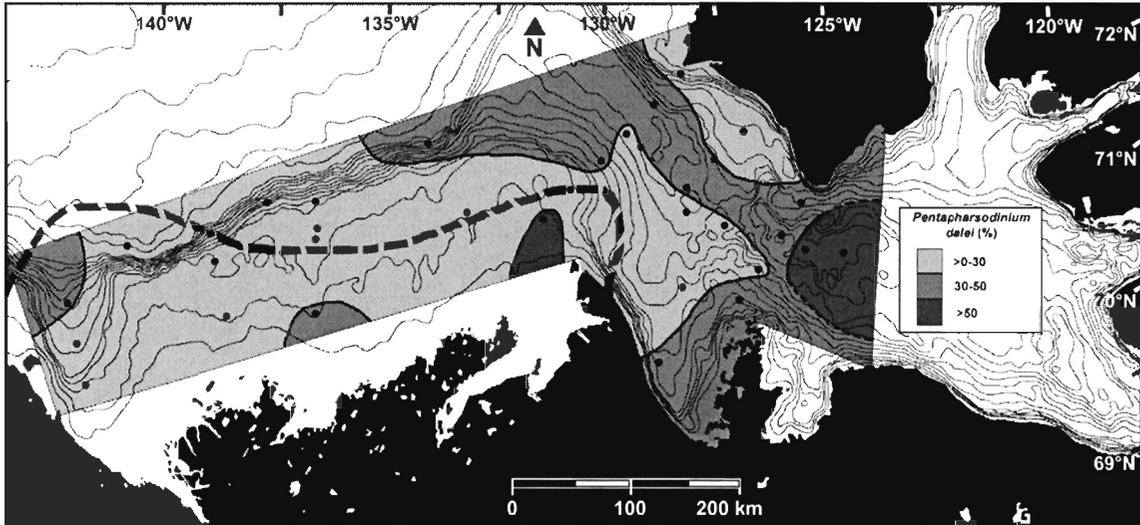


Figure 10. Distribution map of the relative abundance of *Pentapharsodinium dalei* in surface sediments from the study area. The thin dashed lines indicate uncertainties defining percentage zones, and the thick dashed line indicates the maximum extent of the Mackenzie River plume.

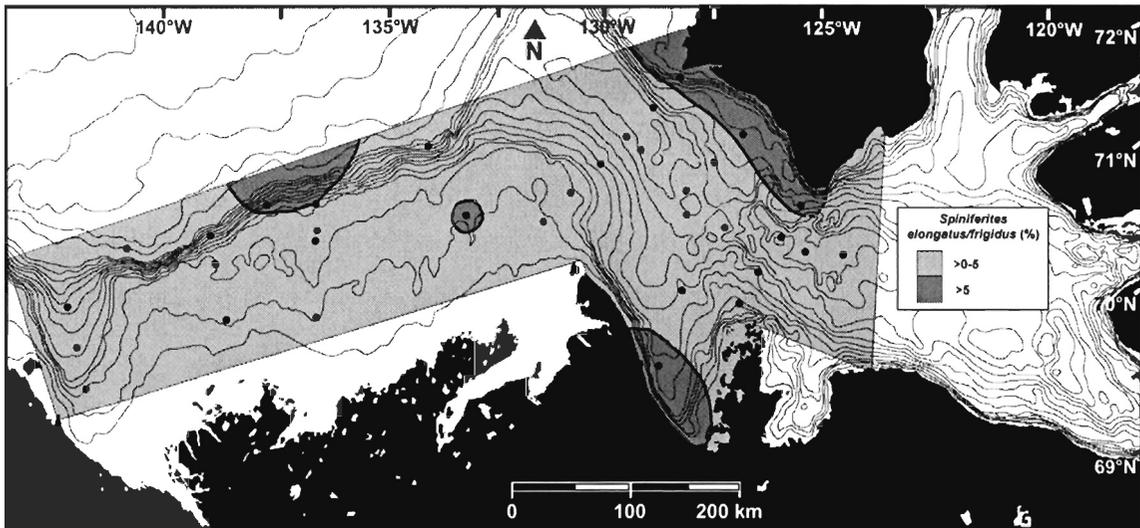


Figure 11. Distribution map of the relative abundance of *Spiniferites elongatus/frigidus* in surface sediments from the study area. The dashed lines indicate uncertainties defining percentage zones.

In general, the abundance of autotrophic taxa is higher than that of the heterotrophic taxa throughout the study area. A closer examination of the distribution of the Autotrophic/Heterotrophic (A/H) ratio (Fig. 12) indicates that it increases away from the mouth of the Mackenzie River. On the Mackenzie Shelf, the A/H ratio is approximately 3; it is greater than 5 in Amundsen Gulf, with a maximum of 14 in the Cape Bathurst Polynya. In this area, the reduced sea-ice cover and upwelling of warmer water stir up the nutrients that have precipitated onto the bottom. This phenomenon promotes the development of phytoplankton blooms, including autotrophic dinoflagellates (Arrigo and van Dijken, 2004). Because of the competition between diatoms and autotrophic dinoflagellates, polynyas are usually characterized by the dominance of heterotrophic dinoflagellates (Lewis et al., 1990; Hamel et al., 2002; Radi and de Vernal., 2004; Radi et al., 2007). However, in some polynyas, like that of Cape Bathurst, blooms occur in cold water and there is a decrease of the grazing rate due to the low temperatures and the food-web is predominantly under “bottom-up” control. So, the productivity of the polynya is controlled by the resource limitation (the nutrients), which results in the dominance by autotrophic dinoflagellates and consequently, their cysts (Arrigo and van Dijken, 2004). Although dominant throughout the area, the autotrophic taxa have the highest abundance in Amundsen Gulf, in the Cape Bathurst Polynya, where the annual ice cover is the lowest and turbidity is minimum. The productivity of the polynya varies from year to year (between 90 and 175 g C/m<sup>2</sup>/year for the years from 1998 to 2002); however, it can be ranked among the most productive polynyas of pelagic Arctic marine ecosystems (Arrigo and van Dijken, 2004).

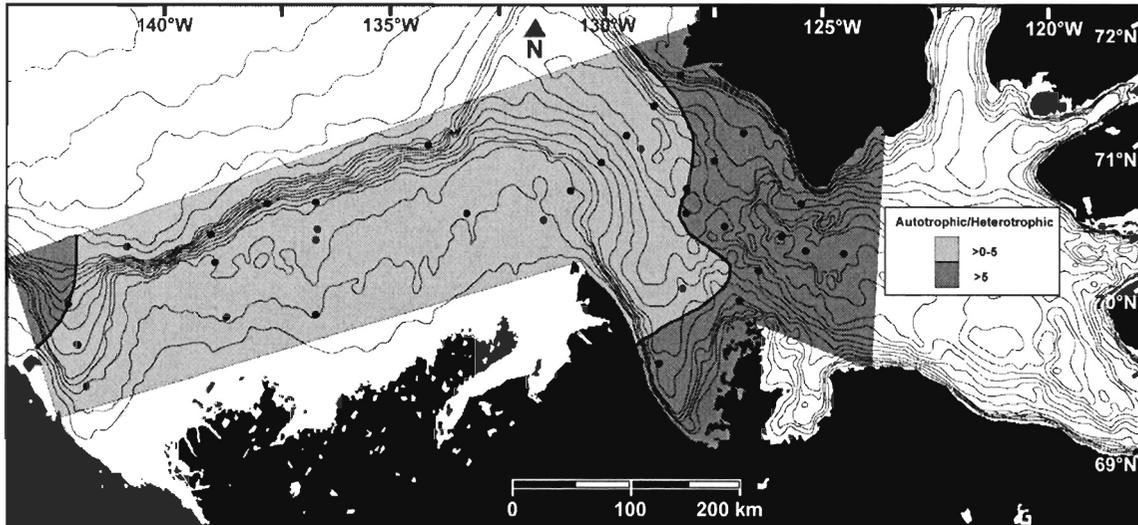


Figure 12. Distribution map of the Autotrophic/Heterotrophic ratio.

The distribution of nutrients on the Mackenzie Shelf varies substantially from season to season, as does productivity. The main source of nutrient influx in the area is the Mackenzie River. During the winter, because of the ice cover, the nutrients carried by the river lie under the ice, at the mouth of the river, and are used primarily by ice algae, which grow on the underside of the ice (Carmack et al., 2004). In spring and summer, the main primary producers are diatoms and flagellates (e.g. *Euglena* sp., *Chlamydomonas* sp.; Hsiao and al., 1977; Hill et al., 2005), while dinoflagellates account for only 5% of the total primary production (Horner, 1984). A relatively important primary production by marine diatoms was measured at the mouth of the Mackenzie River ( $\sim 10 \text{ mgC/m}^3/\text{h}$ ) in early June after the ice melted (Parsons et al., 1989). Diatoms are mostly found in the nutrient-rich surface waters near the mouth of the river. This productivity decreases with increasing distance from shore. In addition, the turbidity of the plume interferes with the penetration of light for autotrophic species, thus creating conditions that tends to favor the heterotrophic

dinoflagellate species. For example, *Brigantedinium*.spp. is a group of ubiquitous, and probably opportunistic, species from epicontinental environments (de Vernal et al., 2001). That may explain why their greatest abundance (~18.5%; Fig. 7) is under the influence of the Mackenzie River plume where they can feed. Heterotrophic dinoflagellates feed primarily on diatoms and other dinoflagellates (Hsiao et al., 1977; Subba Rao and Platt, 1984; Jacobson and Anderson, 1986; Parsons et al., 1988; Parsons et al., 1989; Jacobson and Anderson, 1992). Therefore, the productivity from diatoms (~50 g C/m<sup>2</sup>; Macdonald et al., 1998) would provide an easily accessible food supply for them. A similar situation was also observed in the Laptev Sea in the western Arctic (Cremer, 1998; Kunz-Pirrung, 2001). After the ice melt, nutrients carried by the river are in surface waters, within the plume, and they gradually become trapped below the thermocline further offshore (Hsiao and al., 1977). So, productivity from diatoms occurs after the ice melt, near the surface, but decrease offshore where the nutrients are not available below the thermocline and the euphotic zone.

Macdonald et al. (1998) estimated the burial of organic carbon within the Mackenzie Shelf/Slope sediments. They showed that less than 10% of the annual production of the delta and ~2% of that of the shelf are incorporated in the sediment. The rest is either recycled within the water column or in the sediment, or exported offshore in the deeper part of the basin. Even though dinoflagellates contribute only a minor fraction to the organic carbon flux toward the sediment, they constitute a relatively important fraction of the organic carbon preserved in marine sediments (Parsons et al., 1984; Hillaire-Marcel et al., 1994), which is mostly due to their membrane composed of dinosporine, a highly-resistant

polymer. As such, they constitute an important indicator of primary production and will prove extremely helpful in future works on the recent paleoceanography and paleoproductivity of the area.

## 1.5 Conclusion

The study of assemblages of dinocysts from 34 samples of surface sediments on the Mackenzie Shelf and in Amundsen Gulf has produced the following information:

- The highest concentrations of dinocysts are found in Amundsen Gulf and increase gradually away from the Mackenzie River plume.
- Two main assemblages were identified statistically:
  - Assemblage I, which is located on the Mackenzie Shelf and in southern Amundsen Gulf, displays the maximum abundance of heterotrophic taxa. Their abundance decreases gradually away from the plume, along a South to North and West to East gradient.
  - Assemblage II, which is characterized by the maximum abundance of autotrophic taxa, is located in the Cape Bathurst Polynya, which is characterized by a lower sea ice cover and a higher productivity.
- The dinocysts of autotrophic taxa are dominant throughout the study area. Nevertheless, the maximum concentration of heterotrophic taxa is observed in the area influenced by the Mackenzie River plume, where turbidity interferes with light penetration for autotrophic taxa and diatoms released by the ice melting increases feeding opportunities for heterotrophic taxa.
- Dinoflagellate cysts constitute an important part of the preserved organic carbon in the sediment, even though they contribute for only a minor fraction to the organic carbon flux to the sea floor.

## CHAPITRE 2

### **Évolution des conditions des eaux de surface au cours des derniers 1000 ans dans la fosse du Mackenzie, mer de Beaufort (Canada).**

Soumis en anglais et accepté pour publication dans le numéro spécial *Dinocysts* de la revue *Marine Micropaleontology*, sous réserve de corrections majeures, le 12 Octobre 2007.

## 2.1. INTRODUCTION

Les récents changements climatiques observés dans le monde ont poussé l'homme à s'interroger sur l'impact de ses actions. Dans le but de mesurer cet impact, les scientifiques se sont penchés sur l'étude d'indicateurs naturels des conditions climatiques. Afin d'avoir un point de comparaison, ils ont cherché à reconstituer les climats passés. Ces études ont permis de mettre en évidence des cycles climatiques que l'on comprend encore mal à l'heure actuelle. Plus on récoltera de données sur les cycles climatiques passés, plus leur compréhension sera à notre portée.

L'étude des variations climatiques dans l'Arctique canadien, à des échelles de temps comprises entre 10 et 10 000 ans était l'un des objectifs de la Mission CASES (Canadian Shelf Exchange Study) à l'été 2004. Pour cela, la reconstitution des conditions des masses d'eau de surface basée sur les assemblages de kystes de dinoflagellés (=dinokystes), qui sont d'excellents indicateurs des conditions de surface (température, salinité, couvert de glace, productivité primaire), a été utilisée. Les dinoflagellés sont un groupe d'algues unicellulaires microscopiques biflagellées dont certaines, à l'origine de marées rouges, peuvent être toxiques. Dans leur cycle de vie, certaines de ces algues possèdent une phase de dormance pendant laquelle elles s'enkystent. Elles produisent un kyste, sorte de « coquille » dont la membrane est composée d'un polymère très résistant la dinosporine, dans lequel la forme végétative est conservée à l'abri. Lors de l'exkystement de cette forme végétative, le kyste est préservé dans les sédiments.

L'objectif principal de cet article est la reconstitution des conditions passées de température et salinité des eaux de surface et de la durée du couvert de glace à partir des assemblages de dinokystes déterminés dans trois séquences sédimentaires prélevées selon un transect Nord-Sud dans la fosse du Mackenzie. Cette fosse, située à l'embouchure du fleuve Mackenzie, possède les plus forts taux de sédimentation de toute la zone d'étude, permettant des reconstitutions de ~200 à ~1000 ans dans le passé. La chronologie de nos carottes permet la reconstitution des changements climatiques pour la période post-industrialisation (de 1850 à 2004 AD (*Anno Domini* = après Jésus Christ)), le Petit Âge Glaciaire (Little Ice Age - LIA, ~1550-1850 AD) et le dernier millénaire. Ces séquences sédimentaires nous donnent donc un aperçu plus précis de la période temporelle pendant laquelle l'action de l'homme s'est fait le plus sentir et nous permettent une comparaison avec des conditions passées « naturelles » (sans intervention humaine). Elles permettent ainsi de mettre l'accent sur la tendance climatique actuelle depuis l'intervention significative de l'homme au début de l'Ère Industrielle, de même que les changements climatiques associés au Petit Âge Glaciaire.

## 2.2 MATÉRIELS ET MÉTHODES

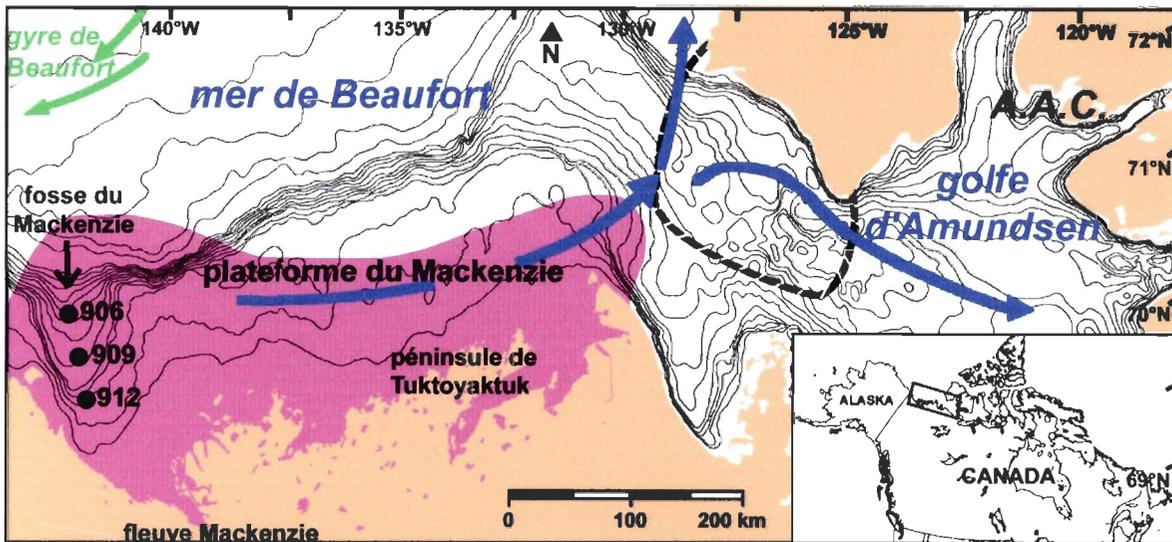


Figure 1 Carte de la mer de Beaufort depuis la fosse du Mackenzie jusqu'au golfe d'Amundsen : courants de surface et hydrographie de la région. La zone en violet représente la zone d'influence de la plume du fleuve Mackenzie et la ligne pointillée délimite la zone de la polynie du Cap Bathurst. Les points noirs représentent la localisation des 3 stations où les carottes ont été prélevées.

### 2.2.1 Échantillonnage

L'échantillonnage en mer de Beaufort a eut lieu à l'été 2004 lors du Leg 8 de la mission CASES. Les 3 séquences sédimentaires ont été prélevées à l'aide de tubes de pvc (chlorure de polyvinyle) enfoncés dans la benne du carottier à boîte. La carotte 2004-804-912A (latitude 69° 29.25N, longitude 137° 56.43W, profondeur 54m, longueur 39cm) a été prélevée le plus près de la côte, la carotte 2004-804-909B (latitude 69° 45.16N, longitude 138° 16.296W, profondeur 169m, longueur 36cm) a été prélevée en position intermédiaire

et la carotte 2004-804-906B (latitude 70° 01.145N, longitude 138° 35.817W, profondeur 272m, longueur 34cm) a été prélevée la plus au large (Fig. 1). Par la suite, les 3 carottes ont été décrites et échantillonnées en continu selon un intervalle de 1 cm au Bedford Institute of Oceanography à Dartmouth en Nouvelle-Écosse. Les analyses palynologiques ont été réalisées selon un intervalle de 2 cm. Cependant, l'échantillonnage pour le comptage de *Halodinium* sp. a été pratiqué au centimètre, pour les huit premiers centimètres de la carotte 906B. Chaque échantillon a ensuite été traité selon la méthode palynologique standard décrite par Rochon et al. (1999). Pour les reconstitutions les kystes de dinoflagellés ont été utilisés (i.e. dinokystes) comme indicateurs des conditions paléocéanographiques (température et salinité de surface pour l'été et l'hiver, durée du couvert de glace). Les dinokystes sont très utiles, particulièrement dans les environnements marins des hautes latitudes. En effet, la membrane des kystes est composée d'un polymère hautement résistant, la dinosporine, qui leur permet une bonne préservation dans les sédiments affectés par la dissolution, contrairement aux microfossiles siliceux (e.g. diatomées) ou carbonatés (e.g. coccolithes) (de Vernal et al., 2001).

### 2.2.2 Tamisage

Pour chaque échantillon 5cm<sup>3</sup> sont mesurés par déplacement d'eau dans un cylindre gradué, pesés puis versés dans un bécher. Une pastille de spores de *Lycopodium clavatum* de concentration connue (12100 spores) est ajoutée dans chaque bécher. Les spores

constituent notre traceur palynologique et nous permettront de calculer la concentration en palynomorphes de chaque échantillon. Le pourcentage d'eau des échantillons a été déterminé en prélevant une petite quantité de sédiment et en la pesant avant et après un minimum de 12h à l'étuve (60°C). Ce sédiment sec a été conservé à des fins d'analyses ultérieures du  $^{210}\text{Pb}$  pour la chronologie. On a procédé ensuite au tamisage, avec des tamis de Nytex® de 100µm et de 10µm, pour éliminer le maximum des sables grossiers, silts fins et argiles. La fraction comprise entre 10 et 100µm a été conservée dans un tube conique avec quelques gouttes de phénol pour traitements chimiques ultérieurs.

### 2.2.3 Traitements Chimiques

La fraction comprise entre 10µm et 100µm a successivement été traitée à l'acide chlorhydrique (4 traitements, HCl 10%) et à l'acide fluorhydrique (3 traitements dont un de nuit, HF 49%) afin de supprimer respectivement les carbonates et les silicates. Les traitements aux acides se sont fait sous la hotte et à chaud afin d'augmenter la vitesse de réaction. La fraction restante a été rincée à l'eau distillée pour éliminer les traces d'acide avant un dernier tamisage à 10µm visant à se débarrasser des fluorosilicates et des particules fines. L'échantillon a été mélangé au Vortimixer et quelques gouttes du surnageant ont été prélevées puis ajoutées à de la glycérine gélifiée pour être montées entre lame et lamelle sur une plaque chauffante.

## 2.2.4 Comptage des Palynomorphes

Le comptage des palynomorphes (pollen, spores, kystes de dinoflagellés, acritarches, kystes d'algues d'eau douce) a été réalisé sur un microscope optique (Nikon Éclipse I-80) en lumière transmise et à des grossissements variant entre 200x et 400x.

Un minimum de 300 kystes de dinoflagellés a été compté dans la plupart des échantillons afin d'obtenir la meilleure représentation statistique de tous les taxons présents dans l'échantillon. Cependant dans certains échantillons (particulièrement dans le cas de la carotte 2004-804-912A), les quantités de dinokystes étaient tellement faibles que le comptage a été arrêté dès qu'on a atteint un nombre significatif de grains marqueurs (en général plus de 300 spores de *Lycopodium* pour moins de 100 dinokystes. À partir de ces comptages, on a pu déterminer une concentration en kystes de dinoflagellés par unité de volume (kystes/cm<sup>3</sup>) ou par unité de poids sec (kystes/g), les flux (kystes/cm<sup>2</sup>/an) et l'abondance relative de chaque espèce (% dinokystes sp.) pour chaque échantillon. La nomenclature utilisée pour l'identification des dinokystes a été conforme à Rochon et al. (1999), Head et al. (2001) et à l'index de Lentin et Williams (Fensome et Williams, 2004).

De précédentes études de Zonneveld et al. (1997; Zonneveld et Brummer, 2000 ; Zonneveld et al., 2001) ont montré une sensibilité des espèces de dinokystes à la présence d'oxygène dans les sédiments. Les auteurs ont ainsi pu constituer des groupes d'espèces avec une échelle de sensibilité à l'oxydation. Les kystes du groupe *Protoperidinium* sont les plus sensibles, viennent ensuite par sensibilité décroissante les genres *Spiniferites*, *Impagidinium* sp. et *Operculodinium centrocarpum*. Les forts taux d'accumulation

sédimentaire mesurés dans la fosse du Mackenzie ont permis de préserver nos assemblages de dinokystes de l'oxydation, et les taxa les plus sensibles, tels que *Brigantedinium* spp., ont montré une excellente préservation, de nombreux spécimens avaient même l'opercule encore attaché au kyste.

#### 2.2.5 Mesures de l'activité du $^{210}\text{Pb}$

Les analyses ont été pratiquées sur les 20 premiers centimètres pour la carotte 2004-804-912A et sur les 15 premiers centimètres pour les carottes 2004-804-909B et 2004-804-906B. Les résultats de décroissance radioactive de l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  ont permis de déterminer l'âge de nos sédiments. À partir des courbes de décroissance radioactive, pour chaque carotte, on a pu déterminer une valeur approximative de 3 dpm (désintégrations par minute) pour l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  soutenu (présent à l'état naturel). En déduisant cette valeur, on a obtenu l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  en excès. Comme nous avons observé une décroissance radioactive exponentielle constante, nous avons pu utiliser la formule suivante du modèle C.R.S. (Constant Rate of  $^{210}\text{Pb}$  Supply) selon Appleby et Oldfield (1983 ; Oldfield et Appleby, 1984) :

$$t = -1/k * \text{Ln}(A_0/A) \quad [1]$$

Où  $t$  était l'âge des sédiments à une profondeur donnée (an),  $k$  la constante de décroissance radioactive du  $^{210}\text{Pb}$  ( $0.03114 \text{ an}^{-1}$  ; Roulet et al., 2000),  $A_0$  l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  en excès en surface et  $A$  l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  en excès à cette profondeur.

Si on pose que  $\text{Ln}(A_0/A)$  est la pente de la droite de régression de  $\text{Ln}$  (Activité  $^{210}\text{Pb}$  en excès) en fonction de la profondeur alors :

$$\text{Ln}(A_0/A) = -kt \quad [2]$$

et

$$k = \text{Ln}(2)/22.3 \quad [3]$$

Où 22.3 ans est la période du  $^{210}\text{Pb}$ . La vitesse de sédimentation ( $V_s$ ) a été ainsi calculée :

$$V_s = -\text{Ln}(2)/(\text{pente} \cdot 22.3) \quad [4]$$

La vitesse de sédimentation nous a permis de calculer l'âge des sédiments plus profonds ainsi que l'année correspondante ( $t_0=2004$  an).

## 2.3 RÉSULTATS

### 2.3.1 Chronologie

Une zone de bioturbation est observée au sommet des carottes les plus proches de l'embouchure du fleuve Mackenzie, soit les quatre centimètres de surface de la carotte 912A et les deux centimètres de surface de la carotte 909B (Fig. 2). Les points de ces zones n'ont pas été utilisés pour établir la chronologie grâce au  $^{210}\text{Pb}$  en excès. Exclusion faite de ces 2 zones de bioturbation, les 3 carottes montrent une décroissance radioactive exponentielle avec la profondeur. Avec le  $\text{Ln} (^{210}\text{Pb} \text{ en excès})$  on observe un changement dans la vitesse de sédimentation pour deux carottes : 909B et 906B (Fig. 2). On peut donc calculer :

- une vitesse de sédimentation de 0.040 cm/an de la base au sommet de la séquence 912A.
- deux vitesses de sédimentation pour la séquence 909B, 0.084 cm/an de 36cm à 11.5cm de profondeur, 0.068 cm/an entre 11.5cm et 7.5cm de profondeur, puis un retour à la première vitesse de sédimentation jusqu'au sommet de la carotte.
- deux vitesses de sédimentation pour la séquence 906B, 0.226 cm/an de 34cm à 11.5cm puis 0.119 cm/an jusqu'au sommet de la carotte.

La résolution obtenue est pluri-décennale pour les carottes 912A et 909B, avec un échantillon tous les ~20-30 ans et tous les ~10-20 ans respectivement et pluriannuelle pour la carotte 906B, avec un échantillon tous les ~5-10 ans. Chaque carotte nous donne un aperçu d'une période en particulier. Ainsi la carotte 912A se focalise sur le dernier millénaire, la carotte 909B sur l'intégralité du LIA (~1550-1850 AD) et la carotte 906B sur l'Ère Industrielle (~1850 à 2004 AD) (Fig. 2).

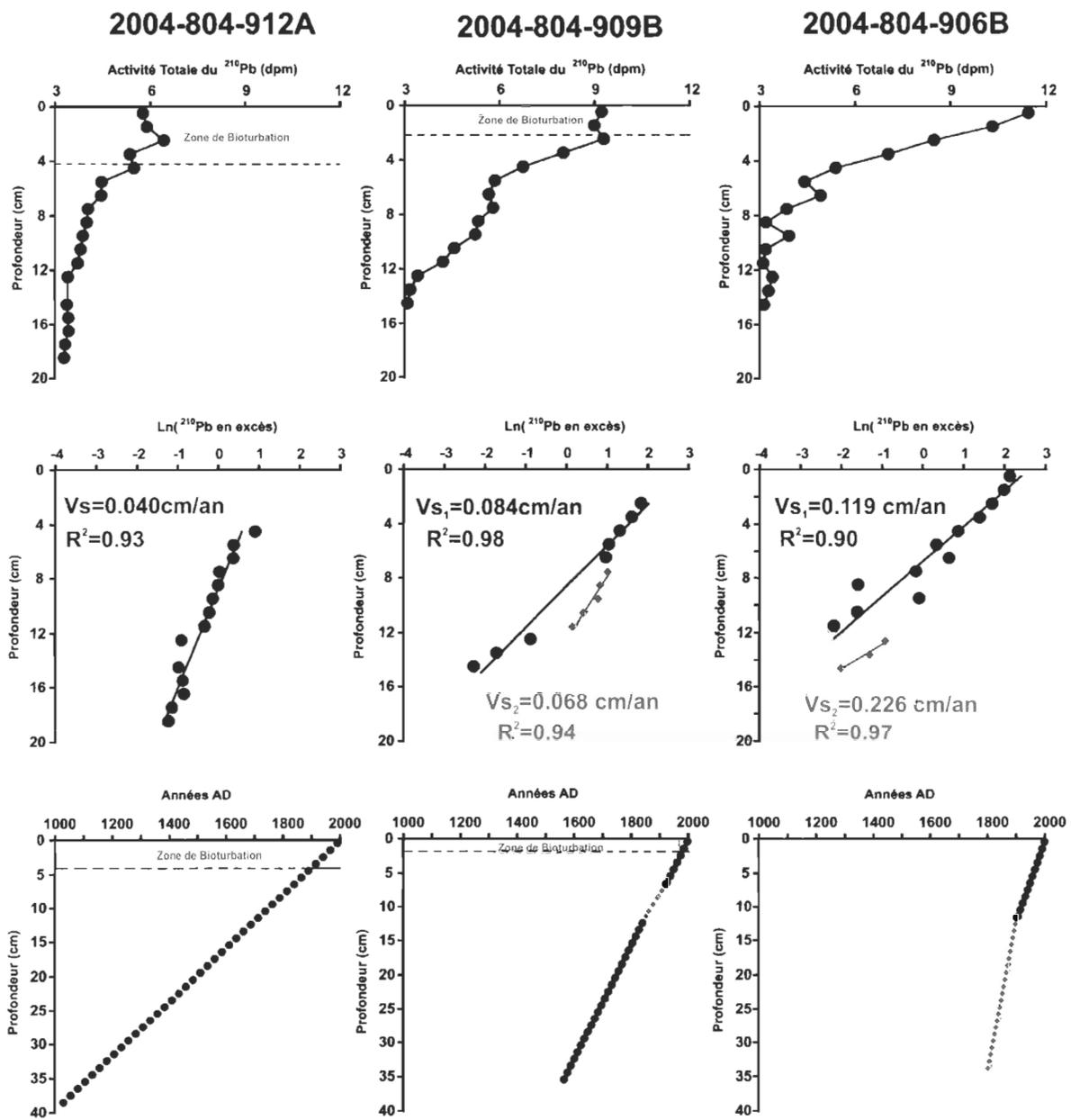


Figure 2 Courbes de l'activité totale du  $^{210}\text{Pb}$  dans les sédiments (dpm), du logarithme du  $^{210}\text{Pb}$  en excès et des années en fonction de la profondeur (cm) dans chacune des trois carottes de sédiment. La deuxième courbe donne accès aux vitesses de sédimentation (cm/an).

### 2.3.2 Stratigraphie des séquences sédimentaires

La composition sédimentaire des trois carottes est relativement semblable. La consistance du sédiment est argileuse et compacte et la teneur en eau diminue avec la profondeur. Dans les 5 premiers centimètres de surface, le sédiment possède une coloration rouille délimitant la zone oxique. Bien qu'il y ait peu de bioturbation, c'est également dans cette zone que l'on observe des fragments de coquilles et des terriers de vers. Le reste de la carotte a une coloration allant de gris-foncé verdâtre à gris-foncé : indice de Munsell s'échelonnant de 3/1 à 4/1.

Les analyses granulométriques ont montré une répartition de la colonne sédimentaire entre les silts (de  $62\mu\text{m}$  à  $4\mu\text{m}$ ) et les argiles (de  $4\mu\text{m}$  à  $0.06\mu\text{m}$ ). Les silts sont majoritairement (de ~40 à 55%) composés de silts fins (de  $16\mu\text{m}$  à  $10\mu\text{m}$ ) à très fins (de  $8\mu\text{m}$  à  $4\mu\text{m}$ ). Les silts grossiers (de  $62\mu\text{m}$  à  $31\mu\text{m}$ ) et moyens (de  $31\mu\text{m}$  à  $20\mu\text{m}$ ) représentent moins de ~25% de la fraction silteuse. En s'éloignant de la côte (de la station 912A vers la station 906B), la part des silts fins à très fins diminue au profit des argiles.

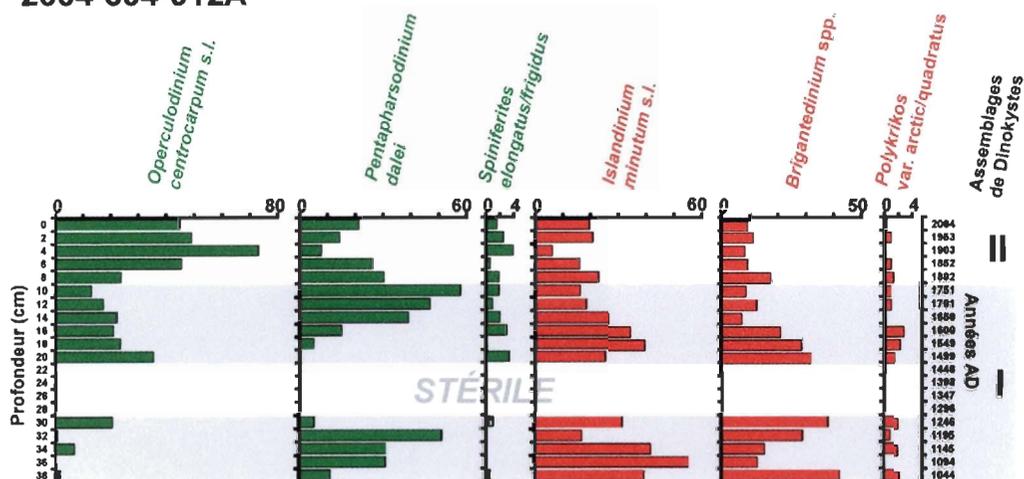
Dans l'ensemble, le pourcentage des silts augmente et celui des argiles diminue de la base vers le sommet des 3 séquences sédimentaires. On observe à la base de la carotte 912A une inversion de ce rapport, les argiles étant plus abondants que les silts.

### 2.3.3 Assemblages fossiles de dinokystes

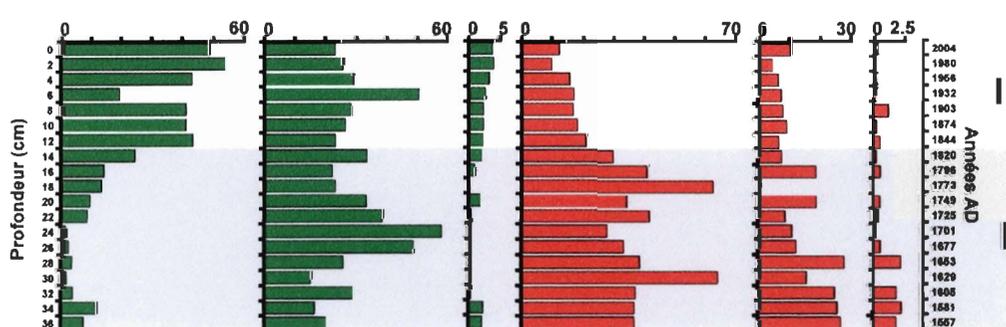
Nous avons pu identifier visuellement 2 assemblages distincts dans nos 3 carottes, sur la base des comptages de dinokystes (Fig. 3) :

- ✓ **Assemblage I** à la base – caractérisé en moyenne à ~55% par des kystes issus de dinoflagellés hétérotrophes, *Islandinium minutum* s.l., *Brigantedinium* spp. et *Polykrikos* var. arctic/quadratus, on y retrouve également un kyste de dinoflagellé autotrophe : *Pentapharsodinium dalei*.
- ✓ **Assemblage II** au sommet – c'est l'assemblage moderne qui est caractérisé par la dominance des espèces autotrophes en moyenne à ~75% dans la mer de Beaufort (Richerol et al., *soumis*) : *Operculodinium centrocarpum* s.l., *Pentapharsodinium dalei* et *Spiniferites elongatus/frigidus*.

### 2004-804-912A



### 2004-804-909B



### 2004-804-906B

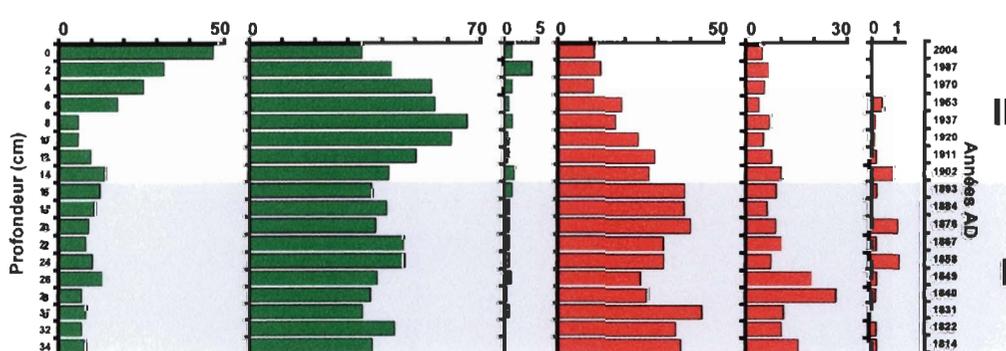
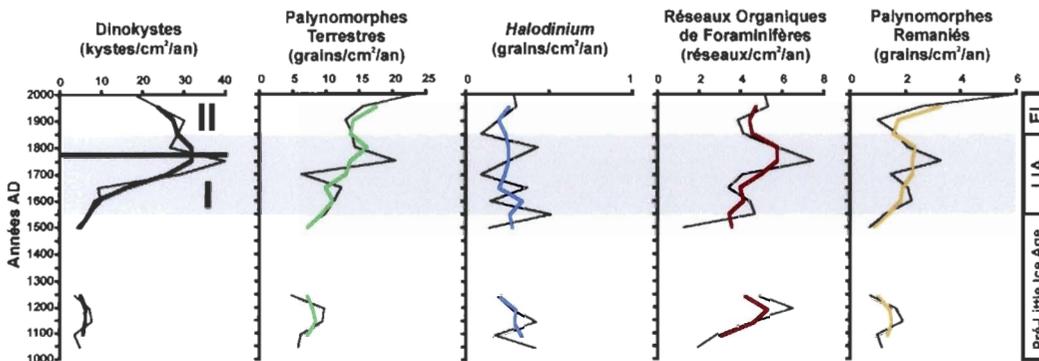


Figure 3 Détermination des assemblages de dinokystes fossile et moderne pour les 3 séquences sédimentaires à partir des abondances relative des principales espèces. La zone en gris foncé délimite l'Assemblage I. Pour la séquence 912A la zone en gris clair délimite les 4 profondeurs considérées comme « stériles » après le comptage.

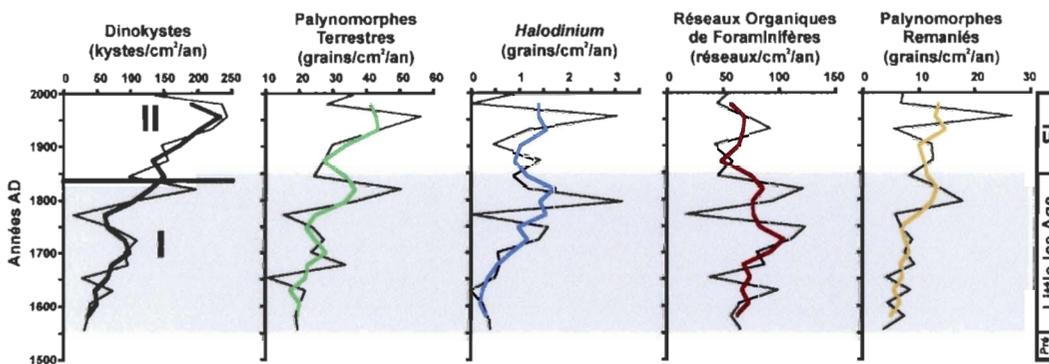
#### 2.3.4 Flux de palynomorphes

Nos comptages tiennent compte de 5 types de palynomorphes (Fig. 4) : les dinokystes, *Halodinium* (un acritarce, indicateur d'eau douce), les palynomorphes terrestres (grains de pollen et spores qui nous permettent de comparer les changements climatiques terrestres et marins), les réseaux organiques de foraminifères (indicateurs de la productivité benthique ; de Vernal et al., 1992) et les palynomorphes remaniés (incluant les dinokystes, les grains de pollen et les spores remaniés, indicateurs d'érosion).

### Séquence 2004-804-912A



### Séquence 2004-804-909B



### Séquence 2004-804-906B

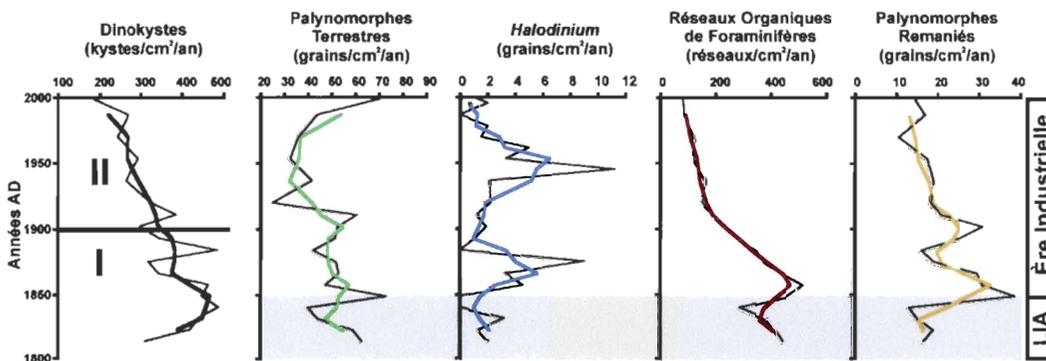


Figure 4 Flux des 5 principaux palynomorphes comptés, en fonction de la profondeur (cm), pour chaque carotte de sédiment : dinokystes (cysts/cm<sup>2</sup>/an), palynomorphes terrestres (grains/cm<sup>2</sup>/an), *Halodinium* spp. (grains/cm<sup>2</sup>/an), réseaux organiques de foraminifères (réseaux/cm<sup>2</sup>/an) et palynomorphes remaniés (grains/cm<sup>2</sup>/an). Les courbes en couleur

représentent la tendance moyenne. La zone dite « stérile » pour la carotte 912A délimite les 4 profondeurs avec des faibles comptages de dinokystes.

Dans le cas de la carotte la plus proche de la côte (carotte 912A), nous avons observé une zone comprise entre 22 et 28 cm de profondeur (~1250 à 1500 AD) où les assemblages de dinokystes sont stériles (« barren »). En effet, lors du comptage, on a trouvé des quantités très réduites de dinokystes, (entre 10 et 40 dinokystes) pour des quantités élevées de grains marqueurs (entre 330 et 1200 spores de *Lycopodium*). Ces 4 échantillons n'ont pas été considérés lors des reconstitutions paléoenvironnementales.

De manière générale, on observe une augmentation des flux de palynomorphes de la côte (carotte 912A) vers le large (carotte 906B). L'augmentation des flux de dinokystes vers le large pourrait illustrer soit un transport latéral par les courants de surface soit une augmentation de la productivité pélagique vers le large. Cependant, on observe aussi une augmentation vers le large des flux de réseaux organiques de foraminifères, que l'on peut associer à une augmentation de la productivité benthique (de Vernal et al., 1992) liée à l'augmentation de la productivité pélagique. Les flux de palynomorphes d'eau douce et remaniés augmentent d'environ un ordre de grandeur de la station 912A à la station 909B (en position intermédiaire), et d'un facteur 2 entre les stations 909B et 906B. Cette augmentation illustre le phénomène de « bypass » observé sur la plateforme du Mackenzie (Hill et al., 1991). Sous l'influence du courant généré par le déversement du fleuve, les sédiments et autres particules transportées sont repoussés vers le large et sédimentent en plus grande quantité sur le talus plutôt que sur la plateforme. Les flux de *Halodinium*

peuvent servir d'indicateur des variations du débit du fleuve Mackenzie (Fig. 5). En effet, à partir des données de débit du fleuve obtenues sur le site d'Environnement Canada (logiciel HYDAT) et couvrant les ~70 dernières années (de ~1935 à 2005 AD), on observe que, sur la même période, les variations de flux de *Halodinium* pour la séquence sédimentaire 906B (la plus au large) coïncident avec les variations de débit du fleuve. Il semble donc que les variations de flux de ce palynomorphe puissent être liées aux variations de débit du fleuve, et donc caractériser les apports en eau douce de notre zone d'étude. À cause du phénomène de « bypass », les flux d'*Halodinium* mesurés à partir des carottes de sédiment plus proches de la côte et de l'embouchure du fleuve (carottes 912A et 909B) sont réduits et peu représentatifs des variations du débit du fleuve et des apports d'eau douce.

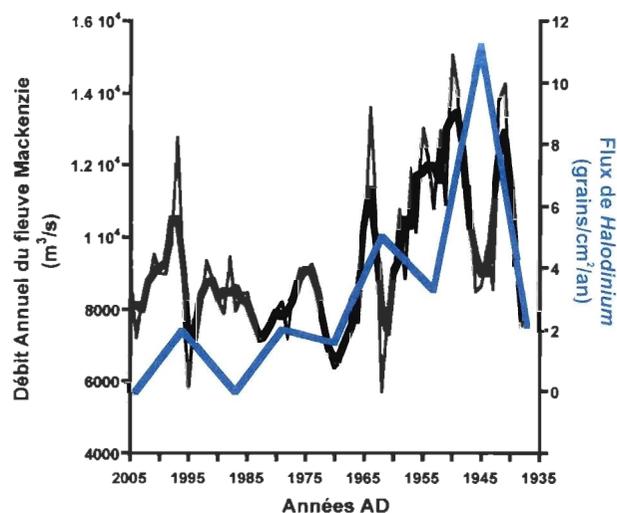


Figure 5 Comparaison entre le débit annuel du fleuve Mackenzie ( $m^3/s$ ) entre 1935 et 2005, et les flux de *Halodinium* spp. mesurés ( $grains/cm^2/an$ ) pour la même période, à partir de la carotte 906B. Les données de débit du fleuve proviennent du site d'Environnement Canada, de la base de données HYDAT.

Dans le but de faire apparaître une certaine continuité dans l'analyse, les commentaires suivant se feront selon un découpage qui suivra les 3 périodes reconstituées : le pré-LIA, le LIA et l'Ère Industrielle. Le pré-LIA s'étend de ~1000 à 1550 AD et n'est observable qu'à partir de la séquence 912A. Le LIA couvre la période allant de ~1550 à 1850 AD et la carotte 909B fourni la meilleure résolution (1 échantillon tous les 10-20 ans) pour cette période. L'Ère Industrielle, couvre la période de ~1850 à 2004 AD et la carotte 906B fourni le meilleur enregistrement (1 échantillon tous les 5-10 ans) pour cette période. Précisons que l'année 1800 marque l'apparition des premières machines à vapeur et que l'utilisation des ces dernières s'est généralisée au cours des cinquante années subséquentes.

#### *2.3.4.1 La période pré-LIA (~1000 à 1550 AD) (Fig. 4)*

À partir des enregistrements de la séquence 912A, proche de la côte, on observe des flux relativement faibles et constants de tous les palynomorphes sur toute la période. Les flux de dinokystes par exemple sont inférieurs à 10 kystes/cm<sup>2</sup>/an de ~1000 à 1550 AD.

#### *2.3.4.2 La période du LIA (~1550 à 1850 AD) (Fig. 4)*

La séquence sédimentaire 912A nous fourni une tendance générale pour cette période. On observe une augmentation des flux de palynomorphes sur l'ensemble du LIA, à l'exception des flux de *Halodinium* qui demeurent constants. L'augmentation des flux de dinokystes (de ~10 à 30 kystes/cm<sup>2</sup>/an) est importante et se poursuit jusqu'à la fin du LIA

(~1800 AD), qui coïncide avec le changement d'assemblage. La séquence 909B, plus éloignée de l'embouchure du fleuve, fournit des enregistrements de meilleure résolution (1 échantillon tous les ~10-20 ans) pour la période du LIA. On observe une augmentation des flux de *Halodinium* qui suggère une augmentation du débit du fleuve et des apports d'eau douce. L'enregistrement confirme l'importance de l'augmentation des flux de dinokystes qui passent de ~40 à 150 kystes/cm<sup>2</sup>/an en 300 ans (de 1550 à 1850 AD), et illustre une possible augmentation de la productivité vers le large. La fin du LIA coïncide avec un changement d'assemblage pour les dinokystes. Durant la même période, les flux de réseaux organiques de foraminifères demeurent constants entre ~50 et 100 réseaux/cm<sup>2</sup>/an. Cependant, comme les flux de dinokystes, les flux de foraminifères ont augmentés vers le large (de la station 912A à la station 909B), dénotant une augmentation de la productivité benthique (de Vernal et al., 1992) en relation avec l'augmentation de productivité pélagique.

#### 2.3.4.3 L'Ère Industrielle (~1850 à 2004 AD) (Fig. 4)

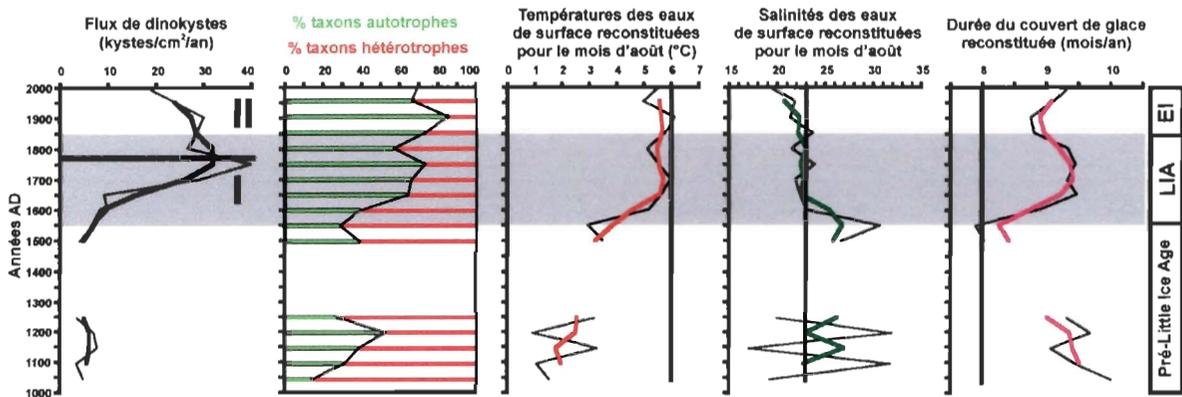
Dans le cas de la carotte de sédiments 912A, la faible résolution nous informe seulement d'une diminution des flux de dinokystes pendant l'Ère Industrielle, dont le début coïncide avec la fin du LIA et un changement dans les assemblages. Dans le cas des autres palynomorphes, on n'observe pas de tendance aussi marquée. Cette diminution s'observe plus tardivement, vers 1950 AD, dans la carotte 909B, ce qui pourrait être dû à une meilleure résolution temporelle dans cette carotte et aussi probablement au remaniement des couches

sédimentaires de surface par des organismes bioturbateurs (Piot, 2007). La meilleure résolution temporelle (1 échantillon tous les ~5-10 ans) pour cette période est obtenue à partir des enregistrements de la carotte 906B. On y observe la diminution des flux de tous les palynomorphes qui coïncide avec le début de la période (1850 AD). Les flux de dinokystes passent de ~500 à 200 kystes/cm<sup>2</sup>/an en l'espace de 150 ans, et s'accompagnent d'une diminution des flux de réseaux organiques de foraminifères de ~500 réseaux/cm<sup>2</sup>/an à <100 réseaux/cm<sup>2</sup>/an durant l'Ère Industrielle. Cette diminution des flux peut être associée à une diminution de la productivité pélagique et benthique. Seuls les flux de *Halodinium* ne semblent pas suivre ce patron de diminution durant cette période. On note la présence de deux pics dans les flux de *Halodinium*, entre ~1850 et 1900 AD et entre ~1925 et 1960 AD, qui peuvent être associés à une augmentation temporaire du débit du fleuve Mackenzie, et donc des apports d'eau douce plus importants durant ces périodes.

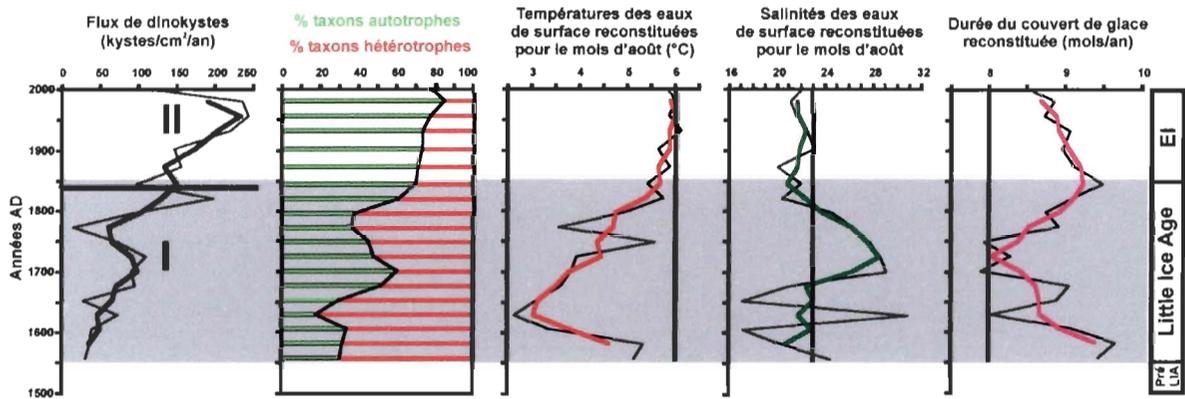
### 2.3.5 Reconstitutions paléocéanographiques

La reconstitution des paramètres des masses d'eau de surface se fait grâce au programme R (logiciel gratuit sur internet) utilisant des fonctions de transfert et la recherche d'analogues dans la base de données du GEOTOP (N=1171).

### Séquence 2004-804-912A



### Séquence 2004-804-909B



### Séquence 2004-804-906B

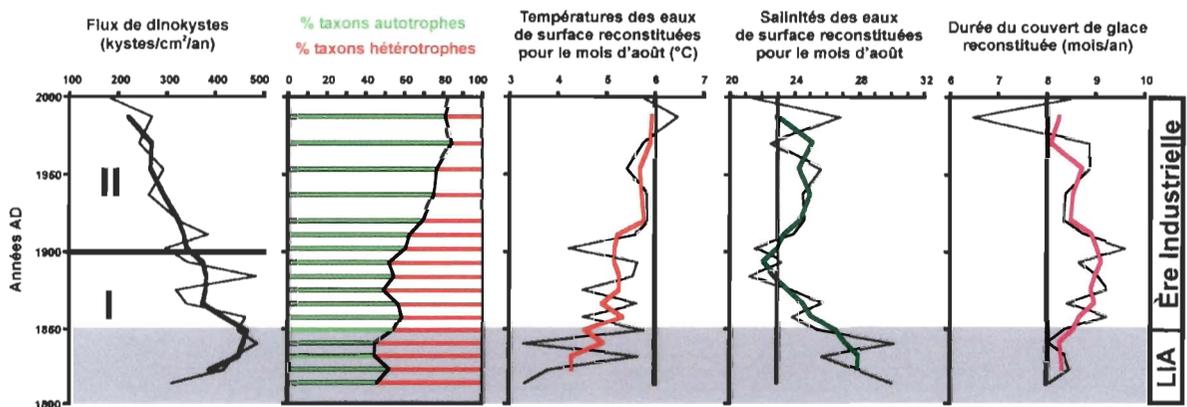


Figure 6 Comparaison de l'évolution dans le temps des flux de dinokystes (cysts/cm<sup>2</sup>/an), des pourcentages de kystes de dinoflagellés autotrophes et hétérotrophes et des 3 paramètres reconstitués pour les 3 carottes de sédiments: la température de surface du mois d'août (°C), la salinité de surface du mois d'août et la durée du couvert de glace (mois/an). Les courbes en couleur représentent la tendance moyenne. Pour chaque paramètre reconstitué, la ligne verticale indique la valeur moderne du paramètre. La zone dite « stérile » pour la carotte 912A délimite les 4 profondeurs avec des faibles comptages de dinokystes. La zone grise représente le Petit Âge Glaciaire (Little Ice Age – LIA, 1550-1850 AD). La ligne horizontale noire sur la courbe des flux de dinokystes sépare l'assemblage I fossile de l'assemblage II moderne.

#### 2.3.5.1 La période pré-LIA (~1000 à 1550 AD) (Fig. 6)

La séquence sédimentaire 912A donne la tendance générale pour la période pré-LIA (~1000-1550 AD) les flux de dinokystes sont faibles et constants et on observe une augmentation de l'abondance relative des kystes provenant de dinoflagellés autotrophes. Les températures de surface reconstituées pour le mois d'août (illustrant la moyenne des températures pour la période la plus chaude de l'année) passent de ~2°C à ~4°C entre ~1044 et 1550 AD. La salinité de surface reconstituée pour le mois d'août (c'est-à-dire la moyenne des salinités pour la période la plus chaude de l'année) est stable autour de 27. On observe une diminution de ~2 mois/an (de ~10 à 8 mois/an) dans la reconstitution de la durée du couvert de glace pré-LIA.

### 2.3.5.2 La période du LIA (~1550 à 1850 AD) (Fig. 6)

Les enregistrements obtenus à partir de la séquence sédimentaire 912A donnent la tendance générale des reconstitutions pendant le LIA (1550-1850 AD). On observe une importante augmentation des flux de dinokystes à partir du début du LIA jusqu'à ~1800 AD. Le rapport Autotrophes/Hétérotrophes des kystes d'espèces de dinoflagellés illustre une transition d'un assemblage dominé par des kystes de dinoflagellés hétérotrophes il y a 1000 ans, vers un assemblage dominé par des kystes de dinoflagellés autotrophes, tel qu'observé de nos jours (Richerol et al., 2007 *soumis*). Cette transition est également illustrée par le passage de l'assemblage I (dominé en moyenne à 55% par des kystes de dinoflagellés hétérotrophes) à II (dominé en moyenne à 75% par des kystes de dinoflagellés autotrophes) vers 1800 AD. La température estivale augmente au début du LIA de ~2°C entre 1550 et 1650 AD, passant de ~4°C à ~6°C qui est la valeur actuelle. La température reconstituée demeure stable pendant le reste du LIA. La salinité diminue rapidement au début du LIA (de ~1550 à 1650 AD) passant de ~27 à ~23 en 100 ans, puis se stabilise jusqu'à la fin du LIA. La durée du couvert de glace est à son minimum (8 mois/an) au début du LIA (~1550 AD) et augmente de ~1.5 mois/an durant cette période.

La carotte 909B, en position intermédiaire, fournit des enregistrements de meilleure résolution (1 échantillon tous les ~10-20 ans) pour cette période. Les flux de dinokystes augmentent et on observe, comme dans le cas de la carotte de sédiments 912A, la transition d'un assemblage dominé par des kystes de dinoflagellés hétérotrophes vers un assemblage dominé par des kystes de dinoflagellés autotrophes, également illustrée par le changement

d'assemblage vers 1850 AD, la fin du LIA. Le début du LIA (~1550-1650 AD) est marqué par une brusque diminution de ~2°C de la température estivale (on passe de ~5 à 3°C). Par la suite, la température reconstituée augmente de ~3°C en ~200 ans, jusqu'à ~1850 AD, période à laquelle la température se stabilise proche de la valeur actuelle (6°C). À l'exception d'un pic de salinité (une variation de salinité de ~6 sur 150 ans) entre ~1650 et 1800 AD, on observe une salinité constante, proche de la valeur actuelle de 23 durant le LIA. Au début et à la fin du LIA, la durée du couvert de glace est ~9.5 mois/an. Durant le LIA elle diminue jusqu'à ~8 mois/an vers 1700 AD, coïncidant avec le pic de salinité.

#### 2.3.5.3 L'Ère Industrielle (~1850 à 2004 AD) (Fig. 6)

Sur la période de l'Ère Industrielle enregistrée par la séquence 912A (~1850 AD à nos jours), les flux de dinokystes diminuent tandis que la représentation relative des kystes de dinoflagellés autotrophes continue d'augmenter (entre ~66% et ~85%). La température estivale est stabilisée près de sa valeur actuelle de 6°C, la salinité diminue de 23 à 20 et la durée du couvert de glace demeure proche de 9 mois/an. La carotte de sédiment 909B, à l'inverse des séquences 912A et 906B, enregistre pour la période industrielle une augmentation des flux de dinokystes jusqu'à 1950 AD, qui diminuent par la suite. La représentation relative des kystes de dinoflagellés autotrophes continue également d'augmenter (entre ~70% et ~84%). La température estivale augmente faiblement de ~5.5 à 6°C, et la salinité proche de 23. La durée du couvert de glace reste comprise entre ~8.5 et 9 mois/an.

Les enregistrements de la séquence 906B se focalisent sur l'Ère Industrielle. Dès la fin du LIA, les flux de dinokystes ont commencé à diminuer, mais parallèlement la représentativité des kystes de dinoflagellés autotrophes continue d'augmenter (entre ~48% et ~83%). La température estivale a augmenté d'environ 1°C jusqu'à sa valeur actuelle de 6°C. La salinité a diminué au début de l'Ère Industrielle, passant de 27 à 22 en 50 ans (1850-1900 AD). Par la suite elle oscille entre 23 et 25. Les enregistrements de la séquence 906B (la plus au large) sont les seuls à montrer une salinité supérieure à 23 durant l'Ère Industrielle. La reconstitution de la durée du couvert de glace illustre une faible oscillation entre ~8 et 9 mois/an.

#### 2.3.6 Test de validation des Fonctions de Transfert (Fig.7)

Un test de validation a été réalisé afin de valider les reconstitutions faites à partir des fonctions de transfert. Une reconstitution a été pratiquée en utilisant les assemblages de dinokystes de la base de donnée. Les valeurs instrumentales de température, salinité et couvert de glace, qui ont été mesurées avec les assemblages de la base de donnée, ont été comparées avec les valeurs reconstituées de ces paramètres. La relation linéaire entre paramètre mesurés et reconstitués nous renseigne sur la le degré de précision des fonctions de transfert. De plus, on a obtenu pour chaque paramètre un coefficient d'erreur standard (RMSEP, Root Mean Square Error of Prediction - racine carrée moyenne de l'erreur de prédiction) qui nous a donnée une indication sur l'intervalle de confiance des reconstitutions. On a ainsi obtenu une erreur standard de  $\pm 1.6^{\circ}\text{C}$  pour la température des

eaux de surface reconstituée pour le mois d'Août,  $\pm 2.5$  pour la salinité des eaux de surface reconstituée pour le mois d'Août et  $\pm 1.1$  mois/an pour la durée du couvert de glace

Globalement, ce test de validation pour la base de donnée  $n=1171$  est comparable a celui obtenu pour la base de donnée  $n=677$  (de Vernal et al, 2001). Pour cette dernière, on observait une augmentation de l'erreur standard pour la reconstitution de la salinité par rapport à la précédente base de donnée ( $n=371$  : de Vernal et al., 1997 ; Rochon et al., 1999) qui était expliquée par l'importante variabilité du paramètre salinité. L'augmentation du nombre de sites dans la base de donnée explique l'augmentation de cette erreur dans la nouvelle base de donnée ( $n=1171$ ). Les reconstitutions pour les faibles salinités en Arctique doivent toujours être prises avec précaution.

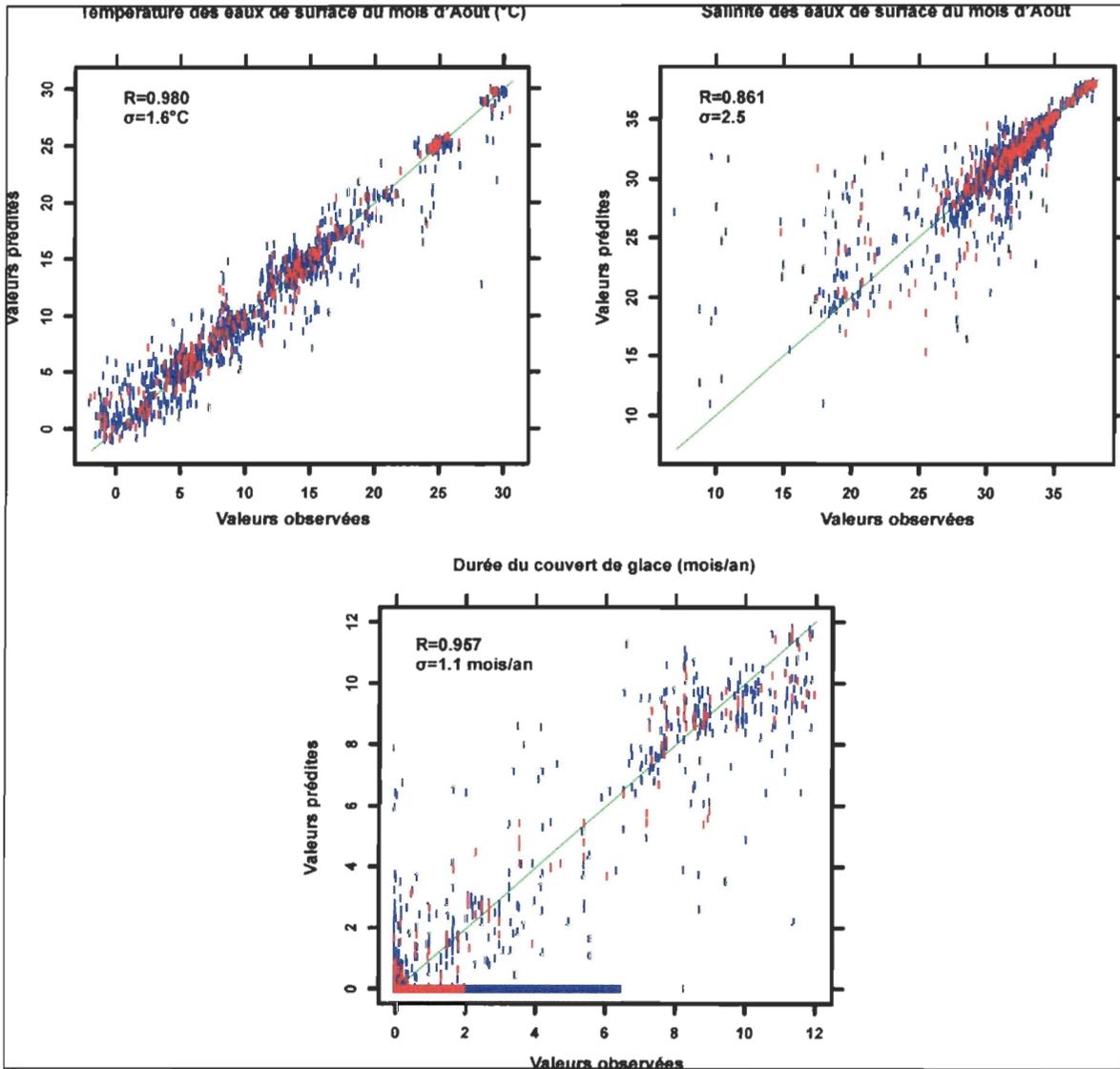


Figure 7. Représentation graphique du test de validation des Fonctions de Transfert pour les paramètres Température des eaux de surface du mois d'août (°C), Salinité des eaux de surface du mois d'août et durée du couvert de glace (mois/an).

## 2.4 DISCUSSION

L'analyse des assemblages de dinokystes fossiles a montré la présence d'une zone dite « stérile » dans 4 échantillons de la carotte 912A (22 à 28cm). Les faibles comptages (e.g. 40 kystes pour 1200 grains marqueurs) et l'absence d'indice sédimentaire permettant d'identifier un hiatus ou un événement sédimentaire brusque (e.g. turbidites, coulées gravitaire) nous ont conduit à ne pas considérer cette zone pour nos reconstitutions et notre interprétation. Il pourrait s'agir d'une mauvaise préservation des dinokystes dans le sédiment (e.g. oxydation).

Les flux de dinokystes et de palynomorphes terrestres (grains de pollen et spores) montrent des variations semblables qui peuvent s'expliquer par des changements dans les taux de sédimentation. Cependant, nous avons appliqué une correction de ces changements de taux de sédimentation en prenant en compte les flux de palynomorphes. Donc les variations parallèles de flux de palynomorphes terrestres et marins observées dans nos séquences sont interprétées comme des changements synchrones entre les milieux terrestres et marins. De plus, on observe que les flux de palynomorphes terrestres augmentent vers le large alors qu'en général on observe le phénomène inverse. Les vents soufflant du Nord-Est et du Sud-Est pendant l'été (MacNeill et Garrett, 1975 ; Giovando et Herlinveaux, 1981) (période de pollinisation) dans cette zone, devraient transporter les grains de pollen et les spores vers la mer de Beaufort et en déposer les plus grandes quantités proche de la côte (Heusser, 1983 ; e.g. Rochon et de Vernal, 1994). Il semble donc que les palynomorphes

terrestres subissent le même phénomène de « bypass » que les palynomorphes d'eau douce et remaniés (Fig.4). Les grains de pollen et les spores seraient transportés vers le fleuve par le vent et se comporteraient comme les palynomorphes d'eau douce en arrivant sur la plateforme du Mackenzie.

Les flux de dinokystes sont de bons indicateurs de la productivité locale en surface, et les flux de réseaux organiques de foraminifères de la productivité locale benthique (de Vernal et al., 1992) (Fig.4). Ces deux indicateurs nous renseignent localement sur les flux de carbone vers le compartiment sédimentaire. La faible sédimentation près des côtes fait en sorte qu'une bonne partie du carbone est transportée vers le large et sédimente sur le talus. La contribution de ces deux palynomorphes aux flux de carbone vers le compartiment sédimentaire augmente donc de la côte vers le large. On note cependant une diminution de cette contribution depuis ~1850 AD, le début de l'Ère Industrielle, qui coïncide avec un léger ralentissement de la vitesse de sédimentation de la carotte 909B et une vitesse de sédimentation plus lente de la carotte 906B entre ~1800 et 1900 AD.

Dans l'ensemble, les reconstitutions faites à partir des assemblages de dinokystes montrent une augmentation de la température de surface de ~2°C à 6°C et une oscillation de la durée du couvert de glace entre ~8 et 10 mois/an dans la zone d'étude, au cours des derniers 1000 ans (Fig. 6, 8B et 8D).

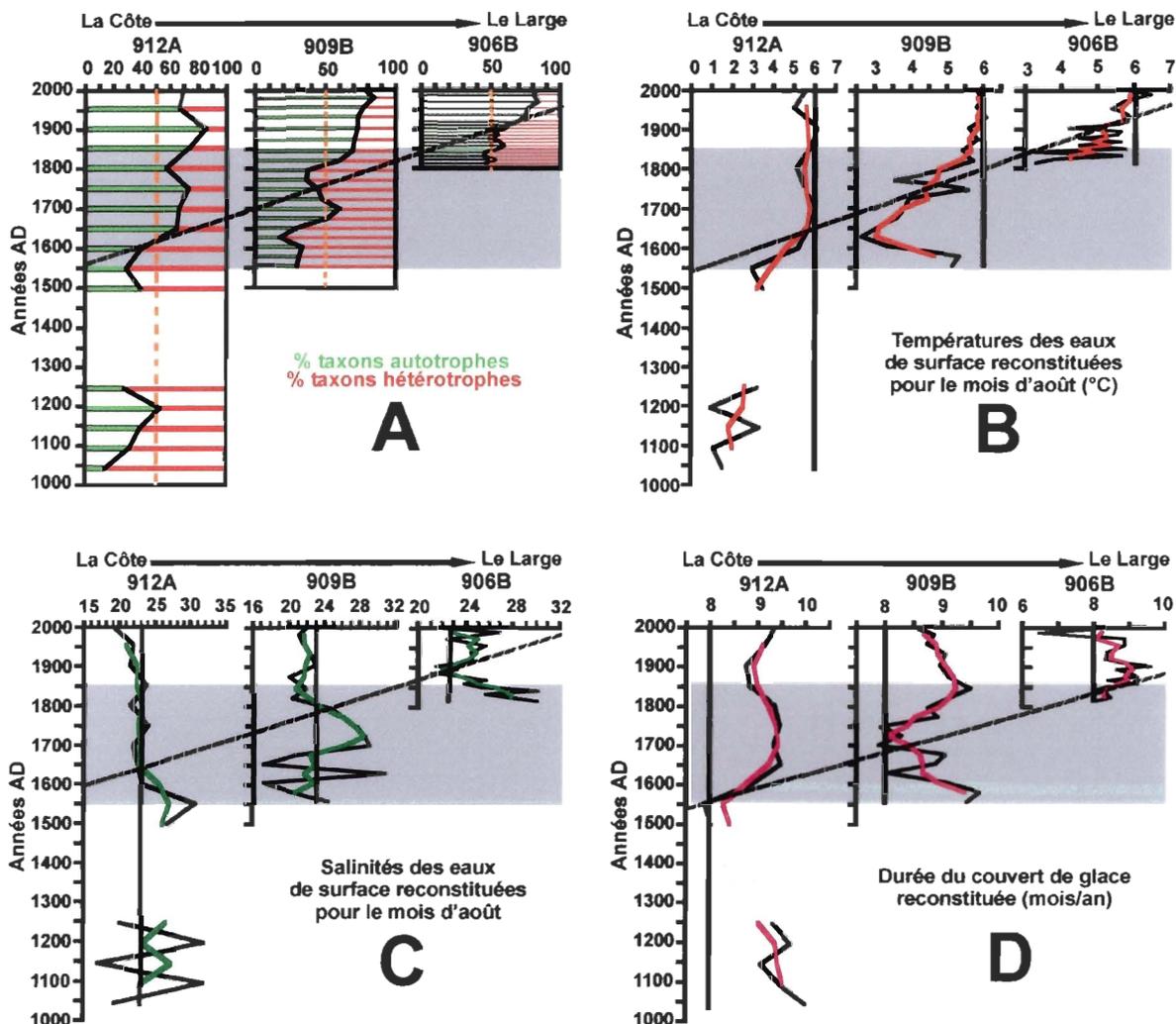


Figure 8 Évolution dans l'espace et dans le temps de 4 paramètres, (A) le pourcentage de taxons autotrophes et de taxons hétérotrophes, (B) les températures des eaux de surface reconstituées pour le mois d'août en °C, (C) les salinités des eaux de surface reconstituées pour le mois d'août, (D) la durée du couvert de glace reconstituée en mois/an. Les courbes en couleur représentent la tendance moyenne. Pour chaque paramètre reconstitué, la ligne verticale indique la valeur moderne du paramètre. La zone dite « stérile » pour la carotte 912A délimite les 4 profondeurs avec des faibles comptages de dinokystes. La zone grise représente le Petit Âge Glaciaire (Little Ice Age – LIA, 1550-1850 AD). La ligne noire en pointillée représente l'évolution dans l'espace et dans le temps d'un événement propre à chaque paramètre.

Une augmentation de la température estivale au cours des 1000 dernières années a en effet été observée aux hautes latitudes de l'hémisphère nord, seulement interrompue par un bref refroidissement lors du LIA (~1550-1850) (Solomina et Alverson, 2004). Le réchauffement enregistré dans nos carottes s'accompagne d'une transition d'une dominance de kystes de dinoflagellés hétérotrophes vers une dominance de kystes de dinoflagellés autotrophes (Fig. 8A), illustré par un changement d'assemblage dans les 3 séquences (Fig. 6). Cependant on observe une stabilisation du réchauffement à partir de ~1850 AD, parallèlement à la diminution des flux de dinokystes (Fig. 6 et 8B). Cette dernière est particulièrement évidente dans les enregistrements de la séquence 906B, bien que la proportion de kystes de dinoflagellés autotrophes continue à augmenter. Les enregistrements des trois séquences sédimentaires et leurs positions successives dans la fosse du Mackenzie, nous permettent de visualiser un changement spatio-temporel lié au gradient de l'influence fluviale du fleuve Mackenzie vers l'influence marine de la mer de Beaufort. Ainsi on note que plus on s'éloigne de la côte et plus le changement d'assemblage intervient tardivement (~1800 AD, ~1850 AD, ~1900 AD), de plus le passage de la dominance des hétérotrophes à celle des autotrophes pour les kystes de dinoflagellés est également plus tardif en s'éloignant vers le large (Fig. 8A). Cette transition est atteinte au début du LIA pour la séquence proche de la côte (carotte 912A), à la fin du LIA pour la séquence en position intermédiaire (carotte 909B) et durant l'Ère Industrielle pour la séquence la plus éloignée de la côte (carotte 906B). De plus, on remarque que le maximum actuel (~2004 AD) de kystes de dinoflagellés hétérotrophes diminue de la côte vers le large (~30%, ~20% et > 20%). Ceci

est en accord avec l'observation des assemblages modernes de dinokystes qui montrent un gradient d'assemblages de kystes de dinoflagellés à dominance hétérotrophes vers autotrophes en s'éloignant de la zone d'influence de la plume du fleuve Mackenzie, vers le large et vers le golfe d'Amundsen (Richerol et al., 2007 *accepté*). Un décalage temporel s'observe également avec les paramètres reconstitués. Ce décalage implique des changements plus hâtifs près de la côte et plus tardifs vers le large.

Les enregistrements de la séquence 912A indiquent une augmentation de la température des eaux de surface dans la période pré-LIA, entre ~1000 et 1500 AD (Fig. 6). L'analyse de sédiments varvés obtenus dans le lac Iceberg en Alaska, à l'Ouest de notre zone d'étude, alimenté par la fonte de trois glaciers, a permis de retracer l'évolution des températures sur une période de 1500 ans (Loso et al., 2006) et met en évidence un réchauffement semblable que les auteurs associent à la période du réchauffement médiéval (Medieval Warm Period, de ~1000 à 1300 AD). La séquence sédimentaire en position intermédiaire (909B) se focalise sur le LIA (~1550-1850 AD) (Fig. 6 et 8B). Dans nos reconstitutions on observe un refroidissement au début du LIA entre ~1550 et 1650 AD, suivie d'une augmentation de la température estivale qui se ralentit vers 1850 AD. Les sédiments varvés du lac Iceberg enregistrent également une diminution des températures associée au début du LIA jusqu'à ~1650 AD, considéré comme le minimum du LIA, suivie d'un réchauffement qui se stabilise plus ou moins entre ~1800 et 1850 AD. Un refroidissement au début du LIA est aussi observé dans les carottes de glace de la calotte groenlandaise au 17<sup>ème</sup> siècle (Fisher et al., 1998) et à partir des reconstitutions de températures basées sur les changements de communautés de diatomées des lacs arctiques

et sub-arctiques (Rühland et al., 2003 ; Rühland et Smol, 2005 ; Smol et al., 2005 ; Michelutti et al., 2006). L'Ère Industrielle, reconstituée à partir de la séquence sédimentaire 906B (Fig. 6 et 8B), nous indique que le réchauffement, bien que ralenti, s'est poursuivi dans les derniers 150 ans ( $\sim 1^{\circ}\text{C}$  en 150 ans). Le réchauffement a pu être également documenté par l'observation des glaciers de l'Arctique Canadien qui ont enregistré une expansion jusqu'en  $\sim 1850$  AD, période à partir de laquelle on commence à observer des indices de retrait (Miller et al., 2005). Ce retrait, observé également à l'échelle globale, coïncide avec la fin du LIA et le début de l'Ère Industrielle (Dyurgerov et Meier, 2000). Des changements de communautés de diatomées, liés à une diminution de la durée du couvert de glace, ont été observés depuis  $\sim 1850$  AD dans les lacs de l'île d'Ellesmere (Michelutti et al., 2006) et dans le lac Slipper (Territoires du Nord-Ouest, Canada) (Rühland et Smol, 2005). De plus une légère augmentation du pH (de l'ordre de 0.3) dans ces mêmes lacs au cours des derniers  $\sim 150$  ans est associée au réchauffement actuel. Ce réchauffement estival des eaux de surface peut être mis en parallèle avec une augmentation de la température estivale de l'air. Une telle augmentation, de l'ordre de  $\sim 1.5^{\circ}\text{C}$  en 100 ans, a pu être reconstituée de 1900 AD à  $\sim 2004$  AD, pour le fjord Alexandra sur l'île d'Ellesmere au Canada à partir des patrons de croissance d'une plante arbustive : *Cassiope tetragona* (Rayback et Henry, 2006). Nos reconstitutions indiquent un réchauffement semblable de la température de l'eau de surface, de l'ordre de  $1^{\circ}\text{C}$ , sur la même période.

La stabilisation de la température estivale reconstituée autour de sa valeur actuelle de  $6^{\circ}\text{C}$  intervient plus tardivement avec l'augmentation de l'influence des eaux plus froide de la mer de Beaufort ( $\sim 1650$  AD,  $\sim 1850$  AD,  $\sim 1900$  AD) (Fig. 8B). On sait que l'eau

douce provenant du fleuve est relativement plus chaude que l'eau de la mer de Beaufort (Carmack et Macdonald, 2002). La diminution des flux de *Halodinium* (Fig. 4) à la fin du LIA et durant l'Ère Industrielle, suggère une diminution des apports d'eau douce. Cette diminution des apports d'eau douce peut expliquer en partie le ralentissement de l'augmentation de la température observé de la côte vers le large et dans le temps à partir de ~1850 AD. La diminution de l'influence fluviale dans l'espace et dans le temps se reflète également sur la salinité reconstituée (Fig. 8C). Le moment où la salinité atteint la valeur actuelle de ~23 intervient plus tardivement en s'éloignant de l'embouchure du fleuve. Durant l'Ère Industrielle, les séquences proches de la côte et de l'influence fluviale (carottes 912A et 909B) ont des salinités légèrement inférieures à 23, alors que la séquence la plus au large (carotte 906B) semble enregistrer une légère augmentation de la salinité à partir de ~1900 AD, ce qui est consistant avec la diminution du débit du fleuve Mackenzie enregistrée depuis 1935 AD (Fig. 5). À partir de la séquence 906B on reconstitue une diminution de salinité entre ~1814 et 1900 AD (Fig. 6 et 8C) qui correspond à un pic dans les flux de *Halodinium*, suggérant une augmentation du débit du fleuve et des apports d'eau douce, à la même période (Fig. 4). Les flux de *Halodinium* viennent donc renforcer nos reconstitutions de la température et de la salinité, indépendamment des dinokystes. En ce qui concerne la durée du couvert de glace, on observe que le minimum de ~8 mois/an est plus tardif à mesure qu'on s'éloigne de la côte (Fig. 8D). De plus, on observe également une diminution de la durée du couvert de glace durant l'Ère Industrielle avec l'augmentation de l'influence marine (de la station 906B vers la station 912A). L'analyse des laminations annuelles et des concentrations de diatomées dans les carottes de sédiments

d'un lac arctique du Nunavut (l'île de Devon, Canada) a permis de mettre en évidence une plus longue période libre de glace ou des températures estivales plus chaudes dans les derniers 100 ans (Gajewski et al., 1997). On a aussi observé dans des lacs tout autour de l'Arctique un changement de stratégie dans les communautés de diatomées (benthique vers planctonique) traduisant des périodes plus longues libres de glace (Rühland et al., 2003). L'intensité de ces changements est fonction de l'intensité du réchauffement dans chaque région (Smol et al., 2005).

Le décalage dans le temps et de la côte vers le large est similaire pour tous les paramètres reconstitués; on note une inflexion des courbes de tous les paramètres au début ou au milieu du LIA près de la côte, vers la fin du LIA en position intermédiaire et au début de l'Ère Industrielle pour la séquence la plus éloignée de la côte. Nous associons ce changement spatio-temporel à une diminution graduelle, de l'influence du fleuve Mackenzie. Cette diminution est particulièrement bien illustrée dans les reconstitutions de la température estivale. Cette dernière augmente rapidement durant le LIA (Fig. 8B) puis de façon moins marquée par la suite vers le milieu et la fin du LIA pour les sites 912A et 909B, respectivement. Ce changement brusque de l'augmentation de la température est enregistré vers 1650 AD près de la côte (carotte 912A) et est associé à une diminution du débit du fleuve Mackenzie, donc à des apports moins importants d'eau douce et relativement chaude. Cette diminution des apports d'eau douce se reflète également dans le profil de salinité reconstituée par l'arrêt subit de la diminution de salinité à la même période (Fig. 8C).

Un assemblage dominé par des dinoflagellés autotrophes suggère des conditions plus chaudes, caractérisées par la diminution de la durée du couvert de glace, favorisant ainsi la pénétration de la lumière pour la photosynthèse (Wang et al., 2005). Cependant, on n'observe pas de diminution significative de la durée du couvert de glace qui pourrait expliquer l'augmentation de la proportion de kystes issus d'espèces autotrophes. Une autre explication pourrait être liée aux propriétés optiques de la colonne d'eau dans la zone d'étude. La forte turbidité générée par la charge sédimentaire du fleuve Mackenzie gêne la pénétration de la lumière pour les dinoflagellés autotrophes, favorisant le développement des espèces hétérotrophes. La diminution de la turbidité vers le large et aussi dans le temps (diminution du débit du fleuve) pourrait expliquer l'augmentation de la représentation des kystes issus d'espèces autotrophes de dinoflagellés au cours des 1000 dernières années de la côte vers le large (Fig. 8A). La diminution du débit du fleuve interprétée à partir de nos résultats (Fig. 5 et 8C) s'accompagne d'une diminution de la charge sédimentaire, ce qui favoriserait le développement des dinoflagellés autotrophes, et donc de la représentativité de leurs kystes.

On peut aussi expliquer l'augmentation de la proportion de kystes d'espèces autotrophes par les facteurs limitant de la chaîne alimentaire locale. Les dinoflagellés hétérotrophes se nourrissent principalement de diatomées marines et d'autres dinoflagellés (Jacobson et Anderson, 1986 ; Jacobson et Anderson, 1992 ; Hansen et al., 1996 ; Lee et Whittedge, 2005). La principale source de nutriments pour ces producteurs primaires provient des apports du fleuve Mackenzie (Hsiao et al., 1977 ; Macdonald et al., 1998). C'est d'ailleurs dans la plume du fleuve que l'on trouve principalement les diatomées,

malgré la turbidité des eaux. La production phytoplanctonique sur la plateforme du Mackenzie est limitée par la lumière en hiver et au début du printemps, puis en été par les nutriments qui sont contrôlés par la stratification des masses d'eau en mer de Beaufort.

Cette stratification des masses d'eau comprend trois couches principales. La couche de surface (de 0 à ~30 m) est une couche de mélange d'eau polaire reflétant les apports saisonniers d'eau douce et le mélange hivernal. La couche intermédiaire est composée de deux couches d'eau Pacifique, une Pacifique d'été (de ~50 à 80m de profondeur) chaude, salée, riche en oxygène et pauvre en nutriments et une Pacifique d'hiver (aux alentours de ~150m de profondeur) plus froide, plus salée, pauvre en oxygène et riche en nutriments. La couche profonde enfin (~200 à 400m de profondeur), est composée d'eaux d'origine Atlantique avec une salinité supérieure à 34, plus froides et pauvres en nutriments. Les couches d'eaux intermédiaires et profondes possèdent une halocline froide, la salinité augmente avec la profondeur à l'inverse de la température (Carmack et al., 1989 ; McLaughlin et al., 1996 ; McLaughlin et al., 2005 ; Lee et Whitley, 2005).

Sur la plateforme du Mackenzie, on retrouve la plupart de ces masses d'eaux (Carmack et al, 1989). Pendant l'hiver et au début du printemps, la couche de mélange est suffisamment riche en nutriments pour supporter une floraison phytoplanctonique mais le couvert de glace gêne la pénétration de la lumière. Le phytoplancton (principalement des algues de glace) se développe alors à la base du couvert de glace et lors de la fonte il est presque entièrement entraîné vers le fond et sert aux consommateurs benthiques. La lumière est donc le facteur limitant à cette période. Lors de la débâcle et à l'été, le facteur limitant est la quantité de nutriments. À la fin de l'hiver, la halocline agit comme une

barrière de densité pour les nutriments, ils demeurent en-dehors de la zone euphotique, à la base de la couche de mélange (dans la couche d'eau Pacifique) (Carmack et al., 2004). L'apport initial de nutriments est donc conditionné par l'importance des apports fluviaux. De plus, la fosse du Mackenzie est sujette à des remontées d'eaux (i.e. upwelling) qui apportent à la surface des eaux Pacifiques plus salées et riches en nutriments (Izeki et al., 1987 ; Carmack et al., 1989 ; Carmack et al., 2004).

Dans les enregistrements de la séquence sédimentaire 909B, on observe un pic de salinité à ~28 entre ~1700 et 1800 AD qui s'accompagne d'une augmentation de la proportion de kystes de dinoflagellés hétérotrophes (de ~40% à 60%) et d'une diminution de la durée du couvert de glace (de ~10 à 8 mois/an). Au cours des derniers 1000 ans, le paléoclimat de l'Arctique Canadien a pu être interprété à partir de carottes de glaces (Fisher et al., 1998), de sédiments lacustres, et des cernes des arbres (Gajewski et Atkinson 2003). On a observé que les années 1700 étaient relativement plus chaudes (moins que les températures actuelles) (Hughen et al., 2000 ; Gajewski et Atkinson 2003) et également plus sèches selon une étude récente des sédiments d'un lac du Yukon (Anderson et al., 2007). Une diminution des précipitations, une fonte précoce du couvert de glace, ou une formation tardive de ce couvert de glace, pourrait expliquer nos reconstitutions de salinité et de couvert de glace de mer. Une fonte plus précoce entraînerait la formation d'upwelling plus tôt dans la saison, ce qui favoriserait les dinoflagellés autotrophes. Cependant le décalage entre les cycles du phytoplancton et du zooplancton permettrait aux dinoflagellés hétérotrophes et aux ciliés hétérotrophes de se nourrir avant le zooplancton, et donc d'échapper à leur concurrence (Jacobson et Anderson, 1986 ; Jacobson et Anderson, 1992 ;

Hansen et al., 1996 ; Carmack et al., 2004 ; Lee et Whitledge, 2005). Une formation plus tardive de la glace favoriserait le transport, par les forts vents hivernaux, des eaux de surface de faible salinité vers le large, et la remontée d'eaux plus salées et faibles en nutriments près de la côte (Carmack et al., 2004). L'une ou l'autre de ces hypothèses, ou une combinaison des deux, pourrait expliquer le pic de salinité, reconstitué entre ~1700 et 1800 AD dans la séquence 909B, et qui s'accompagne d'une brusque diminution de la durée du couvert de glace et d'une diminution de ~20% de la proportion de kystes de dinoflagellés autotrophes.

Le réchauffement global actuel est attribué au relargage des gaz à effet de serre d'origine anthropique (Hansen et al., 2000 ; Watson et al., IPCC 2001 ; Alley et al., IPCC 2007). Cependant, nos reconstitutions montrent que l'augmentation des températures estivales des eaux de surface a débuté avant le LIA, donc avant l'Ère Industrielle, ce qui laisse supposer une tendance climatique naturelle au réchauffement, du moins pour les derniers ~1000 ans. En revanche, on observe un ralentissement de ce réchauffement synchrone avec une diminution importante de la productivité associée aux dinokystes et le début de l'Ère Industrielle (Fig. 6). Cette diminution de la productivité pourrait être indicatrice des effets anthropiques superposés à la tendance climatique naturelle. Nos enregistrements indiquent une légère augmentation de la température de surface d'environ 0.5 à 1.0°C au cours des derniers ~200 ans dans la mer de Beaufort (Fig. 8B), ce qui est comparable à l'augmentation de la température de l'air dans l'Arctique mesurée depuis les derniers ~150 ans (Watson et al., IPCC 2001). Les reconstitutions climatiques que nous obtenons pour notre zone d'étude sont le résultat d'une combinaison d'influences locales et

globales. Cependant, elles ne nous permettent pas d'être affirmatif quant à la prépondérance de l'origine anthropique du réchauffement climatique sur la variabilité climatique naturelle.

## 2.5 CONCLUSION

Les reconstitutions obtenues à partir des trois séquences sédimentaires prélevées dans la fosse du Mackenzie, à l'embouchure du fleuve, ont permis de documenter l'évolution des conditions paléocéanographiques dans cette zone sur une période de 1000 ans. On a pu observer une augmentation de la température estivale des eaux de surface à laquelle est associé un changement dans les assemblages de dinokystes. Ce changement est caractérisé par le passage d'un assemblage dominé par des kystes de dinoflagellés hétérotrophes (en moyenne à 55%) avant le début de l'Ère Industrielle (~1800-1850 AD), à un assemblage dominé par les kystes de dinoflagellés autotrophes (en moyenne à 75%) par la suite. Cependant, on note vers 1800-1850 AD un ralentissement du réchauffement alors que les flux de dinokystes associés à la productivité de la zone diminuent.

Les changements d'assemblages de dinokystes et de nos paramètres reconstitués s'opèrent dans le temps et dans l'espace dans notre zone d'étude. On observe une diminution de l'influence du fleuve Mackenzie de la côte (carotte 912A) vers le large (carotte 906B). Ainsi, le changement d'assemblage, la transition vers une dominance des kystes de dinoflagellés autotrophes, le ralentissement de l'augmentation de la température, la diminution de la salinité, le minimum du couvert de glace, tous ces changements se produisent plus tardivement à mesure que l'on s'éloigne de la côte. Le fait que l'augmentation de la température estivale des eaux de surface ait commencé avant le LIA, et donc bien avant le début de l'Ère Industrielle, plaide pour une tendance climatique

naturelle de ce réchauffement plutôt qu'anthropique. La diminution de la productivité des dinokystes durant l'Ère Industrielle pourrait être liée aux activités humaines.

## CONCLUSION GÉNÉRALE

Notre étude est un aperçu plus détaillé d'une zone de l'Arctique canadien encore mal connue. À partir de l'analyse des 34 échantillons de sédiments de surface de la mer de Beaufort, prélevés sur la plateforme du Mackenzie et dans le golfe d'Amundsen, nous avons pu déterminer qu'il s'agissait d'une zone avec d'importants flux de dinokystes par rapport à d'autres régions arctiques ou sub-arctiques. Et, bien que les dinokystes ne représentent qu'une petite fraction des flux de matière organique dans la colonne d'eau, ils représentent une importante fraction de la matière organique piégée dans les sédiments du fait de la grande résistance de leur membrane. Les flux de dinokystes constituent donc un bon indicateur de la productivité pélagique du milieu.

L'influence du fleuve Mackenzie et de sa plume n'est pas à négliger. Ainsi les concentrations de dinokystes augmentent graduellement en s'éloignant de la plume, les plus fortes se retrouvant dans le golfe d'Amundsen, particulièrement au nord, dans la polynie du Cap Bathurst. De même le fleuve est une source de nutriments pour les diatomées marines et pour les dinokystes de taxa hétérotrophes qui s'en nourrissent. Ces derniers se retrouvent principalement sur la plateforme du Mackenzie, dans la zone d'influence de la plume. Malgré tout, la zone d'étude est dominée par des dinokystes de taxa autotrophes. Nous avons pu mettre en évidence 2 principaux assemblages actuels de dinokystes. Le premier, délimitant la plateforme du Mackenzie et l'embouchure du golfe d'Amundsen, est constitué de 3 sous-assemblages qui illustrent la forte présence des taxa hétérotrophes dans la plume et leur diminution en s'éloignant du fleuve et avec l'augmentation de l'influence marine. Le

deuxième assemblage délimite la zone de la polynie du Cap Bathurst, au nord du golfe d'Amundsen, et est dominé par des dinokystes de taxa autotrophes. Ces assemblages ont maintenant été ajoutés à la base de donnée du GEOTOP, et ont permis les reconstitutions paléocéanographiques à partir de nos 3 séquences sédimentaires.

Les trois carottes employées pour les reconstitutions des conditions paléocéanographiques (température, salinité, durée du couvert de glace, production primaire) ont été prélevées dans la fosse du Mackenzie. Cette zone, située à l'embouchure du fleuve Mackenzie, possède les plus importants taux de sédimentation de la zone d'étude et donne ainsi à nos carottes une résolution décennale à pluriannuelle. Une telle résolution nous permet de visualiser les changements dans les paramètres reconstitués sur une période récente, les derniers 1000 ans, et de pouvoir comparer les périodes pré et post-industrielles. Au cours du dernier millénaire, on a observé une tendance générale à l'augmentation de la température estivale des eaux de surface et une diminution de la durée du couvert de glace. Deux assemblages ont caractérisé cette période. Le premier, l'assemblage fossile est caractérisé majoritairement par des kystes de dinoflagellés hétérotrophes. Le second, l'assemblage moderne datant de ~1800-1850 AD, caractérisant le début de l'Ère Industrielle, est caractérisé majoritairement par des kystes de dinoflagellés autotrophes. Cet assemblage est consistant avec la dominance des kystes de dinoflagellés autotrophes observée lors de l'analyse des sédiments de surface.

Une inflexion du réchauffement a été observée depuis ~1850 AD, la température de surface reconstituée continue à augmenter durant l'Ère Industrielle mais à une vitesse moindre (~0.5-1.0°C en ~150 ans). À cette inflexion correspond une diminution des flux de

dinokystes, suggérant une diminution de la productivité pélagique. La plupart des indicateurs ou des reconstitutions dans l'Arctique se font à une résolution plus faible que la notre, quasi-millénaire, rendant les comparaisons limitées. Cependant, certains indicateurs permettent de recouper plus ou moins notre période d'étude avec une résolution assez proche. L'ensemble de nos observations est cohérent avec celles rapportées par ces indicateurs (diatomées lacustres, carottes de glace, varves de sédiments lacustres, glaciers...), dans d'autres régions de l'Arctique. En effet, tous ces indicateurs signalent un réchauffement des conditions entraînant une diminution de la durée du couvert de glace et un changement dans les communautés planctoniques.

L'actuel réchauffement climatique est habituellement associé au relargage des gaz à effet de serre issus des activités anthropiques. Cependant, la tendance à l'augmentation de la température des eaux de surface dans nos reconstitutions est antérieure au LIA et donc au début de l'Ère Industrielle. Il semble donc que le réchauffement reconstitué au cours des derniers ~1000 ans réponde à une variabilité climatique naturelle. La diminution constante de la productivité des dinokystes observée depuis le début de l'Ère Industrielle dans notre zone d'étude, pourrait être le signal de l'impact des effets anthropiques dans cette région. La surimposition de ces effets anthropiques sur la tendance climatique naturelle pourrait être à l'origine du ralentissement du réchauffement que nous observons depuis le début de l'Ère Industrielle. Des études ultérieures à plus haute résolution temporelle de cette zone pourrait permettre de mettre en évidence les mécanismes sous-jacents à un tel phénomène.

## RÉFÉRENCES ÉLECTRONIQUES

### **Environnement Canada – Archived Hydrometric Data (HYDAT)**

Donne accès aux données hydrométriques d'Environnement Canada pour diverses stations sur le territoire.

Adresse URL : [http://www.wsc.ec.gc.ca/hydat/H2O/index\\_e.cfm?cname=main\\_e.cfm](http://www.wsc.ec.gc.ca/hydat/H2O/index_e.cfm?cname=main_e.cfm)

### **The R project for statistical computing**

Pour télécharger le programme à utiliser pour faire tourner les fonctions de transfert, et son mode d'emploi.

Adresse URL : <http://www.r-project.org>

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdul Aziz, O.I. and Burn, D.H., 2006. Trends and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin. *Journal of Hydrology*, 319, 282-294.
- Alley, R., Berntsen, T., Bindoff, N. L., Chen, Z., Chidthaisong, A., Friedlingstein, P., Gregory, J., Hegerl, G., Heimann, M., Hewitson, B., Hoskins, B., Joos, F., Jouzel, J., Kattsov, V., Lohmann, U., Manning, M., Matsuno, T., Molina, M., Nicholls, N., Overpeck, J., Qin, D., Raga, G., Ramaswamy, V., Ren, J., Rusticucci, M., Solomon, S., Somerville, R., Stocker, T. F., Stott, P., Stouffer, R. J., Whetton, P., Wood, R. A. and Wratt, D., 2007. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2007.
- Anderson, L., Abbott, M. B., Finney, B. P. and Burns, S. J., 2007. Late Holocene moisture balance variability in the southwest Yukon Territory, Canada. *Quaternary Science Reviews*, 26, 130-141.
- Appleby, P.G. and Oldfield, F., 1983. The assessment of  $^{210}\text{Pb}$  data from sites with varying sediment accumulation rates. *Hydrobiologia*, 103, 29-35.
- Arrigo, K.R. and van Dijken, G.L., 2004. Annual cycles of sea ice and phytoplankton in Cape Bathurst polynya, southeastern Beaufort Sea, Canadian Arctic. *Geophysical Research Letters*, 31, L08304.

- Blasco, S.M., Fortin, G., Hill, P.R., O'Connor, M.J. and Brigham-Grette, J.K., 1990. The Late Neogene and Quaternary stratigraphy of the Canadian Beaufort continental shelf. In : Grantz, A., Johnson, L. and Sweeney, J.F. (Eds.), The Arctic Ocean region. Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. L., pp. 491-502.
- Boessenkool, K.P., van Gelder, M.J., Brinkhuis, H. and Troelstra, S.R., 2001. Distribution of organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments from transects across the Polar Front offshore southeast Greenland. *Journal of Quaternary Science*, 16(7), 661-666.
- Carmack, E.C., Macdonald, R.W. and Jasper, S., 2004. Phytoplankton productivity on the Canadian Shelf of the Beaufort Sea. *Marine Ecology Progress Series*, 277, 37-50.
- Carmack, E. C. and Macdonald, R. W., 2002. Oceanography of the Canadian Shelf of the Beaufort Sea : a setting for marine life. *Arctic*, 55(1), 29-45.
- Carmack, E. C., Macdonald, R. W. and Papadakis, J. E., 1989. Water mass structure and boundaries in the Mackenzie Shelf estuary. *Journal of Geophysical Research*, 94(C12), 18043-18055.
- Clarke, K.R. and Gorley, R.N., 2001. PRIMER v5 : user Manual/Tutorial. PRIMER-E Ltd, Plymouth Marine Laboratory, UK.
- Cremer H., 1998. Die Diatomeen der Laptev See (Arktischer Ozean): Taxonomie und biogeographische Verbreitung. *Reports on Polar Research*, 260, 1-225.

de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S. and Turon, J.-L., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 24, 897-924.

de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P.J., Rochon, A., Boessenkool, K.P., Eynaud, F., Grøsfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M.J., Kunz-Pirrung, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L. and Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas : the new 'n=677' data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 16(7), 681-698.

de Vernal, A. and Hillaire-Marcel, C., 2000. Sea-ice cover, sea-surface salinity and halo-/thermocline structure of the northwest North Atlantic : modern versus full glacial conditions. *Quaternary Science Reviews*, 19, 65-85.

de Vernal, A., Bilodeau, G., Hillaire-Marcel, C. and Kassou, N., 1992. Quantitative assessment of carbonate dissolution in marine sediments from foraminifer linings vs. shell ratios ; Davis Strait, Northwest North Atlantic. *Geology*, 20(6), 527-530.

de Vernal, A. and Giroux, L., 1991. Distribution of organic walled microfossils in recent sediments from the Estuary of Gulf of St. Lawrence : some aspects of the organic matter fluxes. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences*, 113, 189-199.

- Dyrgerov, M.B. and Meier, M.F., 2000. Twentieth century climate change : evidence from small glaciers. Presentation of the National Academy of Sciences of the USA, 97(4), 1406-1411.
- Dumas, J., Carmack, E. and Melling, H., 2005. Climate change impacts on the Beaufort shelf landfast ice. *Cold Regions Science and Technology*, 42, 41-51.
- Fensome, R.A. and Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellages. Contribution Series Number 42, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, TX.
- Fisher, H., Werner, M., Wagenbach, D., Schwager, M., Thorsteinsson, T., Wilhelms, F., Kipfstuhl, J. and Sommer, S., 1998. Little Ice Age clearly recorded in northern Greenland ice cores. *Geophysical Research Letters*, 25(10), 1749-1752.
- Gajewski, K. and Atkinson, D. A., 2003. Climatic change in northern Canada. *Environmental Reviews*, 11, 69-102.
- Gajewski, K., Hamilton, P.B. and McNeely, R., 1997. A high resolution proxy-climate record from an arctic lake with annually-laminated sediments on Devon Island, Nunavut, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 17(2), 215-225.
- Giovando, L.F. and Herlinveaux, R.H., 1981. A discussion of factors influencing dispersion of pollutants in the Beaufort Sea. *Pacific Marine Science Report* , 81(4), p. 198.

- Grøsfjeld, K. and Harland, R., 2001. Distribution of modern dinoflagellate cysts from inshore areas along the coast of southern Norway. *Journal of Quaternary Science*, 16(7), 651-659.
- Guiot, J. and Goeury, C., 1996. PPPbase, a software for statistical analysis of Paleoecological and Paleoclimatological data. *Dendrochronologia*, 14, 295-300.
- Hamel, D., de Vernal, A., Gosselin, M. and Hillaire-Marcel, C., 2002. Organic-walled microfossils and geochemical tracers: Sedimentary indicators of productivity changes in the North Water and northern Baffin Bay during the last centuries. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 49, 5277-5295.
- Hansen, B., Christiansen, S. and Pedersen, G., 1996. Plankton dynamics in the marginal ice zone of the central Barents Sea during spring : carbon flow and structure of the gazer food chain. *Polar Biology*, 16, 115-128.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lacis, A. and Oinas, V., 2000. Global warming in the twenty-first century: an alternative scenario. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 97(18), 9875-9880.
- Head, M.J., Harland, R. and Matthiessen, J., 2001. Cold marine indicators of the late Quaternary : the new dinoflagellate cyst genus *Islandinium* and related morphotypes. *Journal of Quaternary Science*, 16(7), 621-636.

- Heusser, L., 1983. Pollen distribution in the western North Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 8(1), 77-88.
- Hill, P.R., Lewis, C.P., Desmarais, S., Kauppaymuthoo, V. and Rais, H., 2001. The Mackenzie Delta : sedimentary processes and facies of a high-latitude, fine-grained delta. *Sedimentology*, 48, 1047-1078.
- Hill, P.R., 1996. Late Quaternary sequence stratigraphy of the Mackenzie Delta. *Canadian Journal of Earth Science*, 33, 1064-1074.
- Hill, P.R., Blasco, S.M., Harper, J.R. and Fissel, D.B., 1991. Sedimentation on the Canadian Beaufort Shelf. *Continental Shelf Research*, 11(8-10), 821-842.
- Hill, V., Cota, G. and Stockwell, D., 2005. Spring and summer phytoplankton communities in the Chukchi and Eastern Beaufort Seas. *Deep-Sea Research II*, 52, 3369-3385.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Lucotte, M., Mucci, A., Bilodeau, G., Rochon, A., Vallières, S. and Wu, G., 1994. Productivité et flux de carbone dans la mer du Labrador au cours des derniers 40 000 ans. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31, 139-158.
- Horner, R., 1984. Phytoplankton abundance, Chlorophyll a, and Primary Productivity in the western Beaufort Sea. In: Barnes, P., W., Schell, D., M., Reimnitz, E (eds) *The Alaskan Beaufort Sea: ecosystems and environments*. Academic Press, pp 295-310.

- Hsiao, S.I.C., Foy, M.G. and Kittle, D.W., 1977. Standing stock, community structure, species composition, distribution, and Primary Production of natural populations of phytoplankton in the southern Beaufort Sea. *Can. J. Bot.*, 55, 685-694.
- Hughen, K. A., Overpeck, J. T. and Anderson, R. F., 2000. Recent warming in a 500-year palaeotemperature record from varved sediments, Upper Soper Lake, Baffin Island, Canada. *The Holocene*, 10(1), 9-19.
- Iseki, K., Macdonald, R. W. and Carmack E., 1987. Distribution of particulate matter in the southeastern Beaufort Sea in late summer. *Polar Biology*, 1, 35-46.
- Jacobson, D.M. and Anderson, D.M., 1992. Ultrastructure of the feeding apparatus and myonemal system of the heterotrophic dinoflagellate *Protoperidinium spinulosum*. *Journal of Phycology*, 28(1), 69-82.
- Jacobson, D.M. and Anderson, D.M., 1986. Thecate heterotrophic dinoflagellates: feeding behavior and mechanisms. *Journal of Phycology*, 22, 249-258.
- Kunz-Pirrung, M., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relationship to hydrographic conditions. *Journal of Quaternary Science*, 16(7), 637-649.
- Lee, S. H. and Whitley, T. E., 2005. Primary and new production in the deep Canada Basin during summer 2002. *Polar Biology*, 28, 190-197.

- Lewis, J., Dodge, J. D. and Powell, A. J., 1990. Quaternary dinoflagellate cysts from the upwelling system offshore Peru, Hole 686B, ODP LEG 112. In: Suess, E., von Huene, R., et al. (Eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 112, pp. 323-328.
- Loso, M.G., Anderson, R.S., Anderson, S.P. and Reimer, P.J., 2006. A 1500-year record of temperature and glacial response inferred from varved Iceberg Lake, southcentral Alaska. *Quaternary Research*, 66(1), 12-24.
- Macdonald, R.W., Naidu, A.S., Yunker, M.B. and Gobeil, C., 2004. The Beaufort Sea : distribution, sources, fluxes and burial of organic carbon. In : Stein, R. and Macdonald, R.W. (Eds.), *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. Springer Publishing Company, Berlin, pp. 177-193.
- Macdonald, R.W., Solomon, S.M., Cranston, R.E., Welch, H.E., Yunker, M.B. and Gobeil, C., 1998. A sediment and organic carbon budget for the Canadian Beaufort Shelf. *Marine Geology*, 144, 255-273.
- Macdonald, 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, 895-919.
- McLaughlin, F., Shimada, K., Carmack, E., Itoh, M. and Nishino, S., 2005. The hydrography of the southern Canada Basin, 2002. *Polar Biology*, 28, 182-189.

- McLaughlin, F. A., Carmack, E. C., Macdonald, R. W. and Bishop, J. K. B., 1996. Physical and geochemical properties across the Atlantic/Pacific water mass front in the southern Canada Basin. *Journal of Geophysical Research*, 101(C1), 1183-1197.
- MacNeill, M.R. and Garrett, J.F., 1975. Open water surface currents. Beaufort Sea Technical Report, 17, 113.
- Melling, H., 2000. Exchanges of freshwater through the shallow straits of the North American Arctic. In : Lewis, E.L., Jones, E.P., Lemke, P., Prowse, T.D. and Wadhams, P. (Eds.), *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*. NATO Science Partnership Sub-series : 2, Environmental Security Volume 70, Kluwer Academic Publishers : Dordrecht; pp. 479-502.
- Michelutti, N., Douglas, M.S.V., Wolfe, A.P. and Smol, J.P., 2006. Heightened sensitivity of a poorly buffered high arctic lake to late-Holocene climatic change. *Quaternary Research*, 65, 421-430.
- Miller, G.H., Wolfe, A.P., Briner, J.P., Sauer, P.E. and Nesje, A., 2005. Holocene glaciation and climate evolution of Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1703-1721.
- Mudie, P.J. and Rochon, A., 2001. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region. *Journal of Quaternary Science*, 16(7), 603-620.
- National Climate Data Center (NCDC), 1953-2000. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>.

National Oceanographic Data Center (NODC), World Ocean Atlas 2001. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), [http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD01/pr\\_wod01.html](http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD01/pr_wod01.html).

O'Brien, M.C., Macdonald, R.W., Melling, H. and Iseki, K., 2006. Particle fluxes and geochemistry on the Canadian Beaufort Shelf : Implications for sediment transport and deposition. *Continental Shelf Research*, 26, 41-81.

Oldfield, F. and Appleby, P.G., 1984. Empirical testing of <sup>210</sup>Pb-dating models for lake sediment In : Haworth, E.Y. and Lund, J.W.G. (Ed) *Lake sediments and environmental history*, p93, University of Minnesota Press.

Parsons, T.R., Webb, D.G., Rokeby, B.E., Lawrence, M., Hopky, G.E. and Chipczak, D.B., 1989. Autotrophic and Heterotrophic production in the Mackenzie River/Beaufort Sea Estuary. *Polar Biology*, 9, 261-266.

Parsons, T.R., Webb, D.G., Dovey, H., Haigh, R., Lawrence, M. and Hopky, G.E., 1988. Production studies in the Mackenzie River – Beaufort Sea Estuary. *Polar Biology*, 8, 235-239.

Parsons, T.R., Takahashi, M. and Hargrave, B., 1984. *Biological oceanographic processes*. 3<sup>e</sup> ed. Pergamon Press, New York.

Piot, A., 2007. Étude expérimentale de l'influence de la bioturbation exercée par les annélides *Nephtys caeca* (Fabricius) et *Nereis virens* (Sars) sur la répartition des kystes de dinoflagellés

dans le sédiment. Mémoire de Maîtrise en Océanographie déposé à l'Université du Québec à Rimouski.

Radi, T., Pospelova, V., de Vernal, A. and Barrie, J. V., 2007. Dinoflagellate cysts as indicators of water quality and productivity in estuarine environments of British Columbia. *Marine Micropaleontology*, 62, 269-297.

Radi, T. and de Vernal, A., 2004. Dinocyst distribution in surface sediments from the northeastern Pacific margin (40-60°N) in relation to hydrographic conditions, productivity and upwelling. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 128, 169-193.

Radi, T., de Vernal, A. and Peyron, O., 2001. Relationships between dinoflagellate cyst assemblages un surface sediment and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas. *Journal of Quaternary Science*, 16(7), 667-680.

Rayback, S. A. and Henry, G. H. R., 2006. Reconstruction of Summer Temperature for a Canadian High Arctic site from retrospective analysis of the dwarf shrub, *Cassiope tetragona*. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 38(2), 228-238.

Richerol, T., Rochon, A., Blasco, S., Scott, D., Schell, T. and Bennett, R., 2007 (*soumis*). Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments of the Mackenzie Shelf and Amundsen Gulf, Beaufort Sea (Canada). *Journal of Marine Systems*.

- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.-L., Matthiessen, J. and Head, M.J., 1999. Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. Contribution Series Number 35, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation : Dallas, TX; 152pp.
- Rochon, A. and de Vernal, A., 1994. Palynomorph distribution in recent sediments from the Labrador Sea. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31, 115-127.
- Rothrock, D.A., Yu, Y. and Maykut, G.A., 1999. Thinning of the Arctic Sea-Ice Cover. *Geophysical Research Letters*, 26(23), 3469-3472.
- Roulet, M., Lucotte, M., Canuel, R., Farella, N., Courcelles, M., Guimarães, J.-R.D., Mergler, D. and Amorim, M., 2000. Increase in mercury contamination recorded in lacustrine sediment following deforestation in the central Amazon. *Chemical Geology*, 165, 243-266.
- Rühland, K. and Smol, J.P., 2005. Diatom shifts as evidence for recent Subarctic warming in a remote tundra lake, NWT, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226, 1-16.
- Rühland, K., Priesnitz, A. and Smol, J.P., 2003. Paleolimnological evidence from diatoms for recent environmental changes in 50 lakes across Canadian Arctic Treeline. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35(1), 110-123.

Smol, J.P., Wolfe, A.P., Birks, H.J.B., Douglas, M.S.V., Jones, V.J., Korhola, A., Pienitz, R., Rühland, K., Sorvari, S., Antoniades, D., Brooks, S.J., Fallu, M.-A., Hughes, M., Keatley, B.E., Laing, T.E., Michelutti, N., Nazarova, L., Nyman, M., Paterson, A.M., Perren, B., Quinlan, R., Rautio, M., Saulnier-Talbot, E., Siitonen, S., Solovieva, N. and Weckström, J., 2005. Climate-driven regime shifts in the biological communities of arctic lakes. *Presentation of the National Academy of Sciences of the USA*, 102(12), 4397-4402.

Solomina, O. and Alverson, K., 2004. High latitude Eurasian paleoenvironments : introduction and synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209, 1-18.

Stein, R. and Macdonald, R.W., 2004. *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. Springer, Berlin 363pp.

Subba Rao, D.V. and Platt, T., 1984. Primary Production of Arctic waters. *Polar Biology*, 3, 191-201.

Vilks, G., Wagner, F.J.E. and Pelletier, B.R., 1979. The Holocene marine environment of the Beaufort Shelf. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 303, 43pp.

Voronina, E., Polyak, L., de Vernal, A. and Peyron, O., 2001. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages. *Journal Quaternary Science*, 16(7), 717-726.

- Wang, J., Cota, G.F. and Comiso, J.C., 2005. Phytoplankton in the Beaufort and Chukchi seas : distribution, dynamics, and environmental forcing. *Deep-Sea Research II*, 52, 3355-3368.
- Watson, R. T., Albritton, D. L., Barker, T., Bashmakov, I. A., Canziani, O., Christ, R., Cubasch, U., Davidson, O., Gitay, H., Griggs, D., Halsnaes, K., Houghton, J., House, J., Kundzewicz, Z., Lal, M., Leary, N., Magadza, C., McCarthy, J. J., Mitchell, J. F. B., Moreira, J. R., Munasinghe, M., Noble, I., Pachauri, R., Pittock, B., Prather, M., Richels, R. G., Robinson, J. B., Sathaye, J., Schneider, S., Scholes, R., Stocker, T., Sundararaman, N., Swart, R., Taniguchi, T. and Zhou, D., 2001. *Climate change 2001 : Synthesis Report*. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 2001.
- Zonneveld, K. A. F., Versteegh, G. J. M. and de Lange, G. J., 1997. Preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in different oxygen regimes: a 10,000 years natural experiment. *Marine Micropaleontology*, 29, 393-405.
- Zonneveld, K. A. F. and Brummer, G.-J. A., 2000. (Palaeo-)ecological significance, transport and preservation of organic-walled dinoflagellate cysts in the Somali Basin, NW Arabian Sea. *Deep-Sea Research II*, 47, 2229-2256.
- Zonneveld, K. A. F., Versteegh, G. J. M. and de Lange, G. J., 2001. Palaeoproductivity and post-depositional aerobic organic matter decay reflected by dinoflagellate cyst assemblages of the Eastern Mediterranean S1 sapropel. *Marine Geology*, 172, 181-195.