



Université du Québec
à Rimouski

Variabilité de la dynamique sédimentaire et des conditions de surface de l'eau dans le nord-est de la baie de Baffin et le détroit de Nares au cours de l'Holocène, basée sur une approche multi-proxy

Thèse présentée

dans le cadre du programme de doctorat en océanographie
en vue de l'obtention du grade de Philosophiae doctor (Ph.D)

PAR

© Myriam Caron

Juin 2019

Composition du jury :

Pascal Bernatchez, président du jury, Université du Québec à Rimouski

**Jean-Carlos Montero-Serrano, directeur de recherche, Université du Québec à
Rimouski**

Guillaume St-Onge, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski

André Rochon, codirecteur de recherche, Université du Québec à Rimouski

Frédérique Eynaud, examinateur externe, Université de Bordeaux, France

Dépôt initial le 1 février 2019

Dépôt final le 19 juin 2019

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.

« Make a radical change in your lifestyle and begin to boldly do things which you may previously never have thought of doing or been too hesitant to attempt. So many people live within unhappy circumstances and yet will not take the initiative to change their situation because they are conditioned to a life of security, conformity, and conservation, all of which may appear to give one peace of mind, but in reality, nothing is more damaging to the adventurous spirit within a man than a secure future. The very basic core of a man's living spirit is his passion for adventure. The joy of life comes from our encounters with new experiences, and hence there is no greater joy than to have an endlessly changing horizon, for each day to have a new and different sun. If you want to get more out of life, you must lose your inclination for monotonous security and adopt a helter-skelter style of life that will at first appear to you to be crazy. But once you become accustomed to such a life you will see its full meaning and its incredible beauty. »

— Jon Krakauer, *Into the Wild*

AVANT-PROPOS

Ce projet de doctorat s'est intégré dans le cadre d'un projet plus global (GreenEdge) qui vise à étudier l'évolution de la (paléo-) productivité le long d'une marge glaciaire ainsi que la pénétration des masses d'eau Atlantique dans le nord de la baie de Baffin et du détroit de Nares au cours de l'Holocène. Cette thèse représente ainsi un des volets géologiques de ce projet, conjointement avec d'autres projets de recherche et d'autres instituts au Canada, France et Danemark. Ce doctorat a également été réalisé dans le cadre du programme ArcTrain, un programme de recherche international, visant à soutenir des projets étudiants ayant pour sujet l'Arctique. Il y a aujourd'hui beaucoup d'intérêt scientifique pour la baie de Baffin, qui est une région clé de la zone subarctique et dont le sédiment marin représente une source très importante d'informations concernant le dernier cycle glaciaire-interglaciaire. C'est donc avec l'envie d'apporter de nouveaux éléments qu'est né ce projet de recherche qui vise à étudier les archives sédimentaires de la baie de Baffin. Pour ma part, ayant toujours été très intéressée par les sciences de la Terre et encore plus particulièrement par la paléoclimatologie, c'est avec un grand enthousiasme qu'en 2015, j'ai quitté la France pour le Québec afin de me joindre à ce projet, et c'est ainsi que j'ai démarré ce doctorat en géologie marine à l'Institut des Sciences de la mer de Rimouski. Ce doctorat fût très enrichissant, aussi bien en termes de connaissances acquises qu'en expériences vécues, professionnellement et personnellement. J'entends par là : la découverte du Canada et plus précisément du Québec, aussi bien des paysages que de la culture québécoise, tout ça en plus associée à de nombreuses belles rencontres ; mais aussi le temps passé à étudier la baie de Baffin et la calotte glaciaire du Groenland avec comme révélation que la région Arctique me passionne aujourd'hui plus que jamais. Après quatre années de travail sur ce beau projet de thèse, je suis satisfaite d'apporter de nouvelles précisions concernant l'histoire paléoenvironnementale Holocène de la baie de Baffin.

Étant désormais à la fin de ce projet de thèse, je tiens à remercier les nombreuses personnes qui m'ont de près ou de loin, soutenu et permis d'aller jusqu'au bout de ce projet. Je tiens tout d'abord à remercier mes trois directeurs de thèse : Jean-Carlos Montero-Serrano, Guillaume St-Onge et André Rochon, qui m'ont permis de faire ce projet de thèse et de découvrir le monde de l'océanographie et plus particulièrement, de la géologie marine. Merci aussi à mes superviseurs de Master à l'université de Lille (France) : Viviane Bout-Roumazeilles et Aloys Bory, pour m'avoir initié à la paléoclimatologie et sans qui je n'aurais pas pu démarrer cette thèse. Je souhaite aussi remercier les collègues du groupe GreenEdge : Eleanor Georgiadis, Jacques Giraudeau, Audrey Limoges et Guillaume Massé, pour toutes les intenses discussions scientifiques qui ont contribué à faire avancer mon raisonnement.

Je remercie énormément le programme ArcTrain pour le soutien financier tout au long du doctorat, mais aussi pour les nombreuses activités organisées, incluant les réunions annuelles, workshops, rencontres lors de congrès et également une expérience exceptionnelle sur un bateau de recherche en Arctique, le *N/R Polarstern* pour l'université flottante. ArcTrain m'a ainsi permis de rencontrer un groupe de gens incroyables, tous passionnés par l'Arctique et dont beaucoup sont devenus des amis proches. Un merci tout particulier à Cynthia Le Duc, pour avoir été une excellente coordinatrice ArcTrain.

Il est difficile de prendre du recul, de remettre les choses en perspectives, sans les nombreuses discussions que l'on peut avoir avec un groupe de travail, et je tiens ainsi à remercier mes collègues et amis du laboratoire de géologie marine de l'ISMER : Julie, Arthur, Adriana, Quentin, Pierre-Arnaud, Charles-Edouard, Marie, Omi, Yan, Simon, Naïs, Sarah, Fatma, et Edouard. Et un grand merci aux techniciens Quentin Beauvais et Marie-Pier St-Onge, pour l'aide technique durant mes analyses en laboratoire.

Je pense que rien de tout ça n'aurait été possible sans le soutien des amis, d'un bord à l'autre de l'Atlantique. Je souhaite ainsi remercier les amis de Rimouski (Gwen, Angy, Jean, Charles, Geneviève, Camille, Efflam), les amis ArcTrain (Charles, Camille, Amélie, Pascal, Damien, et les autres qui sont au Canada ou en Allemagne), les amis qui sont loin

(Pierre, Astrid, Julien, Audrey, Stéphanie, Maïté, Eloïsa) et ceux que je ne cite pas mais que je n'oublie pas.

Finalement, le soutien le plus important, celui qui m'a aidé à tenir bon dans les moments les plus difficiles, c'est celui de ma famille. Un grand merci à mes parents, mes grands-parents, mes frères et sœurs, ... qui n'ont jamais cessé de me soutenir, de m'encourager et de me dire qu'ils étaient fiers de moi.

RÉSUMÉ

Ce projet de thèse a eu pour but d'étudier la variabilité paléoenvironnementale du nord-est de la baie de Baffin et du détroit de Nares au cours de l'Holocène. Pour parvenir à cela, trois carottes sédimentaires ont été collectées sur le plateau continental nord-ouest groenlandais (AMD14-204 et AMD14-210) et dans le bassin de Kane (AMD14-Kane2B).

Le premier objectif de la thèse a donc été d'établir une chronostratigraphie fiable pour les trois carottes de sédiment. Cependant, la datation par les moyens traditionnels (p. ex., radiocarbone) peut se révéler ardu dans les régions de hautes-latitudes, entre autres à cause d'une forte dissolution des carbonates, et c'est pourquoi une méthode de datation complémentaire a été utilisée : le paléomagnétisme. Ainsi, les variations séculaires de l'orientation (inclinaison et déclinaison) et de la paléointensité relative du champ magnétique terrestre ont été analysées pour les trois carottes sédimentaires. Par la suite, les comparaisons de ces variations paléomagnétiques séculaires avec d'autres enregistrements régionaux et un modèle géomagnétique ont permis de déterminer des marqueurs chronostratigraphiques (*tie-points*). En complément de la datation radiocarbone (^{14}C), ces marqueurs ont finalement permis de réaliser des modèles d'âges fiables pour les trois carottes sédimentaires de cette étude, servant ainsi de base pour le reste du projet. La chronostratigraphie établie pour les trois carottes sédimentaires a confirmé qu'elles couvraient bien la majeure partie de l'Holocène (base des carottes AMD14-204, AMD14-210 et AMD14-Kane2B respectivement à 9.1, ~9.5 et 9.0 cal ka BP). Les résultats de ce premier chapitre, associés à des analyses de la lithologie et des propriétés physiques du sédiment ont permis de mettre en évidence des variations correspondant à l'établissement des conditions postglaciaire après la fin de la dernière déglaciation.

La seconde partie du projet de recherche s'est concentrée sur l'évolution des conditions océaniques de surface pour les deux zones d'études (NE baie de Baffin et détroit de Nares) au cours de l'Holocène, en se basant sur des assemblages de kystes de dinoflagellés (dinokystes). La technique des analogues modernes, qui permet de déterminer les propriétés de la colonne d'eau d'une période donnée en se basant sur les assemblages de dinokystes et sur une base de données, a été utilisée afin de reconstituer les conditions de surface de l'eau pour les deux zones d'étude. Ainsi, les résultats ont révélé des changements importants dans les assemblages de dinokystes, associés à des variations des conditions de surface de l'eau (température, salinité, couvert de glace, productivité). Ces variations correspondent aux trois périodes climatiques majeures de l'Holocène : la fin de la déglaciation, le maximum thermal de l'Holocène et la Néoglaciation. De plus, les résultats ont confirmé une asynchronie apparente dans la mise en place des conditions plus chaudes liées au maximum thermal de l'Holocène, se produisant plus tôt dans la région du bassin de Kane (~8,0/7,0 cal ka BP) que dans le nord-est de la baie de Baffin (~7,5/5,5 cal ka BP).

Finalement, dans une troisième partie, les propriétés minéralogiques et géochimiques du sédiment ont été analysées dans les trois carottes sédimentaires afin de déterminer les variations de la provenance et des processus de transport du sédiment détritique. L'utilisation du programme SedUnMixMC a permis de distinguer les différentes sources de sédiment à partir des assemblages minéralogiques. Les résultats ont montré des changements dans la dynamique sédimentaire qui sont associés au retrait des glaciers des calottes glaciaires du Groenland et Innuitiennne, et à des variations océanographiques liées au courant ouest groenlandais circulant dans le nord-est de la baie de Baffin, et à l'eau Arctique entrant par le détroit de Nares.

Ensemble, les résultats des trois chapitres combinés ont montré qu'au début de l'Holocène, les régions du nord-est de la baie de Baffin et le détroit de Nares ont fortement été influencées par le retrait glaciaire associé à la fin de la déglaciation. Avec le maximum thermal de l'Holocène, les conditions de surface de l'eau (plus chaudes), ainsi que la dynamique sédimentaire se sont progressivement stabilisées, en lien avec une intensification progressive du courant ouest groenlandais et la mise en place de conditions de sédimentation éloignées des marges glaciaires.

Mots clés : Baie de Baffin ; Holocène ; marge nord-ouest groenlandaise ; détroit de Nares ; Paléoclimatologie ; Paléocéanographie

ABSTRACT

This thesis project aimed to study paleoenvironmental variability in northeastern Baffin Bay and Nares Strait during the Holocene. To achieve this, three sedimentary cores were collected on the Northwestern Greenland Continental Shelf (AMD14-204 and AMD14-210) and in the Kane Basin (AMD14-Kane2B).

The first objective of the thesis was to establish a reliable chronostratigraphy for the three sediment cores. However, because sediment dating by traditional means (e.g., radiocarbon) can be challenging in high-latitude environments, mainly due to a strong carbonate dissolution, a complementary dating method was hence used here: the paleomagnetism. Therefore, secular variations of orientation (inclination and declination) and relative paleointensity of the Earth's magnetic field were analyzed for the three sedimentary cores. Subsequently, comparison of these palaeomagnetic secular variations with other regional records and a geomagnetic model allowed to determine chronostratigraphic markers (tie-points). Hence, in addition to radiocarbon dating (^{14}C), these chronostratigraphic markers permitted to produce reliable age models for the three sedimentary cores of this study, serving as a basis for the rest of the thesis project. Moreover, the chronostratigraphy established for the three sedimentary cores confirmed that they all cover most of the Holocene (bases of core AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B cores at 9.1, ~ 9.5 and 9.0 cal ka BP respectively). The results of this first objective, combined with analyzes of the lithology and the physical properties of sediment, allowed to highlight variations linked to the establishment of postglacial conditions after the end of the last deglaciation.

The second part of the research project focused on the evolution of sea surface conditions for the two study areas (NE Baffin Bay and Nares Strait) during the Holocene, based on dinoflagellate cyst assemblages (dinocysts). The modern analog technique, which allows to determine the properties of the water column of a given period, based on dinocyst assemblages and a large database, was used to reconstruct the sea surface conditions for both study areas. Thus, the results revealed significant variations in the dinocyst assemblages, associated with changes in sea surface conditions (temperature, salinity, sea-ice cover and productivity). These variations correspond to the three major climatic periods of the Holocene: the end of the deglaciation, the Holocene thermal maximum and the Neoglaciation. In addition, the results confirmed an apparent asynchrony in the establishment of warmer conditions associated with the Holocene thermal maximum, occurring earlier in the Kane Basin (~ 8.0 / 7.0 cal ka BP) than in northeastern Baffin Bay (~ 7.5 / 5.5 cal ka BP).

Finally, in a third part, sediment mineralogical and geochemical properties were analyzed in the three sediment cores, in order to determine the variations in the provenance and transport processes of detrital sediments. The use of the SedUnMixMC program allowed to distinguish different sediment sources from the mineralogical assemblages. The results showed variations in sediment dynamics associated (1) with the retreat of glaciers from the Greenland and Innuitian ice sheets, and (2) oceanographic variations related to the West Greenland Current flowing northward in northeastern Baffin Bay, and Arctic water entering through the Nares Strait strengths.

Altogether, the results of the three combined chapters revealed that in the early Holocene, the northeastern regions of Baffin Bay and the Nares Strait were strongly influenced by the glacial retreat and enhanced meltwater production, associated to the end of deglaciation. With the establishment of the Holocene thermal maximum, the (warmer) sea surface conditions, as well as the sedimentary dynamics, gradually stabilized, in connection with a progressive intensification of the West Greenland Current and the establishment of ice-distal sedimentation.

Keywords: Baffin Bay; Holocene; northwestern Greenland margin; Nares Strait; paleoclimatology; paleoceanography

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|--|-------|
| AVANT-PROPOS | ix |
| RÉSUMÉ | xiii |
| ABSTRACT..... | xv |
| TABLE DES MATIÈRES | xvii |
| LISTE DES TABLEAUX | xxi |
| LISTE DES FIGURES | xxiii |
| LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES..... | xxix |
| LISTE DES SYMBOLES..... | xxx |
| INTRODUCTION GÉNÉRALE | 1 |
| INTRODUCTION A LA PROBLEMATIQUE | 2 |
| CONTEXTE REGIONAL..... | 7 |
| OBJECTIFS DE RECHERCHE..... | 16 |
| METHODOLOGIE | 21 |
| ORGANISATION DE LA THÈSE | 31 |
| COMMUNICATIONS ET AUTRES RÉALISATIONS | 33 |
| CHAPITRE 1 | 35 |
| Chronostratigraphie Holocène pour le nord-est de la baie de Baffin basée sur des données paleomagnetiques et radiocarbone | 35 |
| 1.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU PREMIER ARTICLE..... | 35 |

| | | |
|-------|--|----|
| 1.2 | Holocene Chronostratigraphy of Northeastern Baffin Bay based on Radiocarbon and Palaeomagnetic Data..... | 37 |
| 1.3 | INTRODUCTION..... | 39 |
| 1.4 | REGIONAL SETTING | 40 |
| 1.5 | MATERIAL AND METHODS | 42 |
| 1.5.1 | Coring sites..... | 42 |
| 1.5.2 | Physical properties | 43 |
| 1.5.3 | Grain-size analysis | 43 |
| 1.5.4 | Bulk magnetic properties..... | 44 |
| 1.5.5 | Paleomagnetic analysis..... | 44 |
| 1.5.6 | Chronology..... | 46 |
| 1.6 | RESULTS..... | 48 |
| 1.6.1 | Lithology | 48 |
| 1.6.1 | Magnetic properties | 52 |
| 1.6.2 | Paleomagnetic directional data..... | 55 |
| 1.6.3 | Relative paleointensity (RPI) determination | 56 |
| 1.7 | DISCUSSIONS | 58 |
| 1.7.1 | Reliability considerations | 58 |
| 1.7.2 | Palaeomagnetic dating and age modelling | 59 |
| 1.7.3 | Chronostratigraphy of the northwestern Greenland margin..... | 64 |
| 1.8 | CONCLUSIONS | 69 |
| 1.9 | ACKNOWLEDGMENTS | 71 |
| 1.10 | REFERENCES..... | 72 |
| | CHAPITRE 2 | 82 |
| | Evolution des conditions de surface de l'eau sur la marge Nord-ouest groenlandaise au cours de l'Holocène..... | 83 |
| 2.1 | RESUME EN FRANÇAIS DU DEUXIEME ARTICLE | 83 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 2.2 | EVOLUTION OF SEA-SURFACE CONDITIONS ON THE NORTHWESTERN GREENLAND MARGIN DURING THE HOLOCENE..... | 85 |
| 2.3 | INTRODUCTION | 87 |
| 2.4 | ENVIRONMENTAL SETTING..... | 89 |
| 2.5 | MATERIAL AND METHODS..... | 89 |
| 2.5.1 | Palynological preparations and analyses | 90 |
| 2.5.2 | Statistical approach and data analyses | 91 |
| 2.6 | RESULTS | 93 |
| 2.6.1 | AMD14-204 – Northwestern Greenland margin | 94 |
| 2.6.2 | AMD14-Kane2B – Kane Basin | 97 |
| 2.7 | DISCUSSION | 100 |
| 2.7.1 | Early Holocene - End of deglaciation..... | 100 |
| 2.7.2 | Onset of full interglacial conditions..... | 102 |
| 2.7.3 | Middle Holocene - Holocene Thermal Maximum..... | 104 |
| 2.7.4 | Late Holocene - Neoglaciation | 105 |
| 2.8 | CONCLUSIONS..... | 107 |
| 2.9 | ACKNOWLEDGMENTS..... | 109 |
| 2.10 | REFERENCES | 110 |
| | CHAPITRE 3..... | 117 |
| | Evolution de la dynamique sédimentaire de la marge Nord-ouest groenlandaise au cours de l’Holocène : d’un point de vue de minéralogie et géochimie élémentaire | 117 |
| 3.1 | RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU TROISIÈME ARTICLE..... | 117 |
| 3.2 | HOLOCENE SEDIMENT DYNAMICS ON THE NORTHWESTERN GREENLAND MARGIN: INSIGHT FROM BULK MINERALOGY AND ELEMENTAL GEOCHEMISTRY | 119 |
| 3.3 | INTRODUCTION | 121 |
| 3.4 | REGIONAL SETTING..... | 122 |
| 3.4.1 | Oceanographic setting..... | 123 |
| 3.4.2 | Bedrock geology | 124 |

| | | |
|-------|--|-----|
| 3.4.3 | Glacial history and quaternary sedimentation | 124 |
| 3.5 | MATERIALS AND METHODS | 126 |
| 3.5.1 | Core setting and chronology..... | 126 |
| 3.5.2 | Mineralogical and geochemical analyses | 128 |
| 3.6 | RESULTS..... | 131 |
| 3.6.1 | Mineralogical and geochemical associations | 131 |
| 3.6.2 | Changes of sediment provenance throughout the cores | 136 |
| 3.7 | DISCUSSION..... | 139 |
| 3.7.1 | Changes in sediment provenance and transport processes | 142 |
| 3.7.2 | Holocene paleoenvironmental changes | 147 |
| 3.8 | CONCLUSIONS | 148 |
| 3.9 | ACKNOWLEDGMENTS | 150 |
| 3.10 | REFERENCES..... | 151 |
| | CONCLUSION GÉNÉRALE..... | 159 |
| | ANNEXES | 169 |
| | ANNEXE I. CHAPITRE 2 | 169 |
| | ANNEXE II. CHAPITRE 3..... | 172 |
| | RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 175 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|---|-----|
| Tableau 1. Information sur les stations (AMD14-204, AMD14-210 et AMD14-Kane2b) où ont été collectées les carottes qui seront étudiées au cours de ce projet. | 21 |
| Table 2. Location of the sampling sites, water depth and length of the cores used in this study. | 42 |
| Table 3. Radiocarbon ages for cores AMD14-204 and AMD14-210. The ages were calibrated using the CALIB version 7.1 software (Stuiver <i>et al.</i> 2017) and the Marine13 calibration curve (Reimer <i>et al.</i> 2013) (1 σ ; 95.4% area enclosed). Age reservoir corrections applied based on McNeely <i>et al.</i> (2006) for core Kane2B ($\Delta R = 240 \pm 50$; Georgiadis <i>et al.</i> 2018) and on Lloyd <i>et al.</i> (2011) for cores 204 and 210 ($\Delta R = 140 \pm 30$). | 47 |
| Table 4. Palaeomagnetic chronostratigraphical markers (tie-points) based on the correlation between the three cores (Kane2B, 210 and 204) presented in this study with three other palaeomagnetic records (Greenland-Iceland PSV composite and Site U1305, Stoner <i>et al.</i> 2013; Eastern Canada Paleostack, Barletta <i>et al.</i> 2010; HU2008-42PC, St-Onge & St-Onge 2014) and the geomagnetic field model (CALS10k.1b, Korte <i>et al.</i> 2011) calculated for the localization of core 210. Tie-points marked with I, D and P correspond respectively to inclination, declination and relative palaeointensity and are shown in Fig. 13. | 61 |
| Table 5. Location of the sampling sites, water depth and length of the cores used in this study. | 90 |
| Table 6. List of the dominant dinoflagellate cyst taxa from the two cores location, shown in Fig. 18. G=Gonyaulacales, P=Peridinales, A=Autotrophic and H=Heterotrophic taxa. | 93 |
| Table 7. Location of the sampling sites, water depth and length of the cores used in this study. | 126 |

Tableau 8. Liste des minéraux utilisés dans le chapitre 3 et leurs abréviations :..... 172

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.** Courbe du $\delta^{18}\text{O}$ du *North Greenland Ice core Project* (NGRIP) pour les 14 derniers milliers d'années. Le Dryas récent (YD) et l'évènement de 8,2 ka BP (8,2k) sont indiqués ; Holocène : 0 – 11,5 ka BP.4
- Figure 2.** A. Carte bathymétrique de la baie de Baffin et régions environnantes, avec la circulation océanique associée. WGC=*West Greenland Current*; BIC=*Baffin Island Current*; EGC=*East Greenland Current*; IC=*Irminger Current*. B. Zoom sur la partie nord-est de la baie de Baffin avec mise en valeur de la bathymétrie et des trois chenaux transverses majeurs sur le plateau continental nord-ouest groenlandais qui sont représentés (UT=*Ummannaq Trough* ; UpT=*Upernavik Trough*; MT=*Melville Bay Trough*).7
- Figure 3.** Coupe bathymétrique du plateau continental nord-ouest groenlandais, avec sa pente inversée et plateau intérieur (*inner shelf*) surcreusé dans les trois chenaux transverses de la baie de Melville (Figure de Slabon *et al.*, 2016).9
- Figure 4.** Carte géologique simplifiée des roches continentales entourant la baie de Baffin, avec l'étendue maximale approximative des calottes glaciaires au LGM (inspirée de Simon *et al.*, 2014 et les références contenues).13
- Figure 5.** Schéma représentant les différents processus de transport sédimentaire associés à une marge glaciaire.14
- Figure 6.** Localisation des trois carottes sédimentaires de ce projet de recherche : AMD14-204 et AMD14-210, respectivement dans le chenaux sud (Upernavik) et central de la baie de Melville, et AMD14-Kane2B, dans le bassin de Kane (détroit de Nares).20
- Figure 7.** Map of the Baffin Bay area and location of core AMD14-Kane2B, AMD14-210, AMD14-204 sampling sites (yellow spot). The general bathymetry and simplified oceanic circulation are also represented. Red arrows illustrate the relatively

| | |
|---|----|
| warm and salty water of the west Greenland current, whereas the blue arrows represent colder Arctic waters..... | 41 |
| Figure 8. Radiocarbon-based age models of cores AMD14-Kane2B, AMD14-210 and AMD14-204. | 48 |
| Figure 9. High-resolution down-core physical and magnetic properties for cores Kane2B (A), 210 (B) and 204 (C)..... | 51 |
| Figure 10. Magnetic mineralogy. A. Representative hysteresis loops for the three cores 204, 210 and Kane2B. B. Day plot (Day <i>et al.</i> 1977) of selected samples. C. k_{ARM} vs. k_{LF} biplot for estimation of magnetic grain size for magnetite based on King <i>et al.</i> (1983). | 53 |
| Figure 11. A. Down-core variation of the ChRM declination, ChRM inclination and MAD values for cores Kane2B, 210 and 204. B. AF demagnetization behaviour and orthogonal projection diagrams (Zijderveld 1967) of samples selected from the three cores. | 55 |
| Figure 12. Construction of the RPI proxy. A. Demagnetization curves for NRM, ARM and IRM. B. Comparison of the relative palaeointensity estimates based on the average ratios and the slope methods with the average ratios of NRM/ARM and NRM/IRM at 10–50mT. C. RPI proxy vs. its normalizer with correlation coefficients..... | 57 |
| Figure 13. Full vector palaeomagnetic comparison of (A) inclination, (B) declination and (C) relative palaeointensity between the three cores of this study (Kane2B, 210 and 204) compared to Green-Ice and Site U1305 records from Stoner <i>et al.</i> (2013), Eastern Canada Paleostack from Barletta <i>et al.</i> (2010), core HU2008-42 from St-Onge & St-Onge (2014) and finally the CALS10k.1b geomagnetic field model from Korte <i>et al.</i> (2011). | 60 |
| Figure 14. A. Comparison between inclinations for the Greenland/Iceland composite (Stoner <i>et al.</i> 2013) and core 210 from this study. B. Age offset of the palaeomagnetic features established in Fig. 7, between the different records (Kane2B, 204, 210 from this study, ECPS from Barletta <i>et al.</i> 2010 and HU2008-42PC from St-Onge & St-Onge 2014) and the Greenland-Iceland PSV composite (Stoner <i>et al.</i> 2013)..... | 62 |
| Figure 15. Composite age models using both the independent ages and palaeomagnetic tie-points (Table 4) for cores 204 and 210. Age models are constructed using the R-package CLAM (Blaauw 2010). | 64 |

| | |
|--|-----|
| Figure 16. Comparison of k_{LF} for cores Kane2B, 210 and 204 associated to the age (in cal. ka BP) of the different unit limits based on the chronostratigraphy established in this study..... | 66 |
| Figure 17. Map of the northeastern Baffin Bay and Nares Strait indicating sampling location for cores AMD14-Kane2B (Kane Basin) and AMD14-204 (Upernavik cross-shelf trough) used in this study..... | 88 |
| Figure 18. Photoplate of main dinocyst taxa identified in this study..... | 92 |
| Figure 19. Dinocyst flux (10^2 cysts cm^{-2} yr^{-1}), relative abundance (%) of the main dinocyst taxa, and dinocyst assemblage zones of core AMD14-204. | 94 |
| Figure 20. Reconstructions of winter and summer salinity (SSS) and sea-surface temperature (SST), seasonal sea-ice cover in months/year (based on the 1953-2003 mean), and productivity in ($gC\ m^{-2}\ yr^{-1}$) based on the modern analogue technique (MAT) applied to dinocyst assemblages in core AMD14-204..... | 96 |
| Figure 21. Dinocyst flux (10^2 cysts cm^{-2} yr^{-1}), relative abundance (%) of the main dinocyst taxa, and dinocyst assemblage zones of core AMD14-Kane2B. | 97 |
| Figure 22. Reconstructions of winter and summer salinity (SSS) and sea-surface temperature (SST), seasonal sea-ice cover in months/year (based on the 1953-2003 mean), and productivity in ($gC\ m^{-2}\ yr^{-1}$) based on modern analogue technique (MAT) applied to dinocyst assemblages in core AMD14-Kane2B. | 99 |
| Figure 23. Comparison of the palynological records from the cores AMD14-204 with a) the $\delta^{18}O$ of Camp Century (Vinther <i>et al.</i> , 2009), b) summer SST ($^{\circ}C$) of core MSM343300, c) Warm water taxa relative abundance (<i>O. centrocarpum</i> , <i>S. elongatus</i> , <i>S. ramosus</i>) and d) Foraminifera in linings fluxes $cm^{-2}\ yr^{-1}$ of core 204, e) Sea-ice cover duration (months/year) of core MSM343300 and f) of core 204, g) relative abundance (%) of cold-water taxa | 101 |
| Figure 24. Comparison of the palynological records from the cores AMD14-Kane2B with a) the $\delta^{18}O$ temperature reconstructions (Lecavalier <i>et al.</i> , 2017). b) Foraminifera lining fluxes $cm^{-2}\ yr^{-1}$, c) Warm water taxa relative abundance (<i>O. centrocarpum</i> , <i>S. elongatus</i>), d) <i>I. minutum</i> relative abundance (%) of core, e) Dinocyst flux in cyst $cm^{-2}\ yr^{-1}$, f) Loss on Ignition and g) Ice-rafted debris (>2mm counts on X-ray graphs) of core Kane2B. | 103 |

- Figure 25.** A) Map of the Baffin Bay with general oceanographic circulation (WGC in red and BIC in blue) and location of the three sedimentary cores from this study. B) Simplified geological map of the Baffin Bay surroundings inspired from *geus.dk* interactive geological map (Escher & Pulvertaft, 1995) and limits of the GIS Last glacial maximum (LGM) and Younger Dryas (YD) ice extent based on Slabon *et al.*, (2016) and Batchelor *et al.*, (2017). 123
- Figure 26.** Lithostratigraphy and age model for the three cores AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B. a) CT-Scan image (X-ray), b) simplified stratigraphic log (see legend for details), c) IRD count, d) Age models (based on Georgiadis *et al.*, 2018; Caron *et al.*, 2019 and Giraudeau *et al.*, under review)..... 127
- Figure 27.** Discriminant function analysis of the main sediment sources used for this study. WGMC=West Greenland Mineral Cluster from Andrews *et al.* (2018). 131
- Figure 28.** Results of qXRD mineralogy for the three cores AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B with: a) boxplot of the distribution of the main minerals (wt %) within the cores, b) quartz-K-feldspar-plagioclase and c) carbonates-amphibole-pyroxene ternary plots and domains for the main sources..... 132
- Figure 29.** (A) Al₂O₃-SiO₂-CaO and (B) Fe-K-Ca ternary plots showing the overall composition of the sediment from the three cores: AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B, and average shale composition (Post Archean Australian Shale, PAAS, Pourmand *et al.*, 2012). 133
- Figure 30.** Principal component analysis for the cores AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B and for both qXRD and EDXRF results..... 135
- Figure 31.** Downcore variations of core AMD14-204 showing (a) CT scan image and sedimentary units, (b-f) from left to right: ratios quartz/smectite, K-feldspars/pyroxene, Ca/Al, K/Fe, Al/Ti, g) PC1 results for XRD and XRF, and (h-j) proportions of sediment from basalts (WGMC#2), Karat Group (WGMC#1) and Charnockite (Upernavik) based on SedUnMixMC. 136
- Figure 32.** Downcore variations of core AMD14-210 showing (a) CT scan image and sedimentary units, (b-f) from left to right: ratios quartz/biotite&chlorite, Ca/Al, smectite/amphibole, Fe/Al, Ti/Al, (g) PC1 results for XRD and XRF, (h-j) Proportion of sediment from Charnockite (Upernavik), Granite from Melville Bay (WGMC#4) and Gneiss from Melville Bay (WGMC#3). 137

| | |
|--|-----|
| Figure 33. Downcore variations of core AMD14-Kane2B showing (a) CT scan image and sedimentary units, (b-g) from left to right: concentration of calcite+dolomite (wt.%), ratios quartz/plagioclase, calcite/feldspars, Mg/Al, Ca/Al, Ti/K, (h) PC1 results for XRD and XRF, (i-j) Proportion of sediment from the Franklinian basin (detrital carbonates) and Inglefield Land (WGMC#3+4)..... | 139 |
| Figure 34. Comparison of (a-b) $\delta^{18}\text{O}$ from Camp century and Agassiz Ice cap (Vinther <i>et al.</i> , 2009), (c) dinocyst warm water taxa (%) from Caron <i>et al.</i> (under review), (d) Source Archean Gneiss (wt. %) for AMD14-210, (e) mean grain size (μm) for AMD14-210 and AMD14-204, (f) proportion of Charnokite, WGMC#1 and basalts (wt. %) for core AMD14-204, (g) Warm water taxa and <i>I. minutum</i> proportion for AMD14-Kane2B from Caron <i>et al.</i> (under review), (h) proportion of detrital carbonates and Proterozoic gneiss for AMD14-Kane2B and i) IRD counts for the three cores..... | 141 |
| Figure 35. Schematic map of the northeastern Baffin Bay and Kane Basin for three distinct time period: A) end of deglaciation with high meltwater input, B) Holocene Thermal Maximum with minimal GIS extent and intensification of WGC influence, and C) Neoglaciation. | 145 |
| Figure 36. A. Carte schématique simplifiée de l'étendue et du retrait de la GIS depuis le LGM, avec les courants glaciaires majeurs et les dates de déglaciation déjà existantes pour la baie de Melville (d'après Slabon <i>et al.</i> , 2016 ; Batchelor <i>et al.</i> , 2017, en plus des résultats de cette étude)..... | 162 |
| Figure 37. Résultats des analyses à composantes principales utilisée pour déterminer les zones d'assemblages de dinokystes pour les deux carottes étudiées : 204 et Kane2B | 169 |
| Figure 38. Flux de dinokystes, pollen & spores, foraminifères, palynomorphes remaniés et Halodinium pour la carotte AMD14-204. Unités stratigraphiques à droites..... | 170 |
| Figure 39. Flux de dinokystes, pollen & spores, foraminifères, palynomorphes remaniés, Halodinium et Gonyaulacals/Peridinoid (G/P) ratio pour la carotte AMD14-Kane2B..... | 171 |
| Figure 40. Résultats de DRX et FRX-ED avec moyenne sur trois points en gras noir pour les trois carottes sédimentaires de cette étude : 204, 210 et Kane2B..... | 173 |

LISTE DES ABRÉVIATIONS, DES SIGLES ET DES ACRONYMES

| | |
|------------------|---|
| AAC / CAA | Archipel de l'Arctique Canadien / <i>Canadian Arctic Archipelago</i> |
| ARM | Aimantation rémanente anhystérique (pour <i>Anhysteretic Remanent Magnetization</i>) |
| BIC | Courant de l'île de Baffin (pour <i>Baffin Island Current</i>) |
| BP | Avant le présent (pour <i>Before present</i>) |
| Cal | Âge calibrés (pour <i>Calibrated dates</i>) |
| ChRM | Aimantation rémanente caractéristique (pour <i>Characteristic Remanent Magnetization</i>) |
| CT-Scan | <i>Computerized Coaxial Tomography-Scan</i> |
| DRX | Diffraction au rayon X (XRD pour <i>X-ray diffraction</i>) |
| EGC | Courant est groenlandais (pour <i>East Greenland Current</i>) |
| FRX-ED | Fluorescence au rayon X à énergie dispersive (ED-XRF pour <i>Dispersive energy X-ray Fluorescence</i>) |
| GAD | Dipole axial géocentrique (pour <i>Geocentric Axial Dipole</i>) |
| GIS | Calotte glaciaire du Groenland (pour <i>Greenland Ice Sheet</i>) |
| IC | Courant Irminger (pour <i>Irminger current</i>) |
| IIS | Calotte glaciaire Innuïtienne (pour <i>Innuitian Ice Sheet</i>) |

xxx

| | |
|-------------|--|
| IRM | Aimantation rémanente isothermale (pour <i>Isothermal Remanent Magnetization</i>) |
| LIS | Calotte glaciaire Laurentienne (pour <i>Laurentide Ice Sheet</i>) |
| LGM | Dernier maximum glaciaire (pour <i>Last Glacial Maximum</i>) |
| MAD | Déviations Angulaires maximum (pour <i>Maximum Angular Deviation</i>) |
| MDF | Champ destructif moyen (pour <i>Medium Destructive Field</i>) |
| MSCL | <i>Multi-Sensor Core Logger</i> |
| MTM | Maximum thermal de l'Holocène |
| NADW | Eau profonde Nord Atlantique (pour <i>North Atlantic Deep Water</i>) |
| NRM | Aimantation rémanente naturelle (pour <i>Natural Remanent Magnetization</i>) |
| PSV | Variations séculaires paléomagnétiques (pour <i>Paleomagnetic secular variations</i>) |
| RPI | Paléointensité relative (pour <i>Relative paleointensity</i>) |
| SIRM | Aimantation rémanente isothermale à saturation (pour <i>Saturation Isothermal Remanent Magnetization</i>) |
| WGC | Courant ouest groenlandais (pour <i>West Greenland Current</i>) |
| YD | Dryas récent (pour <i>Younger Dryas</i>) |

LISTE DES SYMBOLES

| | |
|-----------------------|---|
| $\delta^{18}\text{O}$ | Delta-O-18 – Mesure du ratio des isotopes stable de l'oxygène-18 (^{18}O) et oxygène-16 (^{16}O) (utilisé comme proxy de température) |
| ΔR | Correction d'âge réservoir localisée |
| ^{14}C | Carbone-14 (isotope radiogénique du carbone utilisé pour la datation radiocarbone) |

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La problématique générale et les principaux enjeux qui ont motivé ce projet de recherche en paléoclimatologie et paléocéanographie (basée sur une approche multi-traceurs) sont introduits dans cette première partie de la thèse. Tout d'abord, le sujet de recherche est mis en contexte de façon à saisir les enjeux globaux, liés aux changements climatiques actuels, qui sont à l'origine de l'étude. Puis, une revue de la littérature est présentée, ainsi qu'une synthèse des éléments importants associés à la problématique et qui concernent la région étudiée, soit, le plateau continental nord-ouest Groenlandais et le détroit de Nares. Les détails spécifiques concernant les caractéristiques océanographiques et géologiques de la région étudiée sont ainsi exposés, afin de mieux comprendre le contexte environnemental actuel et passé. Par la suite, les objectifs établis pour tenter de répondre aux principales questions de recherche sont présentés, suivis des principaux outils méthodologiques utilisés pour ce projet de recherche. Cette section se conclut par la présentation de l'organisation de la thèse et des principales réalisations de l'auteure au cours du projet de thèse.

INTRODUCTION A LA PROBLEMATIQUE

Le changement climatique global observé depuis les dernières décennies est aujourd'hui au cœur de grandes problématiques, que ce soit dans le milieu scientifique ou dans la société en général. Cela est en grande partie lié à son impact grandissant sur nos sociétés (comme en témoignent les travaux du GIEC par exemple) et par l'urgence d'une prise de conscience générale. En effet, les différentes tendances climatiques (p. ex., hausses des gaz à effet de serres, acidification des océans, hausse du niveau marin, fonte des glaces, GIEC) n'ont pas cessé d'augmenter, parallèlement associées à une population mondiale toujours en croissance, tout cela ayant des conséquences importantes sur l'état de la planète. Ce contexte de crise climatique se traduit en science par la nécessité de développer une meilleure compréhension du système climatique qui implique l'étude des interactions entre les différentes composantes de ce système (hydrosphère, atmosphère, lithosphère, cryosphère). L'étude des variations climatiques passées (paléoclimatologie), qui ont pu être enregistrées dans des archives paléoenvironnementales, est un des outils essentiels pour répondre à cet enjeu. Ces connaissances peuvent ensuite être intégrées dans des modèles de prévisions climatiques permettant de mieux appréhender le potentiel d'impact des changements actuels et à venir.

Le climat de la Terre est principalement contrôlé par sa position par rapport au Soleil, et de cette position dépend la quantité d'insolation qu'elle reçoit et qui est aussi, localement, fonction de la latitude. Ainsi, c'est la théorie astronomique du climat de Milankovitch, qui implique que les variations d'intensité de l'insolation sont dépendantes de paramètres orbitaux (l'excentricité de l'orbite, l'obliquité de l'axe de la Terre et la précession des équinoxes) ayant une cyclicité au cours des temps géologiques. C'est ce phénomène de cyclicité qui est d'ailleurs responsable des grandes glaciations de la dernière période géologique : le Quaternaire (2,58 derniers millions d'années). De ce fait, en termes de temps géologique, le réchauffement climatique actuel, à cause de son ampleur et de sa rapidité, contraste avec la tendance de refroidissement qui semblait s'être mise en place depuis quelques milliers d'années, due à la baisse de l'insolation que reçoit la Terre et qui

influence donc son climat (Ruddiman, 2001 ; Kaufman *et al.*, 2009). Cependant, l'insolation n'est pas seule responsable du climat sur Terre, et c'est bien le système climatique dans son ensemble et les interactions des différentes composantes du système (atmosphère, hydrosphère, cryosphère) qui nous intéresse dans ce projet de recherche.

Des changements climatiques majeurs se sont produits au cours du temps et le Quaternaire a été particulièrement marqué par des périodes de grand refroidissement : les périodes glaciaires, alternant avec des périodes interglaciaires plus chaudes. Ces fluctuations du climat sont particulièrement bien enregistrées dans les carottes de glace du Groenland ou de l'Antarctique, ce qui a permis d'établir des stades isotopiques (basé sur le ratio des isotopes stables de l'oxygène : $\delta^{18}\text{O}$, proxy utilisé comme indicateur de la température) afin de différencier ces périodes de glaciations successives, suivies de rapides réchauffements (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Bond *et al.*, 1993, 1997). Ainsi, après le **dernier maximum glaciaire** (LGM, *Last Glacial Maximum*, 26-20 ka BP), la température s'est remise à croître, les glaciers à fondre et le niveau de la mer à remonter. C'est ainsi qu'a débuté l'**Holocène** il y a 11,700 ans, avec la fin de la déglaciation (Figure 1). Cependant, un brusque évènement froid qu'on appelle le **Dryas récent** (*Younger Dryas* ; 14-11,5 ka BP ; Broecker *et al.*, 1988) a marqué la période précédant l'Holocène, en interrompant temporairement le retrait des glaciers liés à la déglaciation. Des études ont montré que ce coup de froid du Dryas récent a été causé par un changement de la répartition des courants, lié à un déversement brusque d'eau de fonte provenant de l'inlandsis Laurentidien (p. ex., Broecker *et al.*, 1988 ; Clark *et al.*, 2001 ; Renssen *et al.*, 2015). Similairement, il y a 8,200 ans, une autre baisse brutale de température s'est produite, causée par une modification de la circulation thermohaline après le déversement soudain des lacs glaciaire Agassiz et Ojibway dans la baie d'Hudson à la suite du bris du barrage glaciaire qui les retenait (p. ex., Barber *et al.*, 1999 ; Alley *et al.*, 2005). Cet évènement froid qui n'a duré que deux siècles est communément appelé **l'évènement de 8,2 ka** (Figure 1).

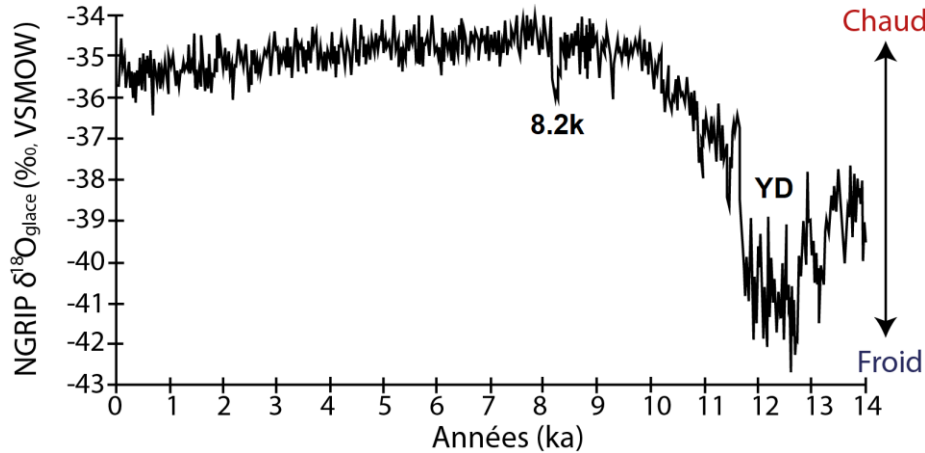


Figure 1. Courbe du $\delta^{18}\text{O}$ du *North Greenland Ice core Project* (NGRIP) pour les 14 derniers milliers d'années. Le Dryas récent (YD) et l'évènement de 8,2 ka BP (8,2k) sont indiqués ; Holocène : 0 – 11,5 ka BP.

Outre cet évènement, l'Holocène a aussi été marqué par des variations climatiques moins brutales (p. ex., Mayewski *et al.*, 2004 ; Briner *et al.*, 2016). Ainsi, au début de l'Holocène, alors que l'insolation est à son maximum aux hautes latitudes nordiques (due aux paramètres astronomiques), on observe une période climatique chaude : le **maximum thermal de l'Holocène (MTH)**, entre 10 et 6 ka BP avec un pic autour de 7,5 ka BP (Miller *et al.*, 2005 ; Kaufman *et al.*, 2009). Cette période chaude au début de l'Holocène a d'ailleurs mené à une diminution drastique de l'extension de la calotte glaciaire groenlandaise (GIS pour *Greenland Ice Sheet*) en été (Carlson *et al.*, 2014) et correspond au plus récent analogue du réchauffement climatique actuel de la Terre. Cependant, au Canada, le MTH a été plus tardif dans le nord-est qu'à l'ouest, et ce en dépit du forçage semblable d'insolation. Cette **asymétrie** serait principalement liée aux résidus de l'inlandsis Laurentidien qui a refroidi la région au travers de son impact sur la balance énergétique et sur la circulation océanique (Kaufman *et al.*, 2004). L'asymétrie spatiale du réchauffement observée en Arctique durant les dernières décennies ressemble à la configuration du réchauffement au cours du MTH, probablement à cause du mode de variabilité de la circulation atmosphérique (Oscillation Nord-Atlantique) qui génère une configuration récurrente de réchauffement sous un forçage radiatif positif (Kaufman *et al.*, 2004). Au milieu de l'Holocène (vers 5 – 4 ka BP), le climat a commencé à se refroidir de

nouveau avec la baisse de l'insolation. Cette période, appelée **Néoglaciation** (Miller *et al.*, 2005), culmine pendant le **Petit âge glaciaire** (LIA, *Little Ice Age*, 1400 - 1700 A.D ; Mann *et al.*, 2009). Ce refroidissement progressif a causé une réavancée des marges de la calotte glaciaire groenlandaise jusqu'à un maximum au LIA (Carlson *et al.*, 2014). Finalement, la tendance s'est inversée avec le réchauffement climatique moderne qui contribue au retrait des marges glaciaires actuelles au sud-ouest du Groenland et suggère un réchauffement égal, voire plus important que celui du début de l'Holocène (Kaufman *et al.*, 2009 ; Carlson *et al.*, 2014 ; Winsor *et al.*, 2014). Ces modifications du climat au cours de l'Holocène ont fortement influencé les variations de la calotte glaciaire groenlandaise, ainsi que les variations du niveau marin et de la circulation océanique.

Le réchauffement climatique actuel se ressent de façon encore plus forte aux pôles que dans n'importe quelle autre région du globe, l'Arctique fait donc partie des zones les plus sensibles de la planète aux changements climatiques (Miller *et al.*, 2001). Cela s'explique par une amplification du forçage radiatif que l'on observe dans cette zone, principalement due aux rétroactions positives (p. ex., albédo de la glace) et les régions des hautes latitudes sont ainsi particulièrement sensibles aux variations des forçages climatiques. De plus, les variations de la température de surface de l'air en Arctique excèdent celles de l'ensemble de l'hémisphère Nord : c'est ce que l'on appelle l'**amplification Arctique** (Miller *et al.*, 2010). Les conséquences importantes du réchauffement climatique en Arctique sont étroitement liées avec la glace, que ce soit la glace de mer, les glaciers ou la vaste GIS. En effet, la glace de mer est une variable clé dans l'évaluation des changements climatiques avec son large impact sur la balance énergétique de la planète et sur la convection de l'océan profond : l'étendue (spatiale et temporelle) de la glace de mer influence l'albédo et les échanges de chaleur entre l'océan et l'atmosphère. Depuis plusieurs décennies, le réchauffement climatique actuel provoque une importante réduction de l'étendue et de la durabilité du couvert de glace en Arctique (p. ex., Serreze *et al.*, 2008 ; Stroeve et Notz, 2018). De plus, on observe une accélération de l'écoulement, du retrait et de l'amincissement des glaciers de la GIS (Joughin *et al.*, 2008 ; Howat *et al.*, 2008, 2011 ; Rignot et Kanagaratnam, 2006) et de l'archipel de l'Arctique canadien (AAC)

depuis 2005 (Sharp *et al.*, 2001 ; Noël *et al.*, 2018). En outre, les résultats de Winsor *et al.* (2015) ont montré que l'amincissement rapide et le retrait des marges au sud-ouest de la GIS sont concomitants avec une incursion des eaux océaniques chaudes dans la mer du Labrador et vers le sud-ouest des côtes groenlandaises. Cela met donc en lumière l'interaction entre les embouchures de glacier et l'océan comme moteur important du retrait rapide de la GIS. Un autre aspect important de celle-ci est la possibilité que l'eau de fonte puisse influencer la formation d'eau profonde de l'Atlantique Nord, et subséquemment la circulation globale thermohaline (Rahmstorf, 2002 ; Alley *et al.*, 2010). Ainsi, le forçage de l'océan peut exercer un contrôle important sur la dynamique des calottes glaciaires, tel que nous pouvons l'observer de nos jours avec l'influence des conditions océaniques plus chaudes (Joughin *et al.*, 2004 ; Holland, 2010).

Dans ce contexte, les études paléoclimatiques et paléocéanographiques permettent de retracer l'histoire climatique de la Terre et offrent l'opportunité de comprendre comment certains forçages et rétroactions ont pu impacter le système climatique par le passé. Cela peut ensuite aider à mieux comprendre les changements actuels, afin d'améliorer les modèles de prévision climatique (Kerwin *et al.*, 1999 ; Axford *et al.*, 2009) et de mieux comprendre les interactions entre la glace, le climat et l'océan (Miller *et al.*, 2001). La baie de Baffin représente une zone clé pour ce genre d'étude. En effet, aussi bien par sa configuration géographique qu'océanographique, elle permet la connexion entre les océans Arctique et Nord-Atlantique et a pu être le témoin des nombreux changements environnementaux de l'Holocène par sa proximité des grandes calottes glaciaires de la dernière glaciation. La baie de Baffin permet donc le transfert d'eau douce et de glace qui contribuent à diminuer la convection dans la mer du Labrador et participent à la variabilité du climat global via la circulation thermohaline. Ainsi, parce que le sédiment marin peut enregistrer ces variations environnementales au cours du temps, l'utilisation des carottes sédimentaires comme outil est largement choisie dans les études paléoclimatiques.

CONTEXTE REGIONAL

Localisée entre l’AAC et le Groenland, la baie de Baffin est un bassin océanique long d’environ 1400 km et large de 550 km avec une profondeur pouvant aller jusqu’à plus de 2300 m (Figure 2 ; Tang *et al.*, 2004), qui sert de passage pour les échanges d’eau et de glace entre les océans Arctique et Atlantique. Cette connexion entre les deux océans s’effectue au nord, principalement par les détroits de Barrow et de Nares, qui connectent la mer de Lincoln à la baie de Baffin (Münchow *et al.*, 2007), et au sud, par le détroit de Davis qui connecte la baie de Baffin à la mer du Labrador (Tang *et al.*, 2004). Le bassin de Kane, localisé dans le détroit de Nares, entre *Smith Sound* au sud et le chenal de Kennedy au nord, est un bassin peu profond (220 m de profondeur maximale) et large de 120 km.

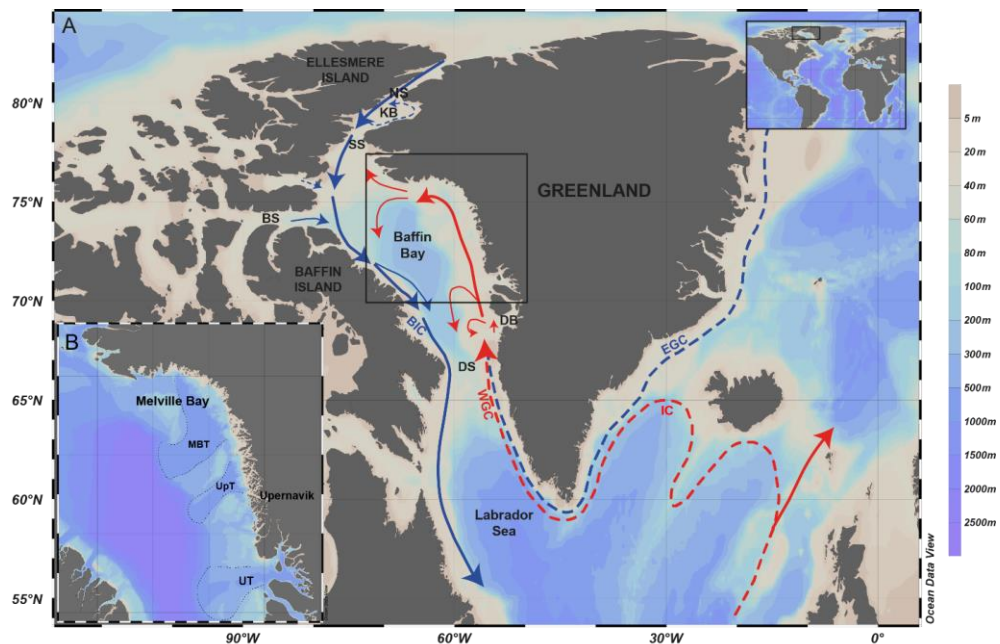


Figure 2. A. Carte bathymétrique de la baie de Baffin et régions environnantes, avec la circulation océanique associée. WGC=West Greenland Current; BIC=Baffin Island Current; EGC=East Greenland Current; IC=Irminger Current. Les principales localisations mentionnées dans le texte sont indiquées : NS=détroit de Nares, BS=détroit de Barrow, KB=bassin de Kane, SS=Smith Sound, DB=Disko Bugt, DS=détroit de Davis. B. Zoom sur la partie nord-est de la baie de Baffin avec mise en valeur de la bathymétrie et des trois chenaux transverse majeurs sur le plateau continental nord-ouest groenlandais qui sont représentés (UT=Ummannaq Trough ; UpT=Upernavik Trough; MT=Melville Bay Trough).

La bathymétrie de la baie de Baffin est asymétrique avec, à l'est, un vaste plateau continental Groenlandais qui s'étend sur plus de 250 km (et plus de 300 m de profondeur) et, à l'opposé, un plateau continental bien plus étroit (25-50 km) et moins profond le long de l'île de Baffin (Aksu et Piper, 1987). Ces plateaux continentaux sont traversés par des chenaux (*cross-shelf trough*, Figure 2B) qui s'étendent des côtes jusqu'aux talus continentaux (Aksu et Piper, 1987 ; Ó Cofaigh *et al.*, 2013), bien qu'ils soient plus marqués du côté est de la baie. De plus, ces chenaux océaniques que l'on peut observer dans le nord et à l'est de la baie de Baffin possèdent de vastes deltas pro-glaciaires (ou cônes de déjection) qui s'étalent sur la pente et qui ont par ailleurs fait l'objet de plusieurs études (p. ex., Li *et al.*, 2011 ; Ó Cofaigh *et al.*, 2013). Ces caractéristiques bathymétriques de la baie de Baffin attestent de la présence de vastes calottes glaciaires lors du dernier maximum glaciaire (Dyke *et al.*, 2002), les chenaux ayant été creusés par les courants glaciaires.

La baie de Melville, localisée au nord-est de la baie de Baffin, est une région encore peu étudiée, mais c'est pourtant une région essentielle qui contient des enregistrements géologiques de la marge glaciaire nord-ouest groenlandaise. Présentement, environ 13.5% du volume de drainage annuel de la GIS provient directement des glaciers qui s'écoulent dans la baie de Melville (Rignot et Kanagaratnam, 2006). Cependant, le rôle et l'étendue de la glace ancrée sur le fond et des courants glaciaires de la baie de Melville au cours du LGM reste incertain (Funder *et al.*, 2011). Ainsi, il peut être possible de mieux comprendre les dynamiques du nord-ouest de la GIS actuelle (au-delà des observations satellites récentes) en étudiant quelles étaient les conditions durant la dernière déglaciation. Les études de ce type faites jusqu'à présent dans la région de la baie de Melville ont été principalement basées sur l'observation et l'identification des reliefs sous-marins glaciaires (p. ex. Slabon *et al.*, 2016 ; Batchelor *et al.*, 2017) et ont mis en évidence la nécessité de combiner cette approche avec l'étude de carottes sédimentaires afin d'apporter plus d'information. Autre caractéristique intéressante de la baie de Melville, on observe l'existence d'un plateau continental intérieur surcreusé (Figure 3 ; Slabon *et al.*, 2016) qui provoque un effet de « pente inversée ». La partie la plus profonde de ce plateau a ainsi pu

accumuler du sédiment lors du retrait glaciaire, matériel qui peut être utilisé comme archive de la dynamique glaciaire lors de la déglaciation.

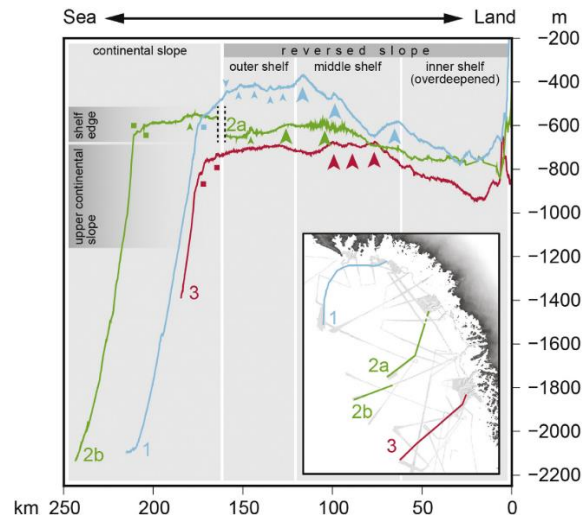


Figure 3. Coupe bathymétrique du plateau continental nord-ouest groenlandais, avec sa pente inversée et plateau intérieur (*inner shelf*) surcreusé dans les trois chenaux transverses de la baie de Melville (Figure de Slabon *et al.*, 2016).

Configuration océanographique

La circulation de surface dans la baie de Baffin est principalement cyclonique (sens antihoraire, géostrophique) alimentée par de l'eau relativement chaude arrivant du sud-est par le détroit de Davis et de l'eau polaire arrivant du nord par les détroits de l'AAC (Figure 2 ; Tang *et al.*, 2004). Le courant provenant du sud appelé **courant ouest Groenlandais (WGC, West Greenland Current)** est un mélange du courant est Groenlandais (EGC, *East Greenland Current*), froid et peu salé qui arrive de l'Arctique par le détroit de Fram et contourne le Groenland par le sud, et du courant Irminger (IC, *Irminger Current*) relativement chaud et salé qui arrive de l'océan Atlantique par le sud-est (Figure 2). Le courant provenant du nord (eau Arctique) est appelé le **courant de l'île de Baffin (BIC, Baffin Island Current)**. Il arrive par des courants de surface dans la baie de Baffin et longe l'AAC le long des îles d'Ellesmere et de Baffin pour finalement former le courant du Labrador en rejoignant les eaux issues du détroit d'Hudson (Figure 2 ; Tang *et al.*, 2004). Il est établi que le WGC qui circule vers le nord tourne en majorité vers l'ouest au niveau de

la baie de Melville pour ensuite rejoindre le BIC qui se dirige vers le sud (Tang *et al.*, 2004), cependant, il a été observé qu'une partie mineure du WGC circule jusque dans le détroit de Nares à des profondeurs inférieures à 250 m (Sadler, 1976 ; Münchow *et al.*, 2007). La configuration moderne de la circulation océanique dans la baie de Baffin s'est mise en place au début de l'Holocène, après la réouverture (retrait de la glace) du détroit de Nares il y a environ 8-9 ka BP, ce qui a permis de reconnecter l'océan Arctique et la baie de Baffin (England *et al.*, 2006 ; Jennings *et al.*, 2011 ; Georgiadis *et al.*, 2018).

Trois grandes masses d'eau présentes dans la baie de Baffin ont été définies : (1) l'eau de surface du courant de Baffin qui est une eau froide (température moyenne : -1.8 à 0°C) de faible salinité (31 à 33.7 PSU, *Practical Salinity Unit*) située entre 100 et 300 m de profondeur moyenne partout sauf au sud-est de la baie de Baffin, (2) l'eau intermédiaire de l'ouest du Groenland relativement chaude (température moyenne : 0 à 2°C), de plus forte salinité (34.3 à 34.5 PSU) et de profondeur moyenne variant entre 150-300 et 1200-1300 m ; et (3) les eaux profondes de la baie de Baffin, mélange de deux eaux profondes situées respectivement à 1200-1800 m et à plus de 1800 m de profondeur (Tang *et al.*, 2004). Ces masses d'eaux profondes et denses correspondent à des eaux froides (température moyenne : -0.4 à 0°C) et de fortes salinités (34.4 à 34.5 PSU), dont l'origine n'est pas encore très claire (*ibid.*). Par ailleurs, la baie de Baffin est partiellement couverte de glace pendant presque toute l'année, sauf en août et en septembre où elle est presque entièrement libre de glace (Tang *et al.*, 2004). La distribution moderne de la glace de mer en hiver dans la baie de Baffin est fortement asymétrique. Elle est caractérisée par l'absence de glace jusqu'au niveau de la baie de Disko (*Disko Bugt*), le long de la côte ouest du Groenland, où les courants de surface sont dominés par l'eau Atlantique. À l'inverse, la glace de mer s'étend vers le sud jusque dans la mer du Labrador du côté canadien, où l'eau de surface provenant de l'océan Arctique domine (*ibid.*). L'étendue et la durabilité du couvert de glace sont des variables clés pour comprendre les changements climatiques, car elles influencent l'albédo planétaire et les échanges de chaleur, d'humidité et de gaz entre océan et atmosphère (Miller *et al.*, 2001).

En outre, la baie de Baffin est très proche d'un des lieux de formation d'eau profonde, au nord de la mer du Labrador. En effet, la convection dans la mer du Labrador forme la partie supérieure de la masse d'eau profonde du nord de l'Atlantique (NADW, *North Atlantic Deep Water* ; Alley *et al.*, 2010), qui est un des moteurs de la circulation thermohaline globale. Le refroidissement aux hautes latitudes des eaux de surface chaudes et salées de l'Atlantique augmente leur densité, ce qui les fait plonger et circuler vers le sud en profondeur pour participer à la circulation thermohaline globale. De plus, le sel rejeté lors de la formation de glace de mer contribue à l'augmentation de la densité des masses d'eau et donc à ce plongement (p. ex., Rahmstorf, 1995 ; Hillaire-Marcel *et al.*, 2001). Ainsi, la présence de glace de mer, d'eau de fonte de glaciers et d'une circulation atmosphérique particulière (Oscillations Arctique et Nord Atlantique) contribue à la convection dans la mer de Labrador à l'origine de cette formation d'eau profonde (p. ex., Rahmstorf, 1995, 2002).

Finalement, par la proximité de la GIS et des nombreux glaciers du nord de l'AAC, on observe la présence de nombreux icebergs dans la baie de Baffin, dont la majorité est produite par les glaciers ouest groenlandais ($> 68^{\circ}\text{N}$). En effet, les deux régions les plus productives sont la baie de Disko et la baie d'Uummannaq, respectivement au sud et au nord de l'île de Disko à l'ouest du Groenland (Tang *et al.*, 2004). La plupart des icebergs produits dans la baie de Disko vont plutôt quitter la baie de Baffin par le détroit de Davis, alors que les icebergs produits au nord de la baie de Disko peuvent dériver avec le WGC jusqu'au nord de la baie de Baffin puis bifurquer vers le sud le long de la côte canadienne (Tang *et al.*, 2004). La présence de glaciers autour de la baie de Baffin fournit un apport d'eau douce directement par leur fonte et celle des icebergs. Cette eau douce se mélange ensuite à l'eau de fonte de la glace de mer de la saison précédente et à l'eau de surface polaire peu salée qui s'infiltré dans la baie de Baffin par le nord (Tang *et al.*, 2004). Il faut aussi noter qu'une quantité importante de glace se détache à l'embouchure des glaciers est-groenlandais et est entraînée par les eaux de surface pour ensuite dériver vers le sud avec le EGC (Andrews *et al.*, 2002).

Histoire géologique de la baie de Baffin et sédimentation

La géologie de la baie de Baffin est caractérisée par un socle de roches granitiques et métamorphiques datant du Précambrien (Figure 4 ; MacLean *et al.*, 1990) qui entoure cette baie. Au nord du Groenland et majoritairement sur l'Île Ellesmere, on trouve une formation de roches sédimentaires (calcaires et dolomites) du Paléozoïque qui surplombe le socle rocheux du Précambrien (Hiscott *et al.*, 1989). À la fin du Crétacé et au début du Tertiaire, le Groenland et l'Amérique du Nord ont été séparés par la formation de rifts qui ont permis d'éloigner les cratons précambriens canadien et groenlandais. De larges grabens et coulées basaltiques, que l'on peut observer principalement dans la région de *Disko Bugt* et d'Uummannaq, sont associés à ce rifting (p. ex., Hiscott *et al.*, 1989 ; MacLean *et al.*, 1990).

La succession de périodes glaciaires et interglaciaires du Quaternaire a fortement affecté la baie de Baffin et l'océan Arctique en général (Hiscott *et al.*, 1989) et c'est particulièrement le cas de la dernière glaciation (Wisconsinienne). Au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire, la baie de Baffin a été influencée par la présence et les fluctuations de trois importantes calottes glaciaires : les calottes glaciaires Laurentidienne (LIS pour *Laurentide Ice Sheet*, majeure partie du Canada et une partie des États-Unis) et Innuitienne ((IIS pour *Innuitian Ice Sheet*, Nord de l'AAC), qui sont aujourd'hui réduites à de petites calottes polaires ou glaciers, et la GIS qui était alors 65% plus étendue qu'actuellement (Funder *et al.*, 2011). Pendant le LGM, ces calottes glaciaires formaient une ceinture presque continue autour de la baie de Baffin (Figure 4 ; Dyke *et al.*, 2002 ; Dyke, 2004). En effet, à l'ouest, les LIS et IIS étaient connectées à travers le détroit de Barrow alors qu'au nord, les GIS et IIS étaient reliées entre elles à travers le détroit de Nares (Dyke *et al.*, 2002 ; England *et al.*, 2006). La déglaciation au nord du Canada s'est initiée vers 19 ka BP puis intensifiée il y a 15-16 ka BP (Dyke, 2004). Cependant le détroit de Nares n'a pas été déglacé avant il y a environ 8-9 ka BP et le retrait le plus tardif de l'IIS s'est fait vers 7,5 cal ka BP (p. ex., England *et al.*, 2006 ; Jennings *et al.*, 2011). L'ouverture du détroit de Nares a rétabli la connexion entre les océans Arctique et

Atlantique Nord, ce qui a ensuite permis le développement de la circulation océanique moderne dans la baie de Baffin et dans la mer du Labrador. A l'ouest du Groenland, la GIS est restée dans les chenaux transverses jusqu'au début de l'Holocène, et le réchauffement de l'océan a joué un rôle important dans les dynamiques de retrait de la GIS pendant la dernière déglaciation (Jennings *et al.*, 2017).

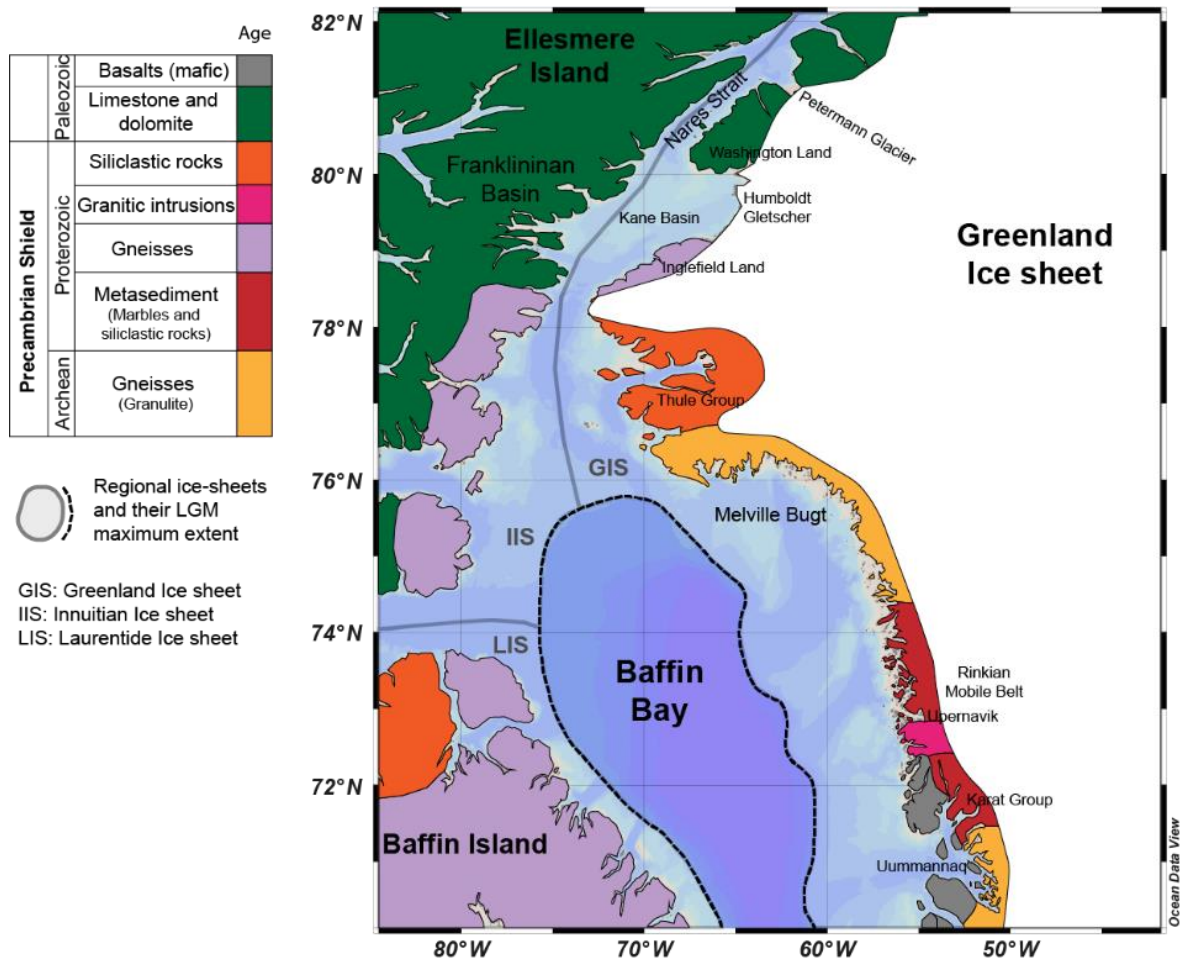


Figure 4. Carte géologique simplifiée des roches continentales entourant la baie de Baffin, avec l'étendue maximale approximative des calottes glaciaires au LGM (inspirée de Simon *et al.*, 2014 et les références contenues).

Les marges glaciaires de l'ouest du Groenland (p. ex., régions de Disko Bugt, Uummannaq, Upernavik, Melville Bay) sont une des sources terrigènes majeures pour la baie de Baffin (Figure 5 ; Andrews *et al.*, 2014 ; 2018). Tel que décrit plus haut, ce sont

aussi des régions très productives en icebergs, par la présence de nombreuses embouchures de glaciers actuellement, comme par le passé. Dans le détroit de Nares, les sources principales d'icebergs proviennent de deux courants glaciaires majeurs de la GIS : le glacier Petermann dans le bassin de Hall et le glacier Humboldt dans le bassin de Kane. À l'opposé du glacier Humboldt, sur l'île d'Ellesmere se trouve la calotte polaire Agassiz, dernier résidu de l'ancienne IIS. D'autre part, les carbonates détritiques retrouvés dans les enregistrements sédimentaires, dont la source est principalement les carbonates du Paléozoïque situés au nord de la baie de Baffin (Marlowe, 1966 ; Hiscott *et al.*, 1989), apportent l'évidence d'instabilités épisodiques des courants glaciaires qui ont affectés le nord-est de la LIS et le sud de la IIS (Andrews *et al.*, 1998 ; Parnell *et al.*, 2007 ; Simon *et al.*, 2014). Ainsi, il est possible de caractériser les apports sédimentaires principaux de la baie de Baffin selon : (1) un axe N-S, avec l'érosion des carbonates provenant des formations paléozoïques des îles nord-est de l'AAC, et les particules entrant dans la baie via le détroit de Davis et le courant ouest groenlandais et (2) selon un axe E-O, avec des particules provenant des marges continentales du Groenland et de l'Île de Baffin (Aksu et Piper, 1987 ; Simon *et al.*, 2014 ; Pujol, 2014).

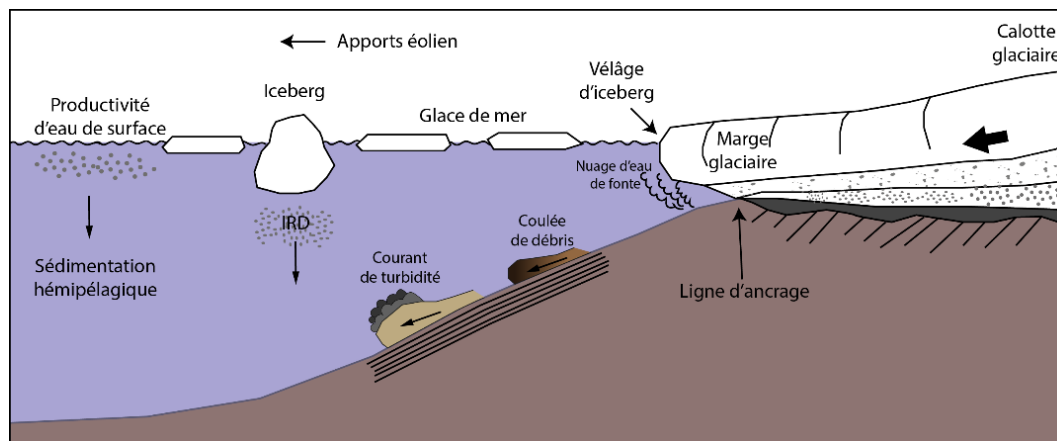


Figure 5. Schéma représentant les différents processus de transport sédimentaire associés à une marge glaciaire. Le transport du sédiment peut être associé aux icebergs, à la fonte de glace, aux courants gravitaires, et finalement aux courants atmosphériques et marins. La sédimentation hémipélagique domine lorsque l'on s'éloigne de la glace, et consiste en un mélange d'apport détritique et pélagique (inspiré de Aksu et Piper, 1987 ; Ó Cofaigh *et al.*, 2013).

Ainsi, les sédiments actuels détritiques présents au fond de la baie de Baffin sont principalement dérivés des tills de contact glaciaire et des icebergs dont la fonte permet le largage de débris dérivés par les glaces (IRD, pour *Ice-Rafted Debris*) (Marlowe 1966 ; Hiscott *et al.*, 1989). On distingue différents processus de déposition dans la baie de Baffin (Ó Cofaigh *et al.*, 2013) incluant (1) des dépôts glaciogéniques (sédiment grossier provenant de l'érosion glaciaire), (2) des sédiments hémipélagiques qui sont un mélange de débris détritiques et pélagiques, (3) des dépôts associés à des glissements sous-marins (remobilisation du sédiment marin), (4) des turbidites (dépôts liés aux courants gravitaires de turbidité), (5) des dépôts de courant de fond (Figure 5 ; p. ex., Aksu et Piper, 1987 ; Ó Cofaigh *et al.*, 2013). La sédimentation glaciomarine correspond à la déposition de sédiment majoritairement détritique et grossier, qui s'effectue dans un environnement glaciaire. Cette sédimentation se produit généralement rapidement (~100 cm/ka) et on distingue différents faciès sédimentaires associés principalement à la proximité du ou des glaciers par rapport à la zone de dépôt. Ainsi, on distingue des faciès très grossiers qui sont associés à une marge glaciaire proche (p. ex., diamicton, till, moraines) et des faciès qui sont associés à une marge glaciaire plus distante (p. ex., dépôt lié aux plumes d'eau de fonte ou autres remobilisations du sédiment, Figure 5). Cette sédimentation prédomine généralement pendant les périodes de déglaciation. À l'inverse, la sédimentation hémipélagique correspond à la déposition de sédiment en partie détritique et pélagique. Cette sédimentation peut donner des faciès avec présence de bioturbation et/ou contribution d'IRD lorsque dans un environnement périglaciaire, et prédomine généralement pendant les périodes interglaciaires. Sur les plateaux continentaux englacés, on trouve donc généralement une même séquence stratigraphique (complète ou non) qui reflète la transition de la plus récente période glaciaire à interglaciaire (Syvitski, 1991). Cette séquence se compose (1) de sédiments déposés directement par la glace, en contact avec elle, (2) de sédiments déposés proche de la glace (*ice-proximal*), (3) de sédiments déposés loin de la glace (*ice-distal*), (4) de sédiments côtiers paraglaciers et (5) de sédiments post-glaciaires. La succession de ces dépôts est ainsi étroitement liée au retrait de la glace, au réajustement isostatique qui s'ensuit, et aux variations du niveau marin (Syvitski, 1991).

OBJECTIFS DE RECHERCHE

Les différents éléments présentés ci-dessus exposent la nécessité de mieux comprendre comment les interactions entre océan, atmosphère, calotte glaciaire et glace de mer entrent en jeu dans la variabilité climatique. La baie de Baffin constitue une région idéale pour étudier ces interactions, car son emplacement lui a permis d'enregistrer la dynamique océanographique et glaciaire depuis le LGM. De plus, le nord-est de la baie de Baffin (baie de Melville), tout comme le détroit de Nares, restent des régions encore peu étudiées concernant leur histoire climatique depuis le LGM. Des études ont permis de mettre en évidence trois grandes subdivisions climatiques de l'Holocène, qui sont désormais inscrites dans la charte stratigraphique internationale : *Greenlandian* (Holocène inférieur, 11.5-8.2 ka BP), *Northgrippian* (Holocène moyen, 8.2-4.2 ka BP) et *Meghalayan* (Holocène supérieur, 4.2-0 ka BP). Cette subdivision a été établie pour refléter la variabilité climatique au cours de l'Holocène, qui est d'ailleurs observée dans les régions de la baie de Baffin et Est du Canada (p. ex., Kaufman *et al.*, 2009). Cependant, la chronologie de ces variations climatiques varie spatialement et ceci est en partie lié à la présence et au déclin des trois vastes calottes glaciaires qui étaient présentes lors du LGM. Ainsi, une couverture spatiale étendue et détaillée peut être un moyen de mettre ces variations spatiales en évidence afin de pouvoir davantage les expliquer. Jusqu'à présent, dans la baie de Baffin, la majorité des études se sont concentrées sur une zone en particulier, ou sur une méthode en particulier. C'est pourquoi l'idée d'une approche multi-traceurs, sur trois régions relativement proches géographiquement mais avec des environnements assez distincts a été à l'origine de ce projet de thèse. Le plateau continental groenlandais, par ses vitesses de sédimentation importantes, permet de collecter des archives paléoenvironnementales récentes (Holocène) sous forme de carottes sédimentaires. Ces archives sédimentaires ont pu enregistrer l'évolution des conditions océanographiques, les changements de provenance du matériel terrigène et les mécanismes de transport sédimentaire, tout ça en lien avec le retrait glaciaire et la variabilité climatique au cours de l'Holocène.

Ainsi, l'objectif général de recherche est de reconstituer et mieux documenter la dynamique sédimentaire et les conditions hydrologiques de surface dans le nord-est de la baie de Baffin et le détroit de Nares et leurs liens avec les variations climatiques et océanographiques depuis la dernière déglaciation. La réalisation de cet objectif passe par l'accomplissement de trois objectifs spécifiques organisés de manière à produire des articles scientifiques respectifs, qui constituent les différents chapitres suivants de la thèse. Le premier objectif constitue la base du projet de thèse, car il permet de contraindre le cadre temporel et est donc essentiel pour la réalisation des deux suivants, et donc pour l'objectif général.

Objectif 1 : Chronostratigraphie

La première étape des études qui utilisent des carottes sédimentaires comme archives paléoenvironnementales se résume toujours par l'établissement d'un cadre chronostratigraphique pour les carottes (conversion de profondeur en âge). Les méthodes de datation traditionnelles se font en général par l'usage des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) ou la datation radiocarbone (^{14}C), qui se basent sur l'analyse des carbonates biogéniques comme les foraminifères. Cependant, il est souvent difficile de récupérer du matériel carbonaté pour ces datations dans les régions arctique et subarctique. Ce problème est lié à un taux élevé de dissolution des carbonates, qui limite fortement la présence et la diversité des carbonates biogéniques dans les sédiments (Aksu, 1983, de Vernal *et al.*, 1992). De plus, la glace de mer libère des saumures (signature isotopique légère) lors de sa formation, ce qui perturbe le signal isotopique de l'oxygène (Hillaire-Marcel et de Vernal, 2008). C'est pourquoi il est judicieux d'employer des méthodes complémentaires de datation afin d'apporter plus de robustesse aux modèles d'âges dans ces régions.

L'étude des variations de l'orientation et de l'intensité du champ magnétique au cours du temps (paléomagnétisme) a été utilisée avec succès dans différentes études comme méthode de datation complémentaire (p. ex., Simon *et al.*, 2012 ; Deschamps *et al.*, 2018). Ainsi, le premier objectif spécifique de ce projet est **d'établir une chronostratigraphie précise basée sur des analyses paléomagnétiques combinées à des datations**

radiocarbone pour trois séquences sédimentaires du nord-est de la baie de Baffin (Chapitre 1). Cet objectif permettra de répondre au besoin d'obtenir un cadre chronostratigraphique fiable pour les séquences sédimentaires étudiées, considérant les difficultés liées à la datation du sédiment dans ce genre d'environnement. La réalisation de cet objectif pour les trois séquences sédimentaires de cette étude permettra d'établir un cadre temporel qui sera essentiel pour les deux objectifs suivants.

Objectif 2 : Conditions de surface de l'eau

Le deuxième objectif spécifique de cette thèse est de **reconstituer l'évolution des conditions océaniques de surface dans le détroit de Nares (bassin de Kane) et au nord-est de la baie de Baffin au cours de l'Holocène en se basant sur l'analyse des assemblages de kystes de dinoflagellés (Chapitre 2).** Les kystes de dinoflagellés (dinokystes) ont largement été utilisés dans l'hémisphère nord comme traceurs afin de reconstituer les conditions océaniques de surface : salinité, température, durée du couvert de glace de mer et productivité (de Vernal *et al.*, 2013). En effet, les dinoflagellés sont des protistes unicellulaires (majoritairement de taille entre 10 et 100 μm) qui vivent aussi bien dans les milieux marins que d'eau douce, de l'équateur aux pôles, mais sont généralement en abondance dans les mers polaires et subpolaires, avec une diversité d'espèces relativement élevée (de Vernal et Rochon, 2011). Au cours de leur cycle de vie, certaines espèces de dinoflagellés vont développer un kyste à l'intérieur de leur cellule en été (15 à 20 % des dinoflagellés passent par ce stade et forment un kyste ; Evitt, 1985). Ces dinokystes sont composés d'une matière organique extrêmement résistante (dinosporine), et vont donc se conserver dans le sédiment à long terme. Les dinokystes enregistrent ainsi les paramètres physiques et chimiques de la colonne d'eau (température, salinité, productivité et taux de glace de mer) dans laquelle ils se sont formés, et l'étude des assemblages de dinokystes peut apporter des indications sur ces conditions (p. ex., de Vernal et Rochon, 2011, de Vernal *et al.*, 2013). Ainsi, le second objectif spécifique de recherche tend à répondre à deux questions : *observe-t-on des variations des conditions de surface de l'eau dans nos séquences sédimentaires au cours de l'Holocène ? Quelles sont les causes et la*

chronologie de ces variations ? La réalisation de ce deuxième objectif permettra de reconstituer l'évolution des conditions océanographiques en lien avec la variabilité climatique au cours de l'Holocène.

Objectif 3 : Provenance du sédiment

Les sédiments détritiques de la baie de Baffin sont dérivés des continents alentours, dont les lithologies possèdent des caractéristiques magnétiques, minéralogiques et géochimiques particulières. Ces sédiments détritiques peuvent avoir été transportés jusqu'à la zone de dépôt par différents processus de transport, généralement à partir des vastes courants glaciaires (p. ex., particules en suspension, coulées de fond, débris délaissés par les icebergs). De plus, des sédiments marins fins (argiles, $<2\mu\text{m}$) peuvent aussi circuler sur de longues distances avec les courants marins pour finalement se déposer très loin de leur source originale (Fagel, 2007). Dans ce contexte, les propriétés minéralogiques de carottes de sédiment provenant de la baie de Baffin peuvent apporter d'importantes informations pour distinguer les variations de sources et de processus de transport sédimentaires (p. ex., Andrews et Eberl, 2011 ; Simon *et al.*, 2014 ; Sheldon *et al.*, 2016 ; Andrews *et al.*, 2018), en lien avec les variations des courants océaniques, de la dynamique glaciaire et du climat.

Dans ce contexte, le troisième et dernier objectif spécifique de la thèse est de 1) **retracer les variations de la provenance du sédiment et de la dynamique sédimentaire depuis la dernière déglaciation** sur la marge nord-ouest groenlandaise et d'en déterminer les causes et 2) **documenter le retrait des marges glaciaires au nord-ouest du Groenland depuis la dernière déglaciation**, en tenant compte de la variabilité climatique et océanique (**Chapitre 3**). Ces deux objectifs se baseront sur la distribution granulométrique, les propriétés magnétiques, les assemblages minéralogiques et la composition géochimique des sédiments. L'étude de la composition minéralogique du sédiment s'est révélée efficace pour la détermination des sources sédimentaires et de leurs variations (p. ex., Andrews *et al.*, 2018). Les résultats d'Andrews *et al.* (2018) ont montré qu'il était possible de distinguer les différentes sources sédimentaires de la baie de Baffin à l'aide des propriétés minéralogiques du sédiment. Ainsi, le second objectif permettra de

répondre aux questions : *quelles sont les différentes sources sédimentaires associées aux trois carottes sédimentaires de cette étude ? Y a-t-il eu des variations de l'apport sédimentaire au cours de l'Holocène et si oui, quelles en sont les principales causes ?* Les réponses à ces questions fourniront des indices sur les variations de la dynamique glaciaire (pour les GIS et IIS) et sur des changements des conditions océanographiques et climatiques sur le plateau continental nord-ouest groenlandais.

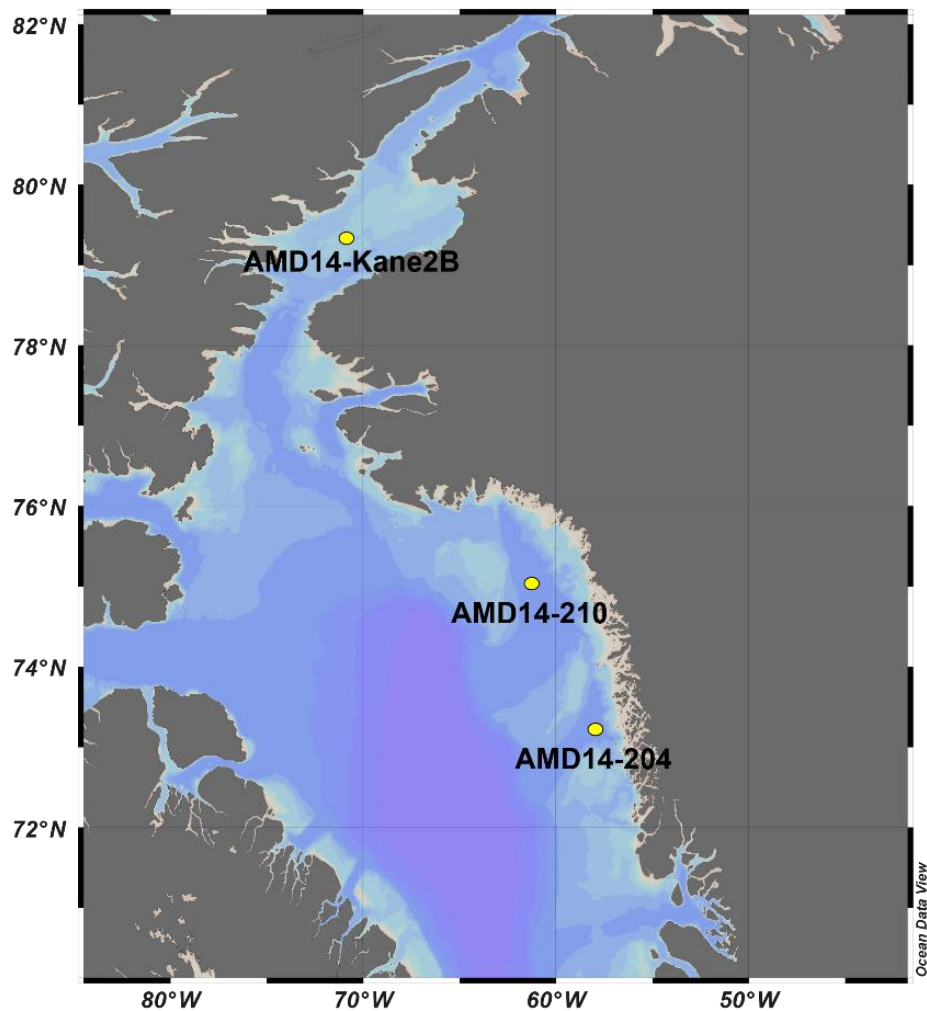


Figure 6. Localisation des trois carottes sédimentaires de ce projet de recherche : AMD14-204 et AMD14-210, respectivement dans le chenaux sud (Upernavik) et central de la baie de Melville, et AMD14-Kane2B, dans le bassin de Kane (détroit de Nares).

METHODOLOGIE

Carottes sédimentaires : échantillonnage

Les trois carottes sédimentaires étudiées dans ce projet de recherche ont été collectées sur le plateau continental nord-ouest groenlandais : proche du fjord d’Upernavik (AMD14-204), dans la baie de Melville (AMD14-210) et dans le bassin de Kane (AMD14-Kane2B), en juillet 2014 au cours de la campagne d’échantillonnage ArcticNet 2014 (Leg 1b) à bord du brise-glace de recherche NGCC Amundsen (Figure 6). Cette campagne d’échantillonnage a été réalisée dans le cadre du programme GreenEdge, qui vise à étudier l’évolution de la (paléo-) productivité le long d’une marge glaciaire ainsi que la pénétration des masses d’eau atlantiques dans le nord de la baie de Baffin et du détroit de Nares au cours de l’Holocène. Les sites de carottage ont été choisis à partir de profils de sous-surface (3.5 kHz) réalisés durant des campagnes précédentes (ArcticNet 2013 et Polarstern 2011) et en fonction de l’épaisseur de sédiment et des caractéristiques observées sur les profils. Les détails concernant les trois carottes sédimentaires choisies pour cette étude sont présentés dans le tableau 1, ci-dessous.

Tableau 1. Information sur les stations (AMD14-204, AMD14-210 et AMD14-Kane2b) où ont été collectées les carottes qui seront étudiées au cours de ce projet.

| Station | Latitude (°N) | Longitude (°W) | Région | Profondeur d’eau (m) | Longueur de carotte (cm) |
|---------------|---------------|----------------|-------------------|----------------------|--------------------------|
| AMD14-204 | 73°15.663’N | 57°53.987’W | Upernavik Isstrøm | 987 | 734 |
| AMD14-210 | 75°24.317’N | 61°39.357’W | Melville Bay | 1155 | 596 |
| AMD14-Kane 2B | 79°30.908’N | 70°49.742’W | Kane Basin | 220 | 425 |

La collecte du sédiment s’est faite en utilisant un carottier CASQ (*CALypso Square corer*) ainsi qu’un carottier à boîte pour chaque site. Contrairement à d’autres carottiers, le carottier CASQ permet une déformation et perte minimale du sédiment durant le processus de carottage. Après la collecte des carottes à bord, les échantillons ont été récupérés à l’aide de tubes rigides de plastique en forme de U qui mesure jusqu’à 1,5 m de longueur, au

centre de chaque section de carotte. Les tubes ont ensuite été retirés du sédiment en utilisant un fil de nylon et fermés avec un couvercle de plastique correspondant. Des petits (2 x 2 cm) et larges (10 x 5 cm) *U-channels* ont été prélevés dans les trois carottes, avec une partie réservée pour archives et les autres distribués pour différents groupes de travail, dont ce projet de recherche.

Propriétés physiques

La tomographie axiale informatisée (CAT-Scan) est une méthode qui permet d'obtenir des images digitales par rayons X en nuances de gris (St-Onge *et al.*, 2007). En plus de permettre la visualisation des structures sédimentaires, le CAT-Scan permet d'extraire un profil d'intensité tomographique exprimé en nombre CT. Ces nombres CT reflètent les variations de densité, minéralogie et porosité du sédiment (St-Onge *et al.*, 2007). La méthode de CAT-Scan a été effectuée à intervalles de 0.6 mm sur l'ensemble des *U-channels* (petits et gros) à l'INRS-ETE à Québec. Les données obtenues avec le CAT-Scan ont par exemple été utilisées pour identifier les différentes structures sédimentaires et déterminer les modes de déposition du sédiment (cf. Chapitre 1 - lithofacies). Une fois le CAT-scan terminé, les *U-channels* ont été analysés sur un banc multi-senseurs (*Multi-Sensor Core Logger* MSCL). Ce banc permet d'obtenir des données sur la susceptibilité magnétique et la couleur du sédiment à intervalle de 1 cm (St-Onge *et al.*, 2007), en plus de permettre la prise de photo digitale à haute résolution. La susceptibilité magnétique reflète dans un premier temps la concentration en minéraux ferrimagnétiques, mais est également influencée par la taille des grains. La couleur des échantillons a été obtenue par spectrophotométrie et est exprimée selon les paramètres L*, a* et b* de la Commission Internationale de l'Eclairage (CIE). L* correspond à la luminosité [de 0 (noir) à 100 (blanc)], a* [de +60 (rouge) à -60 (vert)] et b* [de +60 (jaune) à -60 (bleu)] (St-Onge *et al.*, 2007). Ainsi, les données du MSCL ont permis d'obtenir des informations sur les propriétés physiques des carottes, ce qui aide à visualiser les variations présentes dans les sédiments (cf. Chapitre 1 - lithofacies).

Paléomagnétisme

Le sédiment marin a la capacité de pouvoir enregistrer les variations du champ magnétique de la Terre au cours du temps. En effet, avec la déposition du sédiment marin, les particules magnétiques s'orientent en fonction du champ magnétique ambiant, au moment de leurs dépôts. Avec la sédimentation qui continue, la compaction du sédiment permet aux particules de conserver leurs positions, et ainsi, leur orientation et l'intensité du champ peuvent être archivées. Le paléomagnétisme consiste donc à étudier ces variations du champ magnétique au cours du temps. Pour cette étude, une méthode d'analyse sensible, rapide et non destructive du sédiment a été utilisée, permettant l'acquisition de données magnétiques à haute résolution (p. ex., Stoner et St-Onge, 2007). Cette méthode non destructive a été effectuée sur les petits *U-channels* de chaque carotte. Le magnétomètre cryogénique (*SRM-755 2G Enterprises*) du Laboratoire de paléomagnétisme sédimentaire de l'ISMER possède 3 senseurs SQUIDS (*Superconducting QUantum Interference DeviceS*) qui permettent de mesurer l'aimantation de l'échantillon. Tout d'abord, l'aimantation rémanente naturelle (NRM, *natural remanent magnetization*) a été mesurée, puis un champ alternatif a été appliqué dans les trois directions (x, y et z) du champ ce qui a permis la démagnétisation de l'échantillon par étapes successives, afin de (1) enlever l'aimantation visqueuse, c.à.d. le champ qu'a subi la carotte après son prélèvement, et (2) déterminer la magnétisation caractéristique rémanente. Par la suite, un champ continu (50 μ T) a été appliqué sur l'échantillon en même temps qu'un champ alternatif de 100 mT, afin de mesurer l'aimantation rémanente anhystérétique (ARM, *anhysteretic remanent magnetization*) avec les mêmes étapes de démagnétisation que la NRM. L'aimantation rémanente isotherme (IRM, *isothermal remanent magnetization*) puis la même à saturation (SIRM) ont été induites à l'aide d'un module d'induction à une intensité de 300 et 950 mT respectivement. Les *U-channels* ont ensuite été démagnétisés de façon progressive selon les mêmes étapes que pour la NRM et ARM. En résumé, le magnétomètre cryogénique a permis de mesurer la NRM, l'ARM, l'IRM et la SIRM, en plus de déterminer l'inclinaison, déclinaison et paléointensité relative du sédiment des *U-channels* (Weeks *et al.*, 1993).

Le traitement des données s'est ensuite fait à l'aide du programme Excel développé par Mazaud (2005), ce qui a permis de calculer le champ destructeur médian (MDF, *median destructive field*) et la déviation angulaire maximale (MAD, *maximum angular deviation*). Le MDF est le champ nécessaire pour détruire la magnétisation initiale de 50% et permet de connaître l'état de coercivité moyen de l'échantillon, alors que le MAD permet d'obtenir une évaluation quantitative de la précision des mesures d'orientation (données de haute qualité quand les MAD sont inférieurs à 5°). Les ratios de NRM/ARM et NRM/IRM ont aussi été calculés pour la détermination de la paléointensité relative (Tauxe *et al.*, 1993 ; voir Chapitre 1). Par ailleurs, afin de vérifier que les critères nécessaires à la détermination de la paléointensité relative ont été réunis, des mesures avec un magnétomètre à gradient alternatif (*Alternatif Gradient Magnetometer*, AGM, MicroMag 2900 de Princeton Measurements Corp) ont été faites. Ces analyses ont permis de connaître les paramètres d'hystérésis des particules magnétiques (magnétisation à saturation M_s , la force de coercivité H_c , la rémanence à saturation M_{rs} , et la coercivité de la rémanence H_{cr}). Ces informations permettent de caractériser la minéralogie et la taille des grains magnétiques qui sont des facteurs cruciaux pour vérifier la faisabilité de la détermination de la paléointensité relative (Day *et al.*, 1977 ; Tauxe *et al.*, 1993, voir Chapitre 1).

Réalisation des modèles d'âges

Pour la réalisation du premier objectif : établir une chronostratigraphie fiable pour les trois carottes sédimentaires, les résultats des analyses de paléomagnétisme ont été combinées à des datations radiocarbone. Un total de 20 âges radiocarbone ont été obtenus pour la carotte AMD14-Kane2B, par un groupe de chercheur en collaboration (Eleanor Georgiadis, Jacques Giraudeau et Guillaume Massé, Universités de Bordeaux et Laval), ce qui a permis de générer un modèle d'âge entièrement basé sur ce type de datation pour cette carotte (Georgiadis *et al.*, 2018). L'obtention de ce nombre conséquent de datations s'explique par la faible profondeur d'eau du bassin de Kane, là où a été collectée la carotte AMD14-Kane2B (220 m de profondeur), supérieur à la profondeur de dissolution des carbonates (Aksu, 1983), ce qui a permis de collecter un grand nombre d'organismes

carbonatés. À l'inverse, la collecte de matériel carbonaté pour les carottes AMD14-204 et AMD14-210 (respectivement 987 et 1155 m de profondeur d'eau) s'est révélée plus compliquée, et seulement 4 âges radiocarbones ont été obtenus pour la carotte AMD14-204, et 3 pour la carotte AMD14-210 (cf. Chapitre 1). Des modèles d'âges initiaux ont été créés pour les trois carottes sédimentaires, en se basant sur ces datations radiocarbones, à partir du R-*package* CLAM (Blaauw, 2010). Il est important de noter que l'un de ces modèles d'âges initiaux (AMD14-Kane2B), établi par Georgiadis *et al.* (2018) est considéré comme étant la version finale (due au nombre suffisant de dates ^{14}C) et a été utilisé pour le reste des études liées à cette carotte. Ainsi, à partir de cette première étape, les analyses de paléomagnétisme ont pu servir d'outil complémentaire afin d'améliorer la détermination de ces modèles. Pour cela, les valeurs d'orientation (inclinaison et déclinaison) et de paléointensité relative (RPI) du champ magnétique ont été placées en fonction de ces modèles d'âges initiaux. Puis, les données pour les trois carottes ont été comparées, respectivement pour chaque paramètre paléomagnétique, tout d'abord entre elles, mais également avec d'autres archives bien datées, ainsi qu'un modèle géomagnétique (cf. Chapitre 1). La corrélation de ces courbes a permis de déterminer des marqueurs chronostratigraphiques (*tie-points*) qui ont ensuite servi pour l'amélioration des modèles d'âges des carottes AMD14-204 et AMD14-210. Par la suite, le modèle d'âge de la carotte AMD14-204 a été de nouveau amélioré grâce à l'ajout de datations faites à partir de la matière organique (Giraudeau *et al.*, en révision). Finalement, l'utilisation du R-*package* Bacon (Blaauw et Christen, 2011 ; approche bayésienne) a permis d'obtenir des versions mises à jour encore plus fiables des modèles d'âge-profondeur (Chapitre 2 et 3).

Palynologie

L'analyse des assemblages de kystes de dinoflagellés a été faite à partir des échantillons de sédiments prélevés sur les grands *U-channels* à 8 cm d'intervalle. Cette méthode a commencé par une préparation palynologique des échantillons, dont le traitement consiste en plusieurs étapes sur des séries de 6 échantillons : (1) un volume de 5 cm³ de sédiment a été mesuré par déplacement d'eau dans un cylindre gradué et une

capsule de grains marqueurs (*Lycopodium clavatum*, Batch n° 414831, conc. 12100 ± 1892) a été ajoutée à chaque échantillon ; puis (2) les échantillons ont subi une sonification dans un bain à ultrasons pendant 2 minutes. (3) Les échantillons ont ensuite été tamisés (tamisage humide) à 100 et 10 μm (toile *Nytex* de nylon) à l'aide d'un agitateur magnétique afin d'éliminer les sables grossiers et les particules fines de silt et d'argile. La fraction comprise entre 10 et 100 μm a ensuite subi une dissolution chimique (avec acide à chaud), avec de l'acide chlorhydrique (HCl, 10%) pour éliminer les particules carbonatées (CaCO_3) et de l'acide fluorhydrique (HF, 49%) pour éliminer les particules silicatées (SiO_2). Une série de 4 traitements au HCl et 3 traitements au HF a été réalisée en alternance. Un rinçage à l'eau distillée suivi d'une centrifugation a été réalisé entre chaque traitement à l'acide et un dernier rinçage à l'eau distillée a permis d'éliminer toute trace d'acide dans l'échantillon, suivi d'un tamisage humide à 10 μm permettant d'éliminer les particules fines et les gels fluorosilicatés produits durant les traitements acides. L'étape suivante a été le montage des lames à l'aide de glycérine gélifiée à laquelle du phénol a été ajouté pour prévenir le développement de bactéries. Enfin, l'identification et le comptage des dinokystes se sont faits à l'aide d'un microscope droit à lumière transmise avec contraste interférentiel, à des grossissements de 400x et 1000x. Tous les palynomorphes (incluant dinokystes, grains de pollen, spores, parois organiques de foraminifères et palynomorphes remaniés) ont été identifiés et un minimum de 300 dinokystes et 100 grains marqueurs ont été comptés dans chaque échantillon. L'identification des espèces de dinokystes a été faite en utilisant la nomenclature taxonomique décrite par Rochon *et al.* (1999) (cf. Chapitre 2). Pour la reconnaissance des dinokystes, certains caractères morphologiques ont permis de différencier une espèce d'une autre. Ces critères d'identification sont par exemple les paraplaques (visibles par de petites crêtes), les parois/murs des kystes qui vont définir le nombre de cavités, ainsi que les caractéristiques du kyste (relief, ornements, épines, et sutures de plaques). Enfin, le critère d'identification le plus important est l'archéopyle (ouverture dans la paroi du kyste qui permet à la cellule de sortir lors de l'exkystement), qui va aussi permettre de différencier les espèces de dinoflagellés à l'origine du kyste (Evitt, 1985).

La technique des analogues modernes (MAT pour *Modern Analogue Technique*) est une méthode qui permet de comparer les assemblages de dinokystes d'une certaine localisation à une base de données globale, d'échantillons de sédiment de surface associés aux conditions de surface actuelles. Ainsi, la MAT a été utilisée pour reconstruire les conditions de surface de l'eau, grâce à une version de la base de données mise à jour pour l'Hémisphère Nord, qui inclue 1776 sites de références et 73 taxons (Allan *et al.*, 2018). Les calculs de fonctions de transfert se sont faits en utilisant le script *Bioindic* développé pour la plateforme R par Joel Guiot (CEREGE, France), suivant la procédure décrite par Guiot et de Vernal (2007). La MAT se base sur l'hypothèse que des assemblages biogéniques similaires se produisent sous des conditions environnementales similaires sans aucune assumption en termes de relation quantitative (Guiot et de Vernal, 2007). Pour cette reconstruction des conditions de surface passée, cinq analogues différents ont été utilisés, en appliquant une transformation logarithmique de l'abondance relative des taxons de dinokystes. Ainsi, les résultats ont permis d'obtenir des données concernant l'évolution de la (1) température et (2) salinité de surface de l'eau (pour été, hiver, août et février), (3) l'étendue du couvert de glace de mer (en termes de nombres de mois par an avec plus de 50% de couvert de glace, basée sur une moyenne de 1953 à 2003), et (4) la productivité primaire mesurée en gC.m².an (cf. Chapitre 2). Finalement, des analyses multivariées (analyse en composante principale et cluster) ont été effectuées avec le logiciel PAST (Hammer *et al.*, 2001) afin de différencier la distribution des assemblages (en excluant les taxons très rares : toujours <1%).

Minéralogie et géochimie du sédiment

Les analyses granulométriques, minéralogiques et géochimiques ont été réalisées sur des échantillons prélevés tous les 8 cm sur les larges *U-channels* des carottes de sédiments. Avant de procéder aux analyses, les échantillons ont été préparés afin d'isoler la fraction terrigène. Pour cela, plusieurs étapes ont été réalisées : (1) tout d'abord, 10 ml d'acide chlorhydrique (HCl à 0.5M) et 10 ml de peroxyde d'hydrogène (H₂O₂ à 30% v/v) ont été ajoutés à l'échantillon pour une durée de 2 heures afin de dissoudre respectivement les

carbonates et la matière organique ; (2) les échantillons ont ensuite été rincés à l'eau (au moins 3 fois) jusqu'à atteindre approximativement un pH neutre, et (3) une fois suffisamment rincé (visible avec la défloculation des argiles), l'échantillon a été divisé, une partie étant dédiée à l'analyse granulométrique et l'autre aux analyses minéralogiques et géochimiques. L'analyse granulométrique a été effectuée sur les échantillons de sédiment avec un analyseur de taille de grain par diffraction laser (*Beckman Coulter LS-13320*) à 8 cm d'intervalle. Une fois les analyses granulométriques terminées, les données ont été traitées avec le logiciel GRADISTAT (Blott et Pye, 2001).

Les analyses sur la composition minéralogique des échantillons ont été effectuées par la méthode de diffraction aux rayons X (DRX) suivant le protocole décrit par Eberl (2003). Quelques étapes de préparation des échantillons ont préalablement été nécessaires afin de procéder aux analyses minéralogiques : (1) après la défloculation des sédiments, les échantillons ont été broyés à l'aide d'un moulin de micronisation (avec broyeur en agate) pour obtenir une taille de grain constante $< 10 \mu\text{m}$, avec un temps de broyage de 5 à 10 min pour obtenir un mélange homogène ; (2) la suspension a ensuite été mise à sécher pendant toute une nuit à environ 60°C , puis les échantillons ont été légèrement homogénéisés avec un mortier en agate afin d'éviter les possibles agglomérations des particules plus fines pendant le séchage et (3) finalement, les échantillons sous forme de poudre ont été chargés dans des supports spécifiques afin d'être analysés par DRX grâce à un diffractomètre *PANalytical X'Pert Powder*. L'instrument a été adapté avec un tube de cuivre (Cu K-alpha = 1.54178 \AA) qui a opéré à 45 kV et 40 mA et un monochromateur en graphite post-diffraction. Les échantillons ont été scannés de 5° à 65° $2-\theta$ par étape de 0.02° $2-\theta$ et avec un temps de comptage de 4 secondes par étape. Afin de procéder à la quantification des composants minéralogiques majeurs, les scans DRX obtenues ont été convertis en concentration (*mineral weight percent* : wt. %) en utilisant le programme macro Excel *ROCKJOCK v11* (Eberl, 2003). Ce programme permet la quantification de la minéralogie complète des échantillons, avec une précision de ± 3 wt %, grâce à une méthode d'ajustement complète (Eberl, 2003). La composition minérale totale calculée (wt. %) a ensuite été normalisée à une somme de 100%. Cette étude se concentre sur les 14 minéraux

clés qui représentent plus de 95 % de la concentration minérale totale des échantillons de sédiment et ces composants minéralogiques majeurs sont : quartz, feldspath-K, plagioclase, amphibole, pyroxène, calcite, dolomite, minéraux riches en fer (magnétite, hématite), silice amorphe, smectite, illite, kaolinite, biotite et chlorite (voir Chapitre 3).

Les données sur la composition minéralogique et géochimique des trois carottes sédimentaires ont été analysées par approche statistique, avec analyses en composante principale grâce aux logiciels *Codapack* (Comas et Thió-Henestrosa, 2011) et *PAST* (Hammer *et al.*, 2001). Cela a permis de différencier des groupes (*end-members*) afin de les associer à différentes sources sédimentaires. De plus, afin d'améliorer la compréhension quantitative des variations observées dans les carottes en termes de provenance du sédiment, le programme SedUnMixMC (Andrews et Eberl, 2012) a été utilisé. À partir de sources de sédiment potentielles, ce programme quantifie la proportion de chaque source par échantillons de sédiment, et permet ainsi d'étudier l'évolution des sources sédimentaires et des changements de provenance au cours du temps. L'évaluation des sources potentielles pour chaque carotte s'est en grande partie basée sur l'étude de Andrews *et al.* (2018). En effet, les travaux réalisés pour cette étude de sédiment de surface ont permis de différencier différentes sources sédimentaires pour la baie de Baffin. Ainsi, pour l'ouest du Groenland, des groupes de différentes minéralogie (WGMC pour *West Greenland Mineral Cluster*) ont été identifiés : (1) Métasédiment, sédimentation distale liée à la région d'Upernavik (WGMC#1), (2) Basaltes du bassin de Nuussaaq, région de Disko (WGMC#2), (3) Granites et Gneiss du bouclier Précambrien (WGMC#3 et #4). De plus, des échantillons de sédiment de surface correspondant à des granites/charnockite (région d'Upernavik) ont été ajoutés pour la carotte 204 et de carbonates détritiques (Bassin Franklinien) pour la carotte Kane2B.

La concentration de 14 éléments majeurs et mineurs (Al, Si, K, Mg, Ca, Ti, Mn, Fe, P, Sr, V, Cr, Zn et Zr) a été déterminée sur des pastilles de verre par la méthode de spectrométrie de fluorescence à rayon X par énergie dispersive (FRX-ED) en utilisant un *PANalytical Epsilon 3-XL*. Plusieurs étapes ont été faites avant les analyses par FRX-ED :

(1) la perte par ignition (LOI, *Loss on ignition*) qui a été déterminée par gravimétrie en chauffant les échantillons de sédiments à sec jusqu'à 950°C pendant 2 heures ; (2) puis ~0.6 g de sédiments préalablement calcinés ont été mixés avec ~6 g d'un mélange préfusionné de métaborate/tétraborate de lithium (CLAISSE, pure, 49,75% $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ – 49,75% LiBO_2 – 0.5% LiBr). Ce mélange a ensuite été fondu dans des supports en Platine (95% pt – 5% Au) en utilisant une unité de fusion automatisée M4 (CLAISSE®M4 Fluxer) et (3) après la fusion, les masses fondues ont automatiquement été coulées sur des moules en Platine (diamètre : 32 mm ; hauteur : 3 mm). Les résultats de géochimie ont été interprétés en termes de ratios et log-ratios (Croudace et Rothwell, 2015) en prenant en compte les différentes associations géochimiques observées à l'aide de PCA (cf. Chapitre 3).

ORGANISATION DE LA THÈSE

Cette thèse est structurée en trois chapitres qui répondent à chacun des objectifs du projet de recherche. Il faut noter que les références bibliographiques de l'introduction générale et de la conclusion générale sont présentées à la fin de la thèse alors que les références utilisées dans les articles qui constituent les trois chapitres ci-dessous sont présentées à la fin de chaque chapitre et respectent le style du journal respectif.

Le premier chapitre porte sur l'établissement d'une chronologie pour trois carottes sédimentaires provenant de la baie de Baffin et du détroit de Nares. Les méthodes traditionnelles de datations du sédiment étant souvent limitées dans ce genre d'environnement de haute latitude, l'utilisation complémentaire du paléomagnétisme permet d'améliorer la fiabilité de la datation du sédiment. Ainsi, ce chapitre propose un nouveau cadre chronostratigraphique pour deux des carottes sédimentaires (AMD14-204 et AMD14-210) et apporte un nouvel enregistrement paléomagnétique régional pour la troisième carotte (AMD14-Kane2B).

CARON, M., ST-ONGE, G., MONTERO-SERRANO, J. C., ROCHON, A., GEORGIADIS, E., GIRAUDEAU, J., ET MASSÉ, G. 2018. « Holocene chronostratigraphy of northeastern Baffin Bay based on radiocarbon and palaeomagnetic data ». *Boreas*. <https://doi.org/10.1111/bor.12346>

Le deuxième chapitre présente une reconstitution de l'évolution des conditions de surface de l'eau au cours de l'Holocène sur la marge nord-ouest groenlandaise (AMD14-204) et dans le bassin de Kane (AMD14-Kane2B), à partir d'assemblages de dinokystes. Cet article permet de souligner les liens entre des variations des conditions océanographiques régionales avec les variations climatiques. De plus, il confirme l'asynchronie du maximum thermal de l'Holocène entre les deux régions étudiées.

CARON, M., ROCHON, A., MONTERO-SERRANO, J. C., ST-ONGE, G. « Evolution of sea-surface conditions on the northwestern Greenland margin during the Holocene». Soumis le 29 novembre 2018 à *Journal of Quaternary Science*.

Le troisième chapitre présente une interprétation des variations de la provenance des sédiments au cours de l'Holocène sur la marge nord-ouest groenlandaise et dans le détroit de Nares. Il permet de mettre en lumière l'impact de la variabilité des marges glaciaires de la GIS et des glaciers de l'île d'Ellesmere (ancienne IIS) et des courants océaniques sur la dynamique sédimentaire régionale.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J. C., ST-ONGE, G., ROCHON, A. « Holocene sediment dynamics on the northwestern Greenland margin: insight from bulk mineralogy and elemental geochemistry ». L'article est presque complet et sera soumis à la revue *Paleoceanography and paleoclimatology* sous peu.

Finalement, les principales conclusions sont présentées à la suite de ces trois chapitres qui constituent le cœur de la thèse. Les conclusions générales de la thèse sont présentées sous forme d'une discussion générale arborant l'ensemble des sujets abordées dans le cadre de ce projet, les principaux résultats obtenus, les limites de l'étude, ainsi que quelques perspectives possibles pour de futures recherches.

COMMUNICATIONS ET AUTRES RÉALISATIONS

Au cours de ce projet de thèse, j'ai pu participer à deux congrès nationaux (ArcticNet 2016 et ArcticChange 2017), deux congrès internationaux (Dino11 et *International Sedimentology Congress*), ainsi qu'à neuf colloques internes (ArcTrain, Geotop, Québec Océan), où j'ai présenté les résultats de mon doctorat (liste détaillée ci-dessous). Dans le cadre de mon doctorat, j'ai aussi eu la chance de participer à deux missions en mer sur le *N/R Pourquoi Pas ?* pour le projet CASEIS dans les Antilles françaises, ainsi que sur le *N/R Polarstern* en Arctique (PS115-2) dans le cadre de l'université flottante organisée par le programme ArcTrain. Ma principale contribution à ces projets a été d'aider pour la collecte de carottes sédimentaires. J'ai également eu la chance de faire un stage de quatre mois à l'institut Alfred-Wegener (AWI, Bremerhaven, Allemagne) avec Jens Matthiessen organisé dans le cadre du programme ArcTrain (Research stay). Finalement, j'ai eu l'opportunité de participer à l'école d'été sur le magnétisme des roches de l'*Institut for Rock Magnetism* (IRM) de Minneapolis (Minnesota, USA) en juin 2015.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A., ST-ONGE, G. 2015. Glacial dynamics and ocean surface conditions in Baffin Bay during the Holocene. *ArcTrain Annual meeting*, 2-4 septembre, Montréal, Québec, Canada. Communication orale.

CARON, M., ST-ONGE, G., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A. 2016. High-resolution paleomagnetic variations in sedimentary sequences from Baffin Bay. Preliminary results. *ArcTrain Workshop*, 10-12 février, Rimouski, Québec, Canada. Communication orale.

CARON, M., ST-ONGE, G., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A. 2016. Variabilité climatique et océanographique dans des enregistrements sédimentaires de la baie de Baffin : Résultats préliminaires. *Congrès annuel du GEOTOP*, 19-20 mars, Montréal, Québec, Canada. Affiche.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A., ST-ONGE, G. 2016. Sedimentary dynamics and variability of ocean surface conditions in the Baffin Bay. *ArcTrain Annual meeting*, 5-9 septembre, Banff, Alberta, Canada. Communication orale.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A., ST-ONGE, G. 2016. Dynamique sédimentaire de la marge glaciaire nord-ouest groenlandaise : aperçu des

données sédimentologiques, minéralogiques et magnétiques. *Annual General Meeting Québec-Océan*, 8-9 novembre, Rimouski, Québec, Canada. Affiche.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A., ST-ONGE, G. 2016. Holocene sediment dynamics on the northwestern Greenland glaciated margin: insight from sedimentological, mineralogical, and magnetic data. *ArcticNet annual meeting*, 5-9 décembre, Winnipeg, Manitoba, Canada. Affiche.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ST-ONGE, G., ROCHON, A. 2017. Évolution de la dynamique sédimentaire glaciaire et des conditions de surface du nord de la baie de Baffin au cours de l'Holocène. *Congrès annuel du Geotop*, 24-26 mars, Forêt Montmorency, Québec, Canada. Communication orale.

CARON, M., ROCHON, A., MONTERO-SERRANO, J-C., ST-ONGE, G. 2017. Evolution of sea surface conditions in northern Baffin Bay during the Holocene based on dinoflagellate cyst assemblages – Preliminary results. *11th International Conference on modern and fossil dinoflagellates (Dino 11)*, 17-21 juillet, Bordeaux, France. Communication orale.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ST-ONGE, G., ROCHON, A. 2017. Variability of sedimentary dynamics and ocean surface conditions during the Holocene in the Baffin Bay. *ArcTrain Annual meeting*, 18-20 septembre, Brême, Allemagne. Communication orale et affiche.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A., ST-ONGE, G. 2017. Evidence of Holocene climate change in northeastern Baffin Bay based on sedimentological analyses and dinoflagellate cyst assemblages. *Arctic Change meeting*, 11-15 décembre, Québec city, Canada. Affiche.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A., ST-ONGE, G. 2018. Variations environnementales et climatiques dans le nord-est de la baie de Baffin au cours de l'Holocène. *Congrès annuel du Geotop*, 21-23 mars, La Malbaie, Canada. Affiche.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ROCHON, A., ST-ONGE, G. 2018. Holocene environmental changes in northeastern Baffin Bay: a multi-proxy approach. *International Sedimentology Congress*, 13-17 août, Québec, Canada. Communication orale.

CARON, M., MONTERO-SERRANO, J-C., ST-ONGE, G., ROCHON, A. 2018. Paleoenvironmental conditions in northeastern Baffin Bay during the Holocene. *ArcTrain Annual meeting*, 29 octobre - 2 novembre, Jouvence, Canada. Communication orale et affiche.

CHAPITRE 1

CHRONOSTRATIGRAPHIE HOLOCENE POUR LE NORD-EST DE LA BAIE DE BAFFIN BASEE SUR DES DONNEES PALEOMAGNETIQUES ET RADIOCARBONES

1.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU PREMIER ARTICLE

Le plateau continental au nord-est de la baie de Baffin possède des taux de sédimentation suffisamment élevés pour en faire une excellente localisation pour étudier les variations climatiques et océanographiques au cours de l'Holocène (derniers 11,500 ans), à partir du sédiment marin. Pourtant, il est souvent très difficile d'obtenir des chronologies fiables de ces archives sédimentaires par les moyens traditionnels ($\delta^{18}\text{O}$ et âges ^{14}C), à cause de conditions océanographiques particulières dans la région Arctique et subarctique, provoquant une forte dissolution des carbonates et limitant la possibilité de récupérer des organismes carbonatés. Dans un contexte comme cela, l'utilisation des variations d'orientation et d'intensité du champ magnétique terrestre peut devenir un outil chronostratigraphique très utile. En effet, l'évolution de l'orientation et de l'intensité du champ magnétique au cours du temps peut être enregistrée dans le sédiment par les minéraux magnétiques. Dans cette étude, nous proposons donc une chronostratigraphie de trois carottes de sédiment collectées sur le plateau nord-ouest Groenlandais, basée sur l'association de quelques âges radiocarbones et d'enregistrements paléomagnétiques. Pour cela, les propriétés magnétiques du sédiment ont été utilisées pour vérifier la fiabilité de

l'enregistrement paléomagnétique et les analyses paléomagnétiques indiquent une magnétisation forte et stable qui correspond aux critères nécessaires pour valider la qualité des données. Ainsi, sur la base de quelques âges radiocarbone, la corrélation des courbes de variations d'orientation (inclinaison et déclinaison) et de paléointensité relative du champ magnétique terrestre a été utilisée pour établir un cadre chronostratigraphique pour les trois carottes sédimentaires, qui couvrent toutes l'Holocène. De façon général, cette chronostratigraphie apporte une amélioration temporelle pour étudier le timing des majeurs changements environnementaux et climatiques qui se sont produits dans cette région durant l'Holocène.

Ce premier article, intitulé « *Holocene chronostratigraphy of northeastern Baffin Bay based on radiocarbon and palaeomagnetic data* », fut rédigé par moi-même et étroitement supervisé par mon directeur Jean-Carlos Montero-Serrano, et mes co-directeurs de doctorat Guillaume St-Onge et André Rochon. Les professeurs Jacques Giraudeau (Université de Bordeaux) et Guillaume Massé (Université Laval), ainsi que ma collègue étudiante au doctorat Eleanor Georgiadis (Universités de Bordeaux et Laval) ont également participé à la révision de l'article. Cet article fut accepté pour publication dans sa version finale en 2018 par les éditeurs de la revue *Boreas*. En tant que premier auteur, ma contribution à ce travail fut essentiellement d'effectuer l'ensemble des analyses et la rédaction de l'article. Le professeur Guillaume St-Onge, second auteur, a fourni une aide importante grâce à son expertise dans le domaine du paléomagnétisme. Il a aidé au bon développement des analyses, à l'interprétation des résultats, ainsi qu'à la révision de l'article. Jean-Carlos Montero-Serrano, André Rochon, Eleanor Georgiadis, Jacques Giraudeau et Guillaume Massé ont tous contribué à la révision de l'article. Une version préliminaire de cet article a été présentée sous forme d'affiche au congrès annuel du Geotop, pendant l'hiver 2016 à Montréal et sous forme de présentation orale pendant le congrès annuel du Geotop 2017, à la Forêt de Montmorency.

1.2 HOLOCENE CHRONOSTRATIGRAPHY OF NORTHEASTERN BAFFIN BAY BASED ON RADIOCARBON AND PALAEOMAGNETIC DATA

Authors:

Myriam Caron¹, Guillaume St-Onge^{1,2}, Jean-Carlos Montero-Serrano¹, André Rochon¹, Eleanor Georgiadis^{3,4}, Jacques Giraudeau³, Guillaume Massé⁴

Institutions:

¹ Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER), Université du Québec à Rimouski and GEOTOP Research Center, 310 allées des Ursulines, Rimouski, QC, G5L3A1, Canada.

² Canada Research Chair in Marine Geology.

³ CNRS, UMR EPOC, Université de Bordeaux, Allée Geoffroy Saint-Hilaire, Pessac 33615, France, Département de Biologie, UMR CNRS 5805.

⁴ Université Laval, Avenue de la Médecine, Québec, QC, Canada.

ABSTRACT

The northeastern Baffin Bay continental margin, which experiences high sediment accumulation rates, is an excellent location to study Holocene sedimentary variations. However, it is often difficult to obtain reliable chronologies of the sediment archives using traditional methods ($\delta^{18}\text{O}$ and radiocarbon) due to specific oceanographic conditions (e.g. corrosive bottom waters). Here we propose a chronostratigraphy of three cores collected on the northwestern Greenland margin (AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B) based on a combination of radiocarbon dating and palaeomagnetic records. Geophysical properties of discrete samples were used to verify the reliability of the palaeomagnetic records. Palaeomagnetic analyses indicate a strong and stable natural remanent magnetization carried by low coercivity ferrimagnetic minerals (magnetite) in the pseudo-single domain grain size range. Correlation of the full palaeomagnetic vector (inclination, declination, and relative palaeointensity) was used to establish a reliable chronostratigraphical framework for two of the cores (AMD14-204 and AMD14-210) and to propose an original palaeomagnetic record for the previously ^{14}C -dated core AMD14-Kane2B that covers most of the Holocene. Overall, this new chronostratigraphy allowed improvement of the timing of the main palaeoenvironmental changes that occurred in this area during the Holocene.

Keywords

Baffin Bay; Holocene; paleomagnetic secular variations; chronostratigraphy

1.3 INTRODUCTION

Baffin Bay is a key location to study ice-margin dynamics and changes in sea-surface conditions, notably for its proximity to the large ice sheets during the late Quaternary and its connection to the Arctic and North Atlantic oceans. Continental margin sediments, which usually accumulate at high rates, are particularly suited for high resolution palaeoenvironmental reconstructions. However, establishing a reliable chronostratigraphical framework in Arctic basins such as Baffin Bay using traditional dating methods (e.g. radiocarbon or oxygen isotopes; de Vernal *et al.* 1987; Andrews *et al.* 1998; Simon *et al.* 2012) has been challenging. In high-latitude marine sedimentary environments including Baffin Bay, fossil remains of carbonate producing micro- to macro-fauna such as foraminifera and molluscs are generally poorly preserved in hemipelagic sediments due to calcium carbonate dissolution (Aksu 1983; de Vernal *et al.* 1992; Azetsu-Scott *et al.* 2010). In addition, the formation and the sinking of high-density brines during sea-ice growth influence the $\delta^{18}\text{O}$ signal and its derived stratigraphy (Hillaire-Marcel & de Vernal 2008). It is, therefore, often necessary to use alternative methods to improve the chronostratigraphy of sediment collected in these environments.

An increasing number of palaeomagnetic studies has been published in the last decade in an effort to improve chronologies of late Quaternary sedimentary sequences and thus attesting to the benefit of using palaeomagnetism as a dating tool in the Arctic during the Holocene (e.g. Barletta *et al.* 2008; Lisé-Pronovost *et al.* 2009; Antoniadou *et al.* 2011; Olafsdottir *et al.* 2013; Beaudoin *et al.* 2016; Lund *et al.* 2016; Deschamps *et al.* 2018). Variations in inclination, declination, and relative palaeointensity have been used to build Holocene palaeomagnetic reference curves (e.g. 'Fennostack', Snowball *et al.* 2007; 'Eastern Canadian stack', Barletta *et al.* 2010; 'Greenland-Iceland PSV composite', Stoner *et al.* 2013). Recent studies revealed that the combined use of radiocarbon dates, palaeomagnetic secular variations (PSV) and geomagnetic model outputs can be used to establish the chronostratigraphy of Arctic Holocene sediment sequences (e.g. Barletta *et al.* 2010; Antoniadou *et al.* 2011; Stoner *et al.* 2013; Lund *et al.* 2016; Caricchi *et al.* 2018). In

this paper, the full-vector palaeomagnetic sequence of three sediment cores (AMD14-Kane2B, AMD14-204, AMD14-210) from the northwestern continental margin of Greenland, combined with radiocarbon dating, are compared to three other palaeomagnetic records (Barletta *et al.* 2010; Stoner *et al.* 2013; St-Onge & St-Onge 2014) and a geomagnetic field model ('CALS10k.1b', Korte *et al.* 2011) in order to establish a reliable chronostratigraphy for this area.

1.4 REGIONAL SETTING

Baffin Bay is an oceanic basin 1300 km long and 450 km wide located between Greenland and the Canadian Arctic Archipelago (CAA) with a water depth of up to 2300 m (Aksu & Piper 1987). Baffin Bay is a pathway for fresh water and sea ice between the Arctic and North Atlantic oceans through the northern Nares and Barrow Straits and the southern Davis Strait (Fig. 7). The oceanographic circulation in Baffin Bay is counter-clockwise with the relatively warm and salty west Greenland current (WGC) flowing northward at intermediate depth (below meltwater at the surface) and the Baffin Island current, a cold surface current flowing southward along Baffin Island from northernmost Baffin Bay (Fig. 7, Tang *et al.* 2004). The WGC turns west in Melville Bay before joining the Baffin Island current in Smith Sound. However, it has been shown that a small branch of the WGC circulates up to Nares Strait at depths below 250 m (Sadler 1976; Tang *et al.* 2004). A shallow carbonate compensation depth (600 to 900 m) causes intense carbonate dissolution and poor preservation of calcareous microfossils in Baffin Bay sediments (Aksu 1983; de Vernal *et al.* 1992). Furthermore, an extensive sea ice cover exists during most of the year, with minimal sea ice cover extent in September (Tang *et al.* 2004).

The bathymetry of Baffin Bay is asymmetrical, with a central abyssal plain surrounded by the large Greenland continental shelf (250 km) to the east, and a much narrower Baffin Island continental shelf (25–50 km) to the west (Tang *et al.* 2004; Andrews *et al.* 2014). These continental shelves were geologically shaped by the large Greenland, Laurentian and Inuitian ice sheets (GIS, LIS and IIS, respectively) during the most recent

glaciation, as demonstrated by the presence of cross-shelf trough systems that extend from the coast and out to the continental slope (e.g. Aksu & Piper 1987; Ó Cofaigh *et al.* 2013; Slabon *et al.* 2016). During the glaciation, these three ice sheets enclosed on three sides the Baffin Bay. The straits in the CAA were blocked by ice until the retreat of the ice sheets during the deglaciation (Dyke *et al.* 2002; Briner *et al.* 2006; England *et al.* 2006). The opening of Nares Strait around 9 cal. ka BP allowed the connection between the Arctic and Atlantic oceans through Baffin Bay, which then permitted the establishment of the modern oceanographic circulation in Baffin Bay and in the Labrador Sea (England *et al.* 2006; Jennings *et al.* 2011; St-Onge & St-Onge 2014).

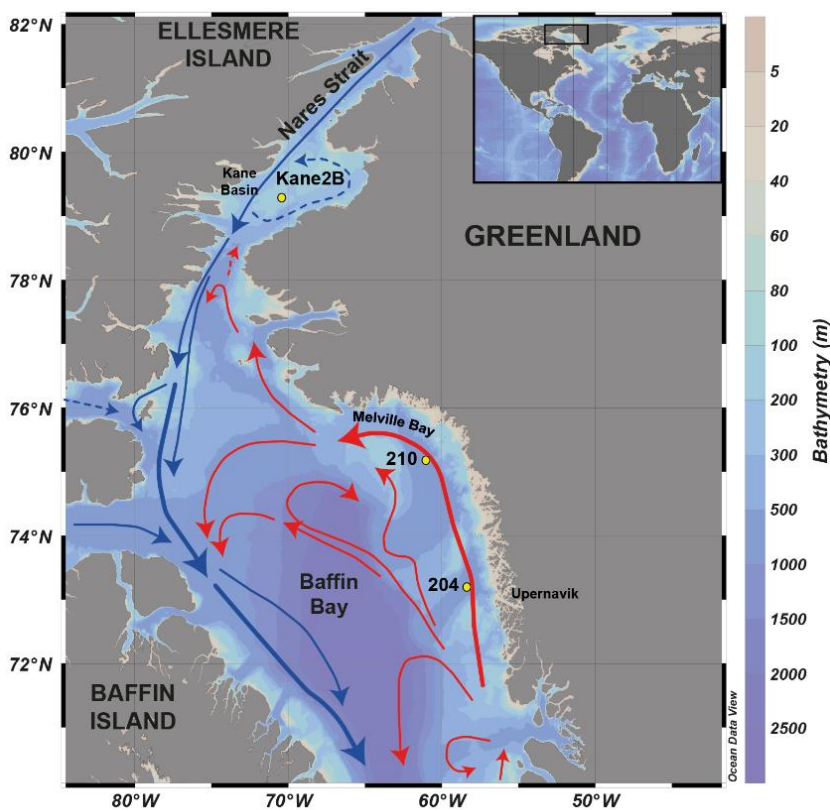


Figure 7. Map of the Baffin Bay area and location of core AMD14-Kane2B, AMD14-210, AMD14-204 sampling sites (yellow spot). The general bathymetry and simplified oceanic circulation are also represented. Red arrows illustrate the relatively warm and salty water of the west Greenland current, whereas the blue arrows represent colder Arctic waters.

Present-day sediments found on the Baffin Bay sea floor are mainly derived from glacial erosion of the surrounding Greenland and CAA landmasses: through the various sedimentary processes (e.g. ice-rafted debris (IRD), glacial debris flows, meltwater plumes, turbidity currents) that are dominant in these environments (Marlowe 1966; Hiscott *et al.* 1989; Ó Cofaigh *et al.* 2003; Simon *et al.* 2014, 2016). High sedimentation rates are typically found on high latitude continental shelves and slopes and generally vary between 40 and 140 cm ka⁻¹ for northern Baffin Bay (e.g. Hamel *et al.* 2002; St-Onge & St-Onge 2014).

1.5 MATERIAL AND METHODS

1.5.1 Coring sites

Three sediment cores were collected on board the Canadian Coast Guard Ship (CCGS) icebreaker ‘Amundsen’ in northern Baffin Bay during the 2014 ArcticNet expedition (Leg 1b). Cores AMD14-204 and AMD14-210 (hereinafter referred to as 204 and 210) are located on the northwest Greenland margin, in the cross-shelf troughs north of Upernavik Isstrøm and in Melville Bay, respectively, whereas core AMD14-Kane2B (hereinafter referred to as Kane2B) is located in the Kane Basin (Fig. 7, Table 2). The cores were collected using a CALypso SQUARE (CASQ) gravity corer (25 x 25 cm wide-square section) and sections of up to 1.5 m long were subsampled on board with U-channel samples (plastic liners of 2 x 2 cm cross-section). Due to its large surface, the CASQ corer minimizes sediment disturbance during coring compared to a regular piston-corer.

Table 2. Location of the sampling sites, water depth and length of the cores used in this study.

| Station | Latitude (°N) | Longitude (°W) | Region | Water depth (m) | Core length (cm) |
|---------------|---------------|----------------|-------------------|-----------------|------------------|
| AMD14-204 | 73°15.663’N | 57°53.987’W | Upernavik Isstrøm | 987 | 734 |
| AMD14-210 | 75°24.317’N | 61°39.357’W | Melville Bay | 1155 | 596 |
| AMD14-Kane 2B | 79°30.908’N | 70°49.742’W | Kane Basin | 220 | 425 |

1.5.2 Physical properties

All sediment cores were run through a computerized axial tomography scan (CAT-scan) at the Institut national de recherche scientifique – Centre eau, terre et environnement (INRS-ETE, Quebec, Canada). The resulting digital X-ray images were (i) displayed in greyscale to visualize and identify the different sedimentary structures, and (ii) expressed as computed tomography (CT) numbers, which primarily reflect changes in bulk density (e.g. St-Onge *et al.* 2007; St-Onge & Long 2009; Fortin *et al.* 2013). In addition, the following parameters were determined on the U-channels at 1-cm intervals with a GEOTEK Multi-Sensor Core Logger (MSCL) at the Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER, Canada): wet bulk density, low-field volumetric magnetic susceptibility (k_{LF}) and diffuse spectral reflectance. The reflectance was obtained by using a hand-held Minolta CM-2600d spectrophotometer and the sediment colour is expressed according to the L^* , a^* and b^* colour space of the Commission Internationale de l’Eclairage (e.g. St-Onge *et al.* 2007).

1.5.3 Grain-size analysis

Grain-size data for core Kane2B were obtained at 2 to 4 cm resolution by Georgiadis *et al.* (2018) using a Malvern 200 laser multisizer at EPOC-Université de Bordeaux (France), and a Beckman Coulter LS13320 laser diffraction grain size analyser (0.04–2000 μm) was used at the Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER, Canada) to analyse core 204 and 210 sediments at 8-cm resolution. For cores 204 and 210, the sediment samples were pretreated with 10 mL hydrogen peroxide (H_2O_2 ; 30% v/v) and 10 mL hydrochloric acid (HCl; 0.5 N) for at least 72 h to remove the organic matter and carbonates. Sediment deflocculation was performed by successive washing with distilled water and the samples were disaggregated in a mechanical shaker for 12 h prior to particle size measurement. The grain-size distribution and statistical parameters were calculated using the GRADISTAT software (version 8; Blott & Pye 2001) using the geometric (μm) method of moments. Furthermore, IRD abundance was determined using the method

described by Grobe (1987), which consists of counting the >2 mm fraction on the X-ray image of the core (here, CAT-scan image).

1.5.4 Bulk magnetic properties

Hysteresis properties and backfield magnetic remanence of discrete samples (two to three samples per core section and in the different facies) were obtained using an alternating gradient force magnetometer (MicroMag 2900 from Princeton Measurements CorporationTM) on samples collected from selected intervals in each core section and representing the different lithological facies present in the three cores. The hysteresis parameters: saturation magnetization (M_s), coercive force (H_c), saturation remanence (M_{rs}) and coercivity of remanence (H_{cr}) were determined using the data from the hysteresis loops and backfield remanence curves. Magnetic grain-size proxies were then calculated as ratios M_{rs}/M_s and H_{cr}/H_c and reported in a biplot of these ratios (Day *et al.* 1977).

1.5.5 Paleomagnetic analysis

The continuous palaeomagnetic measurements were performed on U-channel samples from the three cores at 1-cm intervals using a 2G EnterprisesTM SRM-755 cryogenic magnetometer and a pulse magnetizer (for the induction of isothermal remanent magnetizations (IRMs)). The data points from the upper and lower 4 cm of each U-channel were not used in order to eliminate edge effects due to the response function of the magnetometer's pick-up coils (Weeks *et al.* 1993). The natural remanent magnetization (NRM) was measured and followed by alternating field (AF) demagnetization at peak fields of 0 to 80 mT (5-mT increments) to determine the characteristic remanent magnetization (ChRM). Subsequently, a continuous field of 50 μ T (direct current (DC) bias field) was applied to the sample at the same time as a 100 mT alternating field in order to impart an anhysteretic remanent magnetization (ARM), followed by demagnetization steps at peak AF fields of 0 to 70 mT (5-mT increments). Finally, two IRMs were induced by applying a DC pulse field of 300 mT (IRM) and 950 mT (corresponding to a saturated

isothermal remanent magnetization (SIRM)) and the IRM progressively demagnetized following the same procedure used for ARM. SIRM was demagnetized at peak fields of 0, 10, 30 and 50 mT.

The last three remanent magnetizations measured (ARM, IRMs) were acquired with the aim of characterizing changes in magnetic mineral concentration and magnetic grain size. The ARM was expressed as susceptibility of ARM (k_{ARM}) by normalizing the ARM to the biasing field and used to calculate the $k_{\text{ARM}}/k_{\text{LF}}$ ratio to characterize change in magnetic grain sizes (Maher & Thompson 1999). Furthermore, a coercivity-dependent proxy was constructed by dividing the IRM at 0.3 T by the SIRM at 0.95 T. Values of this ratio (pseudo S-ratio) close to 1 indicate low coercivity minerals such as magnetite (ferrimagnetic mineralogy), whereas lower values indicate the presence of high coercivity minerals such as hematite (e.g. St-Onge *et al.* 2003; Stoner & St-Onge 2007).

Using the Excel macro developed by Mazaud (2005), the magnetic declination and inclination were computed by principal component analysis (Kirschvink 1980) at 1-cm intervals. This computation also provided the maximum angular deviation (MAD) values and the median destructive field (MDF). The MAD values provide a quantitative measurement of the analytical uncertainty and can provide an estimation of the quality of the palaeomagnetic data with values below 5° indicating high-quality directional data (Stoner & St-Onge 2007). These low MAD values are required for reliable PSV and relative palaeointensity (RPI) studies. The MDF is the value of the peak AF necessary to reduce the magnetic remanence to half of its initial value and reflects the mean coercivity state of the sample. Characteristic inclinations (ChRM I) and declinations (ChRMD) were determined using the AF demagnetization data from 10 to 50 mT. Inclination values should vary around the theoretical inclination of the geocentric axial dipole (I_{GAD}) calculated as a function of the site latitude (Opdyke & Henry 1969; Stoner & St-Onge 2007). It was not possible to orientate sections during coring. Thus, declination data are relative and were corrected by rotating the data at section breaks with similar circular values (e.g. 0 and 360°) to obtain a continuous record. The determination of the RPI proxy from sediments was

obtained by normalizing the measured NRM by an appropriate magnetic parameter (e.g. Tauxe 1993; Stoner & St-Onge 2007) and the choice of the normalizer will be explained more extensively in the Results section.

1.5.6 Chronology

The age model of core Kane2B located in the Kane basin (Nares Strait) was established by Georgiadis *et al.* (2018). The model is based on 20 radiocarbon ages from mixed benthic foraminifera samples and mollusc shell fragments and combined with ^{210}Pb dating for the core top. The relatively good preservation of the biogenic carbonates in this shallow (220 m) core allows the dating of such a large number of samples. This age model was constructed assuming a regional reservoir correction of $\Delta R = 240$ years (average ΔR of three pre-bomb mollusc shells collected in Nares Strait, McNeely *et al.* 2006), and considering a relatively instantaneous 20-cm-thick clast rich deposit from 300 to 320 cm (Fig. 2 Georgiadis *et al.* 2018). According to this age model, core Kane2B covers the last 9.0 cal. ka BP.

Four and three AMS ^{14}C ages were measured on mixed benthic and planktonic foraminifer samples from cores 204 and 210, respectively (Table 3; Beta Analytic Inc. and LMC14). The conventional ^{14}C ages were calibrated using the CALIB 7.1 software (Stuiver *et al.* 2017; <http://calib.org/calib/>) and the Marine13 data set (Reimer *et al.* 2013). A regional reservoir age correction of $\Delta R = 140 \pm 30$ years was applied as estimated by Lloyd *et al.* (2011) and used in most recent palaeoceanographic studies in this area (e.g. Jennings *et al.* 2014; Moros *et al.* 2016; Jackson *et al.* 2017). Preliminary age models were computed for cores 204 and 210 using the CLAM2.2 software (Blaauw 2010) and are shown in Fig. 8. CT-scan and lithological analyses revealed a major change of depositional environments in the lower part of core 210 (400 to 580 cm from the core top) where no radiocarbon ages are available. Thus, we decided to refrain from proposing any age model for this interval.

In this study, these initial radiocarbon-based age/depth models served as a basis for the palaeomagnetic approach (correlation with chronostratigraphical markers) in order to

improve the chronologies of cores 204 and 210. According to the preliminary age models, core 204 spans the last 9.1 cal. ka BP while core 210 covers at least the last ~9.0 cal. ka BP (Fig. 8). The age models of the three cores indicate sedimentation rates ranging from 10 to up to 200 cm ka⁻¹, in agreement with previous values found in the same geographical settings (e.g. Levac *et al.* 2001; Knudsen *et al.* 2008; Jennings *et al.* 2014; St-Onge & St-Onge 2014).

Table 3. Radiocarbon ages for cores AMD14-204 and AMD14-210. The ages were calibrated using the CALIB version 7.1 software (Stuiver *et al.* 2017) and the Marine13 calibration curve (Reimer *et al.* 2013) (1 σ ; 95.4% area enclosed). Age reservoir corrections applied based on McNeely *et al.* (2006) for core Kane2B ($\Delta R = 240 \pm 50$; Georgiadis *et al.* 2018) and on Lloyd *et al.* (2011) for cores 204 and 210 ($\Delta R = 140 \pm 30$).

| Core | Depth (cm) | Laboratory number | Dated material | ¹⁴ C Age (a BP) | Error (\pm a BP) | Age ranges (cal. a BP) | Median age (cal. a BP) |
|-----------|------------|-------------------|---|----------------------------|---------------------|------------------------|------------------------|
| AMD14-204 | 169-170 | SacA46004 | Mixed benthic and planktonic foraminifera | 3555 | 35 | 3155 - 3397 | 3280 |
| AMD14-204 | 251-253 | BETA467785 | Mixed benthic and planktonic foraminifera | 4300 | 30 | 4098 - 4379 | 4240 |
| AMD14-204 | 500-503 | BETA488641 | Mixed benthic foraminifera | 6400 | 30 | 6652 - 6768 | 6711 |
| AMD14-204 | 609-611 | SacA46005 | Mixed benthic and planktonic foraminifera and ostracods | 7445 | 50 | 7650 - 7907 | 7770 |
| AMD14-210 | 119-121 | GIFA17340 | Mixed benthic and planktonic foraminifera | 5530 | 70 | 5594 - 5908 | 5760 |
| AMD14-210 | 200-201 | BETA463137 | Mixed benthic and planktonic foraminifera | 7440 | 30 | 7658 - 7865 | 7760 |
| AMD14-210 | 291-292 | GIFA17339 | Mixed benthic and planktonic foraminifera | 7990 | 70 | 8152 - 8469 | 8310 |

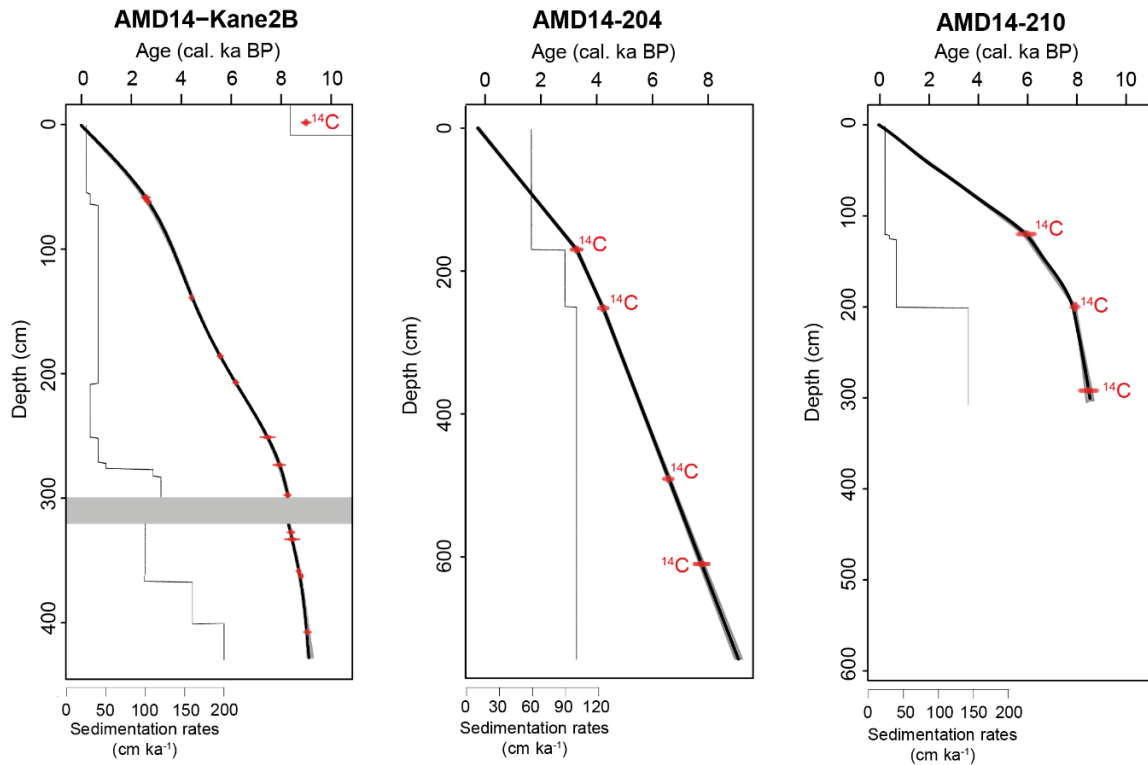


Figure 8. Radiocarbon-based age models of cores AMD14-Kane2B, AMD14-210 and AMD14-204. Age reservoir correction based on McNeely *et al.* (2006) for core Kane2B ($\Delta = 240 \pm 50$; Georgiadis *et al.* 2018) and Lloyd *et al.* (2011) for cores 204 and 210 ($\Delta = 140 \pm 30$). Estimated sedimentation rates in cm ka^{-1} are indicated.

1.6 RESULTS

1.6.1 Lithology

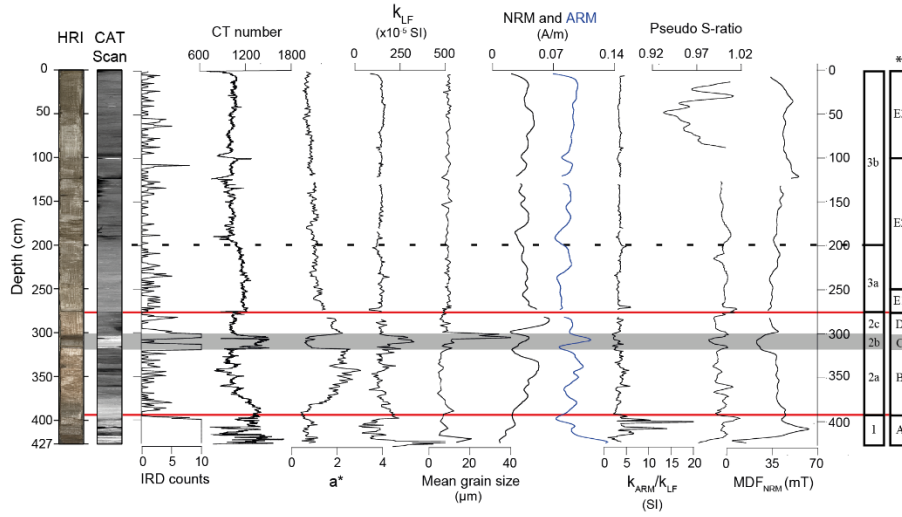
The sediment characteristics of cores Kane2B, 204 and 210 are described below on the basis of CAT-scan images, sediment grain size, and their physical and magnetic properties.

Core Kane2B. – Georgiadis *et al.* (2018) proposed a postglacial palaeoenvironmental history of the central sector of Nares Strait and described extensively the stratigraphy of core Kane2B. Here, we only present a brief overview of new physical and magnetic data obtained to complete their description (Fig. 9A). We also observed three major lithological

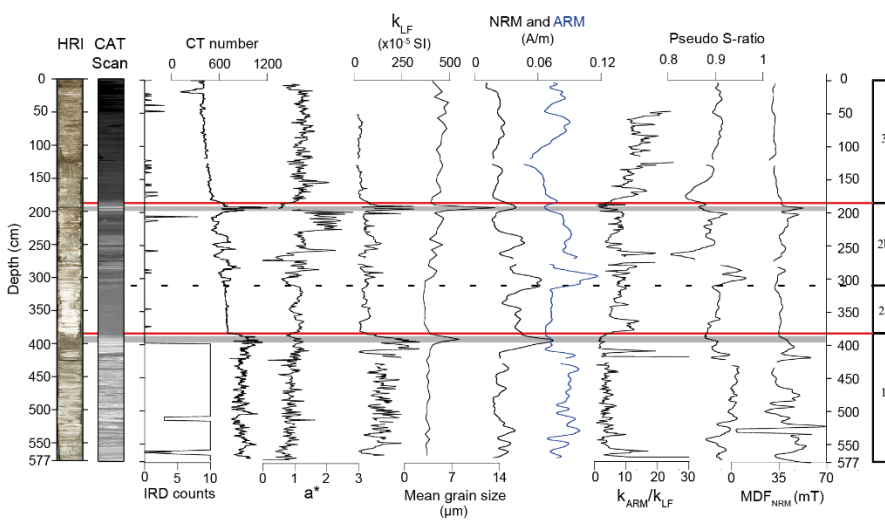
units along the core Kane2B. Unit 1 (from the base, 427 to 394 cm) is composed of greyish brown (Munsell colour 10YR 5/2) sandy mud with dropstones (matrix-supported diamicton) and is associated with unit A from Georgiadis *et al.* (2018). This unit is characterized by high CT number values, low a^* values and low magnetic susceptibility values (k_{LF}). A gradual change of colour occurs above 394 cm, corresponding to the boundary with unit 2. Unit 2 (394 to 275 cm) is mostly composed of clayey silts and can be divided into three subunits, associated to units B, C and D from Georgiadis *et al.* (2018).

Subunit 2a (from 394 to 320 cm) is a stratified greyish brown clayey silts unit with pebbles and is characterized by low wet bulk density and high a^* (red) values. Traces of bioturbation are also observed in subunit 2a. Subunit 2b (320 to 300 cm) is a rapidly deposited layer (St-Onge *et al.* 2012) characterized by a sharp change of colour (dark to very dark greyish brown, 2.5Y 4/2 to 3/2) and composed of coarse sandy muds with dropstones. Subunit 2c (300 to 275 cm) is a greyish brown clayey silt layer very similar to subunit 2a. A sharp increase in the wet bulk density values marks the transition between units 2 and 3. Unit 3 (275 cm to the top), associated with unit E from Georgiadis *et al.* (2018), is characterized by a decrease in clay and sand content (>80% silts) and is composed of dark greyish brown (2.5Y 4/2) bioturbated silts with pebbles and broken shells characterized by higher density and lower a^* values. The first part of unit 3 (subunit 3a, 275 to 200 cm) contains traces of bioturbation and is rich in pebbles, whereas subunit 3b (200 cm to the top) is strongly bioturbated and broken shells are present.

A AMD14 - Kane2B



B AMD14 - 210



C AMD14 - 204

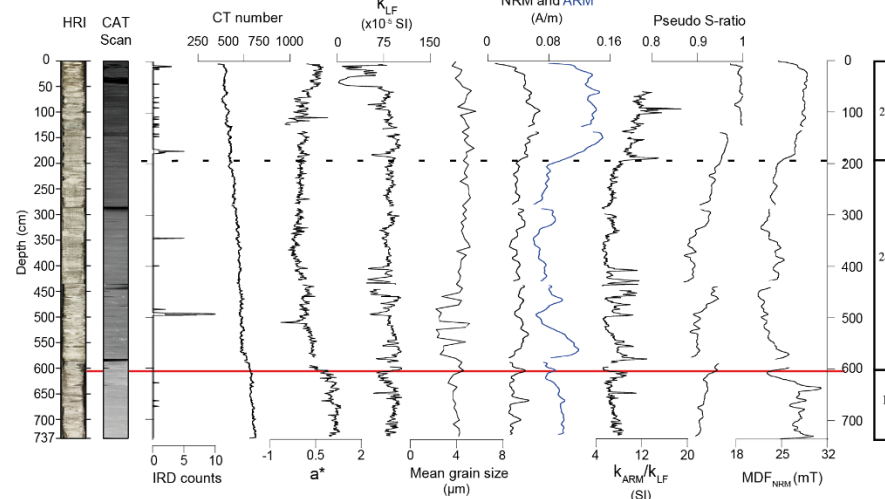


Figure 9. High-resolution down-core physical and magnetic properties for cores Kane2B (A), 210 (B) and 204 (C). HRI = high-resolution digital image; CT = CAT-scan image of the core; IRD counts based on X-ray images (CT-scan); computerized tomography (CT) number (density proxy); a^* (green to red) = sediment colour; k_{LF} = low-field volumetric magnetic susceptibility; Mean grain size (μm); mean of natural and anhysteretic remanent magnetization (respectively NRM and ARM) calculated for the demagnetization range 10–50mT; k_{ARM}/k_{LF} ratio = magnetic grain-size indicator; pseudo S-ratio ($IRM_{0mT}/SIRM_{0mT}$) = magnetic mineralogy indicator; MDF_{NRM} (mT) = magnetic mineralogy indicator. Distinct lithological facies are delimited by solid red and dotted black lines. Rapidly deposited layers are highlighted in grey. The different units delimited by Georgiadis *et al.* (2018) for core Kane2B are also shown.

Core 210. – Significant changes in the physical and magnetic parameters reveal a variable lithology throughout core 210, which allowed the identification of three distinct units presented in Fig. 9B. Unit 1 (577 to 388 cm) is composed of greyish brown (5Y 5/2) clayey silts with numerous pebbles and coarse material (matrix supported diamicton) reflected by high magnetic susceptibility and CT number values. The top of unit 1 (from 410 to 388 cm) is marked by sedimentary structures (oblique to planar laminations) that indicate a progressive change of environment and mark the transition between unit 1 and unit 2. Unit 2 (388 to 182 cm) can be divided into two subunits. Subunit 2a (388 to 320 cm) is a massive greyish brown (5Y 5/2) clayey silt unit with no major sedimentary structures, except very subtle laminations, and has the highest clay content (>35%) compared to other units. It is characterized by low wet bulk density and k_{LF} values. This subunit is probably associated to the deposition of suspended sediments, possibly from turbid meltwater plumes. A gradational contact separates subunit 2a from subunit 2b (320 to 182 cm), marked by traces of bioturbation, which contrast with the homogeneous subunit 2a. Subunit 2b is a stratified greyish brown (5Y 5/2) silt unit with an alternation of fine and coarse layers. Coarse layers (up to ~10 cm thick) are characterized by a higher coarse silt content and by their erosive bases. Overall, two very coarse grain-size peaks around 190–194 cm and 390–395 cm are also observed in the CT-scans and are associated with high wet bulk density and high magnetic susceptibility (grey shading, Fig. 9B). Finally, unit 3 (from 182 cm to the top) is a strongly bioturbated greyish brown silt unit with low numbers of >2 mm clasts.

Core 204. – Core 204 is mainly composed of a homogeneous hemipelagic sedimentary facies and is divided into two units (Fig. 9C). The matrix-supported diamicton observed in cores Kane2B and 210 is not observed in this core. However, units 1 and 2 were distinguished based on the physical and magnetic properties. Unit 1 (737 to 610 cm) is characterized by greyish brown (2.5Y 4/2) homogeneous clayey silts with high a^* (red), magnetic susceptibility and wet bulk density values and the lowest coarse silt content throughout the core. Unit 2 (610 cm to the top) is composed of homogeneous clayey silts and can be divided into two subunits. Subunit 2a (610 to 190 cm) is characterized by bioturbated olive grey (5Y 4/2) clayey silts and a slightly increasing grain size. Subunit 2b (190 cm to the top) is also composed of strongly bioturbated olive grey (5Y 4/2) clayey silts, but is associated with a decrease in magnetic susceptibility and slightly higher a^* values in the uppermost 100 cm.

1.6.1 Magnetic properties

Magnetic mineralogy. – The coercivity of a sample reflects its mean magnetic grain size and mineralogy. For the three cores, the shape of the hysteresis curves (Fig. 10A) is characteristic of low coercivity ferrimagnetic minerals such as magnetite, and the saturation fields are below 0.2 T, which are indications of the presence of magnetite (Tauxe *et al.* 1996). Moreover, the Day plot (Fig. 10B) displays most of the M_{rs}/M_s values ranging between 0.1 and 0.3, which is typical of pseudo-single domain (PSD) magnetite or titanomagnetite grains (Day *et al.* 1977; Tauxe 1993; Dunlop 2002). The two slightly separated points of core 210, outside the theoretical lines for PSD or multi-domain (MD) grains, are from the two coarse layers at ~192 and ~392 cm.

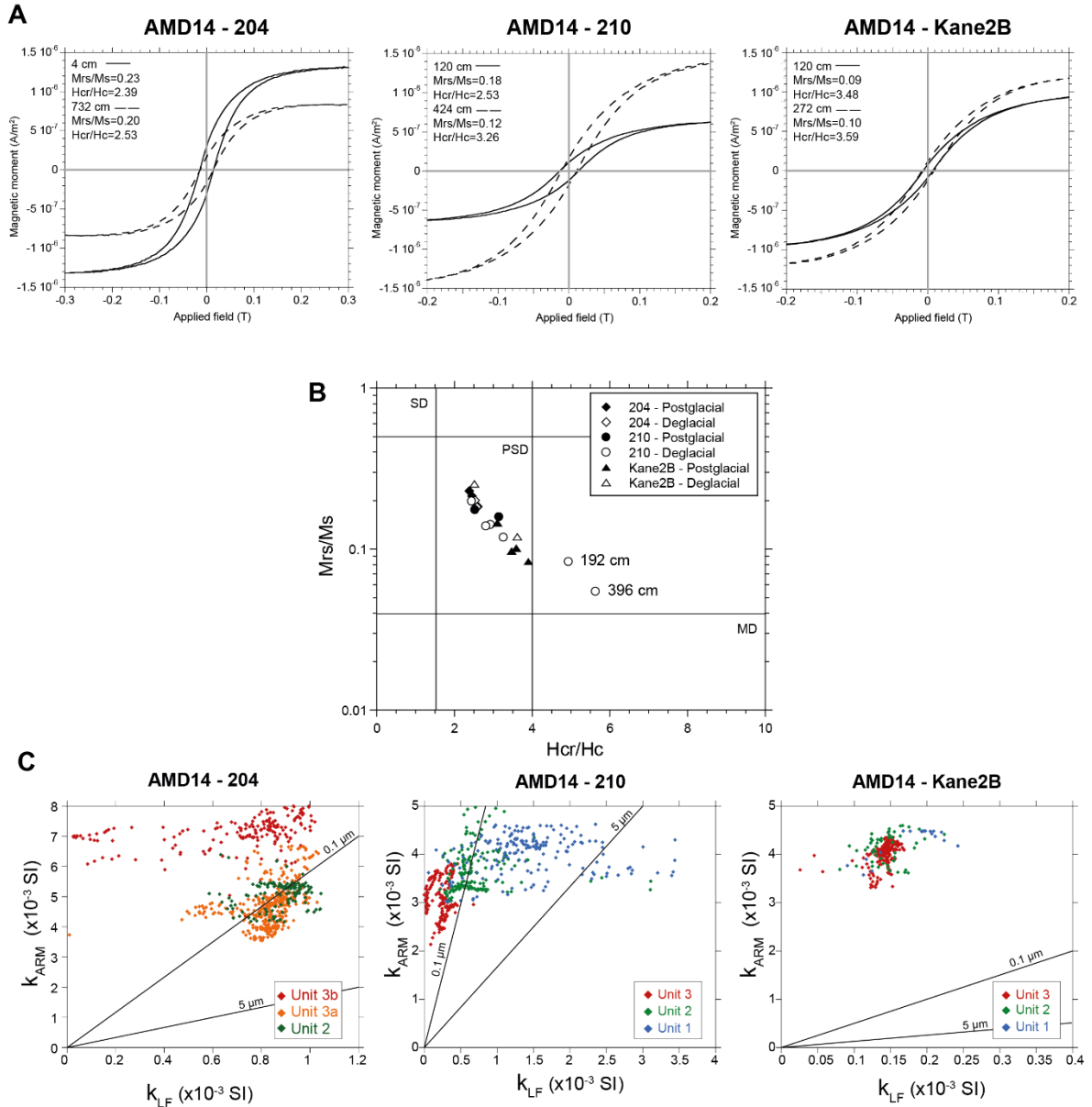


Figure 10. Magnetic mineralogy. A. Representative hysteresis loops for the three cores 204, 210 and Kane2B. B. Day plot (Day *et al.* 1977) of selected samples. The horizontal and vertical lines delimitate the theoretical area for single domain (SD), pseudo-single domain (PSD) and multi-domain (MD) magnetite grains. C. k_{ARM} vs. k_{LF} biplot for estimation of magnetic grain size for magnetite based on King *et al.* (1983).

The Pseudo-S-ratio varies between ~ 0.8 and 1 (Fig. 9), and the mean values are 0.99 ± 0.02 for core Kane2B, 0.9 ± 0.03 for core 210 and 0.92 ± 0.04 for core 204. Values > 0.9

indicate that much of the saturation of the magnetic assemblage is achieved in a 0.3T field, which is typical of low coercivity and ferrimagnetic minerals, such as magnetite and/or titanomagnetite (Stoner & St-Onge 2007), while values lower than 0.8 indicate the possible presence of higher coercivity minerals such as goethite or hematite (Frank & Nowaczyk 2008). Furthermore, for the basal (base to 600 cm) and uppermost (190 cm to top) parts of core 204, high a^* (red) and high MDF_{NRM} values are suggestive of the presence of hematite. However, MDF_{NRM} values of 25–30 mT for core204 also indicate the presence of low coercivity minerals (Dankers 1981). MDF_{NRM} values for cores 210 and Kane2B vary between 30–50 and 35–45 mT, respectively, indicating slightly higher coercivities than in 204 (Fig. 9). These results, together with the hysteresis loops, point to generally low coercivity minerals, such as magnetite, as being the dominant remanence carriers throughout most of the three cores, although higher coercivity minerals (e.g. hematite) may be present within specific depth-intervals as discussed above.

Magnetic grain size and concentration. – According to the Day plot (Fig. 10B), the data indicate that the magnetic grains are in the PSD range, with the exception of the two samples from the coarse layers in core 210. Furthermore, the magnetic grain-size sensitive ratio k_{ARM}/k_{LF} suggests a finer magnetic grain size towards the top of cores 210 and 204 (higher values in units 3 and 3b, respectively), whereas lower values of k_{ARM}/k_{LF} suggest a coarser magnetic grain size for unit 1 of 210 and units 2 and 3a of 204 (Fig. 9). Values of k_{ARM}/k_{LF} in core Kane2B are generally lower than the two other cores, indicating a coarser magnetic grain size. Moreover, k_{ARM} vs. k_{LF} biplots (Fig. 10C) reveals a relatively fine magnetic grain size ($<5 \mu\text{m}$). The underlying data must be used with caution because the absolute values were based on synthetic magnetic grains, although they indicate an optimal size range (Tauxe 1993) for relative palaeointensity determination. In addition, an ideal sequence for relative palaeointensity determinations should have a relatively uniform concentration of magnetic grains, within one order of magnitude. Thus, in the three sedimentary records, the remanent magnetization curves (NRM, ARM, Fig. 9 and IRM, not shown) indicate concentration variations below than a factor of 10, which is satisfactory for

palaeointensity reconstructions (e.g. Tauxe 1993; Valet & Meynadier 1998; Stoner & Stoner 2007).

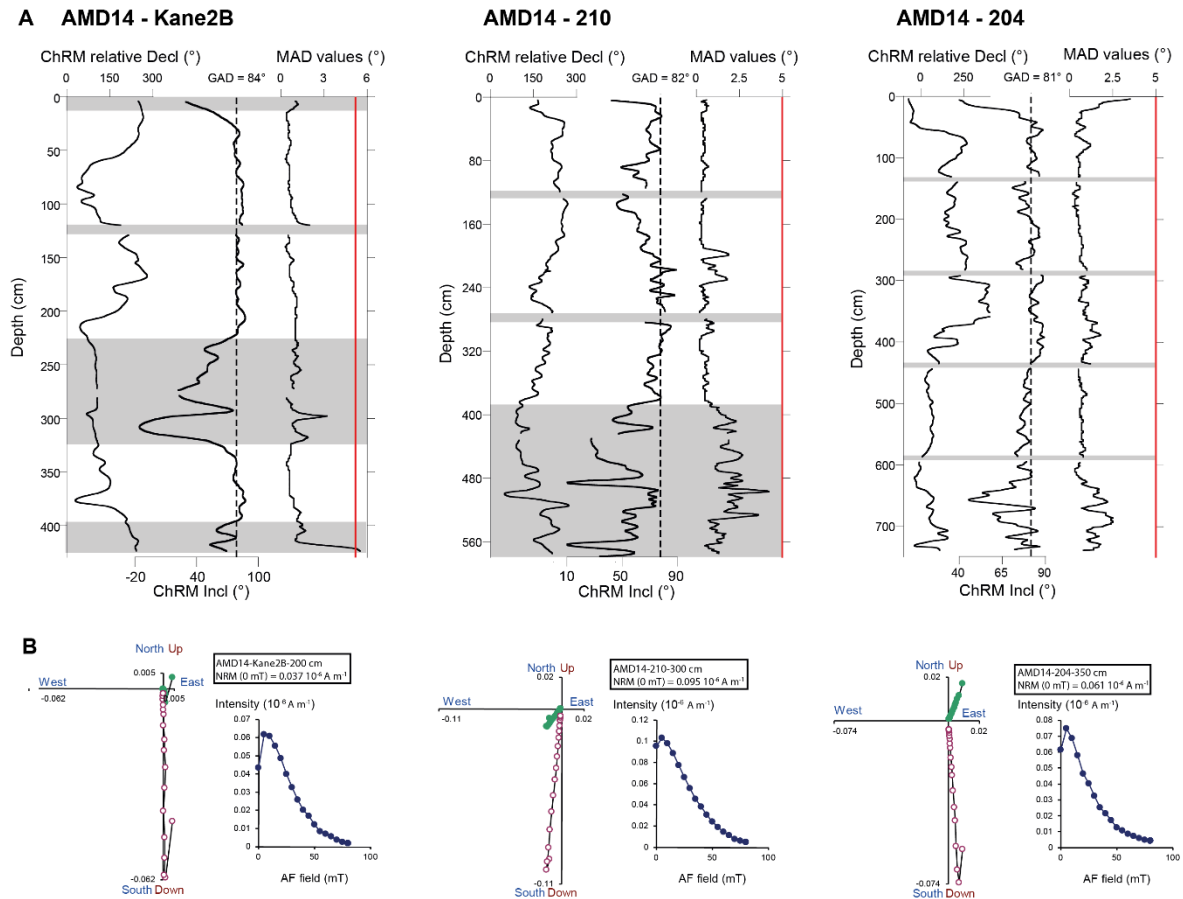


Figure 11. A. Down-core variation of the ChRM declination, ChRM inclination and MAD values for cores Kane2B, 210 and 204. The vertical line on the inclination graphs indicates the expected GAD value for the latitude of the sampling sites. Unreliable intervals for palaeomagnetic reconstruction are highlighted in grey. B. AF demagnetization behaviour and orthogonal projection diagrams (Zijderveld 1967) of samples selected from the three cores.

1.6.2 Paleomagnetic directional data

The vector end-point diagrams (Fig. 11B) reveal a strong and stable ChRM after removal of a viscous magnetization at AF 10 mT demagnetization step. In addition, for most of the three records, the ChRM inclinations vary around the GAD, indicating a

coherent directional signal (Fig. 11A). Nevertheless, some intervals in cores Kane2B and 210 (mainly coarse layers, turbidites, or a magnetic mineral assemblage not suitable for recording the geomagnetic field, for example IRD-rich layers) do not adhere to the GAD. These intervals are less reliable for PSV and RPI reconstructions and will be considered with caution. Similarly, core section edges are also highlighted in grey and excluded from the reconstructions (highlighted intervals in Figs. 11A and 13).

1.6.3 Relative paleointensity (RPI) determination

To assess the reliability of a RPI proxy, several criteria must be fulfilled (e.g. Levi & Banerjee 1976; Tauxe 1993; Stoner & St-Onge 2007). As discussed previously, the magnetic parameters and hysteresis properties of the three cores point to a mostly well-defined, strong and stable characteristic magnetization carried by relatively low coercivity ferrimagnetic minerals such as magnetite in the PSD domain. The MAD values are below 5° (Fig. 11A) and magnetic concentrations vary within one order of magnitude (Tauxe 1993; Valet & Meynadier 1998). The construction of the proxy records of RPI from sediments requires a normalization of the NRM by an appropriate magnetic parameter in an attempt to eliminate the influence of changes in magnetic mineralogy, concentration, and grain size. Usually, ARM, IRM or k_{LF} are chosen as the normalizer (e.g. King *et al.* 1983; Tauxe 1993; Stoner & St-Onge 2007).

However, because it is highly influenced by concentration and grain size, k_{LF} was excluded here. The normalizer must have a similar coercivity spectrum as the NRM and should not be coherent with the RPI proxy. The average AF field interval (demagnetization steps) of 10 to 50 mT was selected for the three cores (Fig. 12A) as they are part of the ChRM and each individual ratio is consistent over this interval. Two different methods are available to determine the best normalizer: (i) the widely used average ratio method (e.g. Channell *et al.* 2000; Stoner *et al.* 2000) and (ii) the pseudo-Thellier method or ‘slope method’ (Tauxe *et al.* 1995; Channell *et al.* 2002; Snowball & Sandgren 2004).

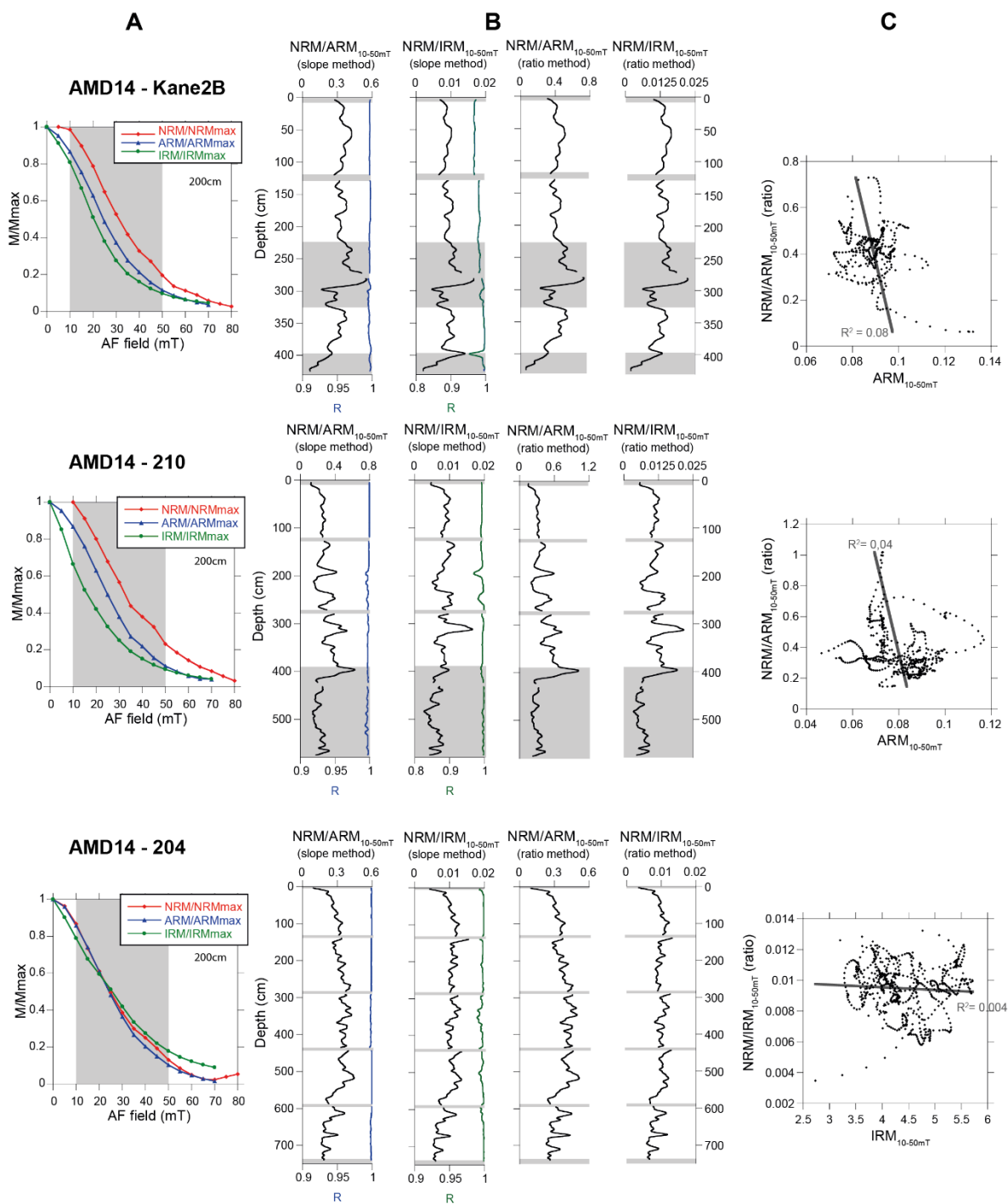


Figure 12. Construction of the RPI proxy. A. Demagnetization curves for NRM, ARM and IRM. B. Comparison of the relative palaeointensity estimates based on the average ratios and the slope methods with the average ratios of NRM/ARM and NRM/IRM at 10–50mT. C. RPI proxy vs. its normalizer with correlation coefficients.

The ratio method consists of averaging the normalized NRM at different demagnetization steps, whereas the slope method uses the best-fit slope of the NRM vs. the normalizer between two different demagnetization steps (Tauxe *et al.* 1995). The demagnetization curves (Fig. 12A) indicate that the grains acquiring the ARM better activate the same grains carrying the NRM than the IRM for cores Kane2B and 210, whereas it is similar between ARM and IRM for core 204. Finally, the normalizer should not be correlated with the RPI proxy or with any lithological proxy (Tauxe & Wu 1990). For cores Kane2B and 210, no correlation with the normalizer is observed with $\text{NRM}_{10-50\text{mT}}/\text{ARM}_{10-50\text{mT}}$ ($r^2 = 0.08$ and 0.04 , respectively), whereas for core 204, $\text{NRM}_{10-50\text{mT}}/\text{IRM}_{10-50\text{mT}}$ is the least coherent with its normalizer ($r^2 = 0.004$) (Fig. 12C). Based on these results, we selected $\text{ARM}_{10-50\text{mT}}$ as the best normalizer for cores Kane2B and 210 and $\text{IRM}_{10-50\text{mT}}$ for core 204.

1.7 DISCUSSIONS

1.7.1 Reliability considerations

Tauxe (1993) demonstrated that the palaeomagnetic signal derived from sedimentary archives should be validated by an extensive analysis of the magnetic characteristics in order to verify the reliability of the palaeomagnetic signal recorded. In our study, we have demonstrated that except for two coarser layers, the magnetic grain sizes of the three cores are in the PSD range and are thus in the ideal magnetic grain-size window for palaeointensity determination. Moreover, magnetite is the dominant remanence carrier of a well defined and strong ChRM with a uniform concentration of magnetic grains and the MAD values are below 5° . Thus, the results presented above confirmed that the three cores (Kane2B, 210 and 204) satisfy the criteria for the determination of PSV and RPI records (e.g. King *et al.* 1983; Tauxe 1993; Stoner & St-Onge 2007).

1.7.2 Palaeomagnetic dating and age modelling

The full palaeomagnetic vectors (inclination, declination, and relative palaeointensity) were first constructed using the initial radiocarbon-based age model of each core (Fig. 8) and then cross-compared (Fig. 13) in order to constrain the chronology of cores 204 and 210. To improve the identification of similar directional and relative palaeointensity features, the three cores were also compared to other regional palaeomagnetic records (Fig. 13; Greenland-Iceland PSV composite and Site U1305 RPI from Stoner *et al.* 2013; Eastern Canadian Palaeostack from Barletta *et al.* 2010; HU2008-42 from St-Onge & St-Onge 2014 and St-Onge 2012) and the geomagnetic field model (CALSt10k.1b, Korte *et al.* 2011) calculated for each of our locations.

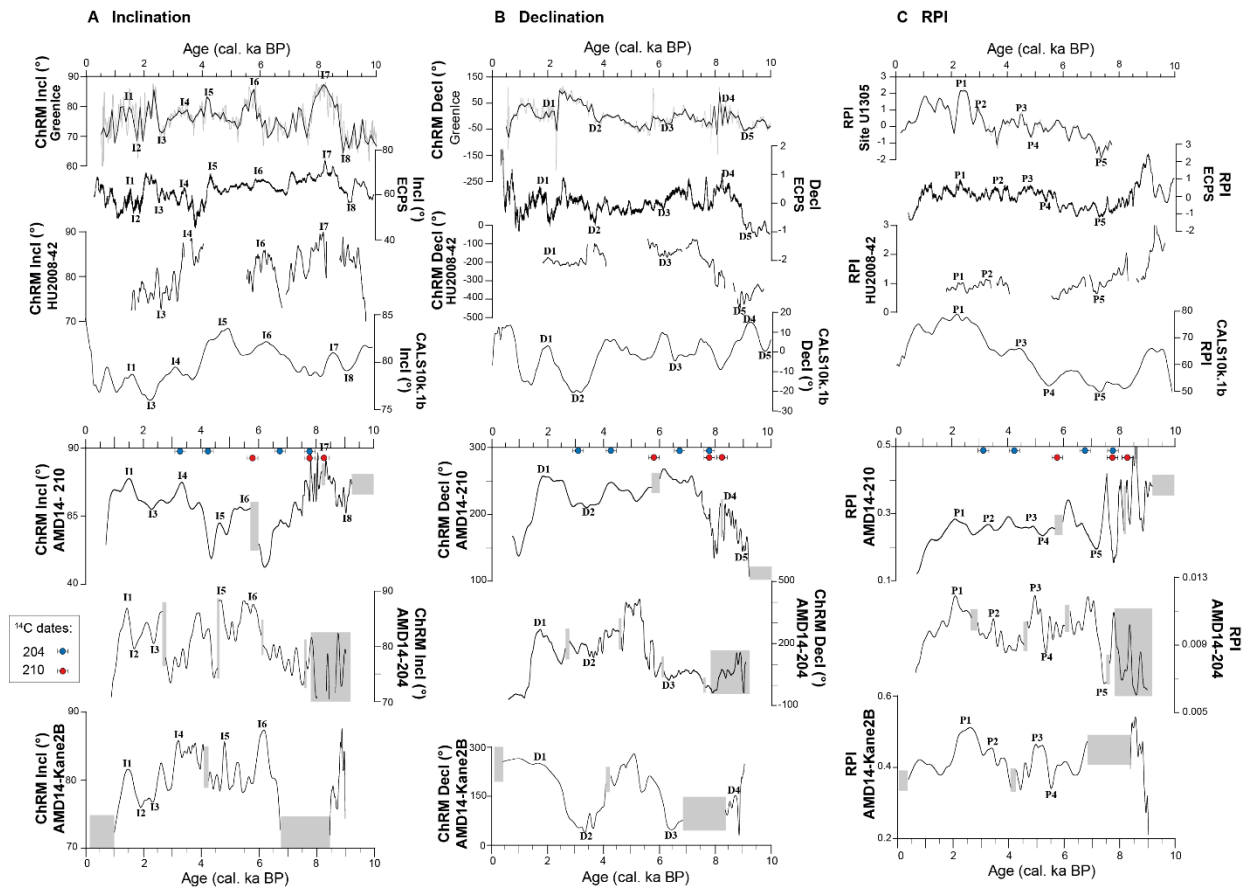


Figure 13. Full vector palaeomagnetic comparison of (A) inclination, (B) declination and (C) relative palaeointensity between the three cores of this study (Kane2B, 210 and 204) compared to Green-Ice and Site U1305 records from Stoner *et al.* (2013), Eastern Canada Paleostack from Barletta *et al.* (2010), core HU2008-42 from St-Onge & St-Onge (2014) and finally the CALS10k.1b geomagnetic field model from Korte *et al.* (2011). The unreliable intervals established in Fig. 11 (highlighted in grey) were not plotted in this figure. Red and blue circles correspond to the six radiocarbon ages used in this study for cores 210 and 204, respectively.

Our comparison revealed coherent changes in the Earth's magnetic field behaviour and allowed to determine chronostratigraphical markers (palaeomagnetic tie-points) between the different records. Overall, 18 chronostratigraphical markers were identified using inclination, declination, and relative palaeointensity (Fig. 13, Table 4), respectively named as I, D and P hereafter. The terms maxima and minima are used here to characterize, respectively, high or low features of the PSV sequences. These common features are five maxima (I1, I4, I5, I6 and I7, respectively, around 1500, 3450, 4600, 5925 and 8250 cal. a BP) and three minima (I2, I3 and I8, respectively, around 1675, 2450 and 9000 cal. a BP) for the inclination; two maxima (D1 and D4, respectively, around 1950 and 8700 cal. a BP) and three minima (D2, D3 and D5, respectively, around 3600, 6250 and 9025 cal. a BP) for the declination; and finally, three maxima (P1, P2 and P3, respectively, around 2325, 3375 and 4900 cal. a BP) and two minima (P4 and P5, respectively, around 5450 and 7300 cal. a BP) for the RPI.

The standard deviation age (temporal shifts observed between the individual records due to their intrinsic chronological uncertainties) was calculated with ages observed on the radiocarbon-based age models, giving a maximum value of 239 years (Table 4). Nonetheless, chronological differences are observed for some of the palaeomagnetic features, especially between our records and the geomagnetic field model (CALS10k.1b; Fig. 13). We suggest these differences with the model outputs are related to differences in the chronologies and the lack of data from Baffin Bay (or the Eastern Arctic) for constraining the model (Korte *et al.* 2011).

Table 4. Palaeomagnetic chronostratigraphical markers (tie-points) based on the correlation between the three cores (Kane2B, 210 and 204) presented in this study with three other palaeomagnetic records (Greenland-Iceland PSV composite and Site U1305, Stoner *et al.* 2013; Eastern Canada Paleostack, Barletta *et al.* 2010; HU2008-42PC, St-Onge & St-Onge 2014) and the geomagnetic field model (CALS10k.1b, Korte *et al.* 2011) calculated for the localization of core 210. Tie-points marked with I, D and P correspond respectively to inclination, declination and relative palaeointensity and are shown in Fig. 13.

| Tie-points | Depth (cm) | | Age (cal. a BP) | | | | | | | |
|------------|------------|-----|-----------------|------|------|-------------|------|-----------|------------|--------------------|
| | 204 | 210 | Kane 2B | 204 | 210 | Green - Ice | ECPS | HU2008-42 | Median age | Standard deviation |
| I1 | 58 | 28 | 1400 | 1500 | 1550 | 1500 | 1500 | — | 1500 | 55 |
| I2 | 72 | — | 1900 | 1650 | — | 1700 | 1650 | — | 1675 | 119 |
| D1 | 75 | 32 | 1900 | 1850 | 2000 | 2000 | 1900 | 2000 | 1950 | 66 |
| P1 | 114 | 38 | 2500 | 2200 | 2150 | 2400 | 2250 | 2400 | 2325 | 137 |
| I3 | 115 | 40 | 2350 | 2400 | 2300 | 2600 | 2500 | 2550 | 2450 | 118 |
| P2 | 188 | 66 | 3450 | 3500 | 3300 | 3000 | 3500 | 3200 | 3375 | 199 |
| I4 | — | 67 | 3250 | — | 3450 | 3450 | 3400 | 3550 | 3450 | 110 |
| D2 | 198 | 68 | 3400 | 3600 | 3500 | 3750 | 3650 | — | 3600 | 135 |
| I5 | 298 | 96 | 4750 | 4650 | 4600 | 4250 | 4300 | — | 4600 | 222 |
| P3 | 325 | — | 5000 | 5000 | — | 4500 | 4750 | — | 4875 | 239 |
| P4 | 367 | 108 | 5500 | 5450 | 5300 | 5500 | 5450 | — | 5450 | 82 |
| I6 | 390 | 118 | — | 5850 | — | 5800 | 6000 | 6000 | 5925 | 103 |
| D3 | 460 | — | 6450 | 6300 | — | 6250 | 6100 | 6200 | 6250 | 129 |
| P5 | 576 | 213 | — | 7500 | 7200 | 7300 | 7300 | 7200 | 7300 | 122 |
| I7 | — | 280 | — | — | 8250 | 8250 | 8250 | 8200 | 8250 | 25 |
| D4 | — | 295 | 8750 | — | 8600 | 8700 | 8700 | — | 8700 | 63 |
| I8 | — | 360 | — | — | 9000 | 9000 | 9000 | — | 9000 | 50 |
| D5 | — | 365 | — | — | 9000 | 9050 | 9100 | 8900 | 9025 | 85 |

Differences between PSV records and geomagnetic field models were also observed in previous high-latitude studies (e.g. Snowball *et al.* 2007; Sagnotti *et al.* 2012; Walczak *et al.* 2017). We therefore choose to exclude the geomagnetic model outputs as chronostratigraphical markers and focus the comparison on independently radiocarbon-dated records (Table 4). As such, we illustrate the coherence between core 210, the most continuous sequence of the newly presented cores and the Greenland-Iceland PSV

composite (Stoner *et al.* 2013) inclination records (Fig. 14A), as inclination is the dominant component of the palaeomagnetic vector at these high latitudes.

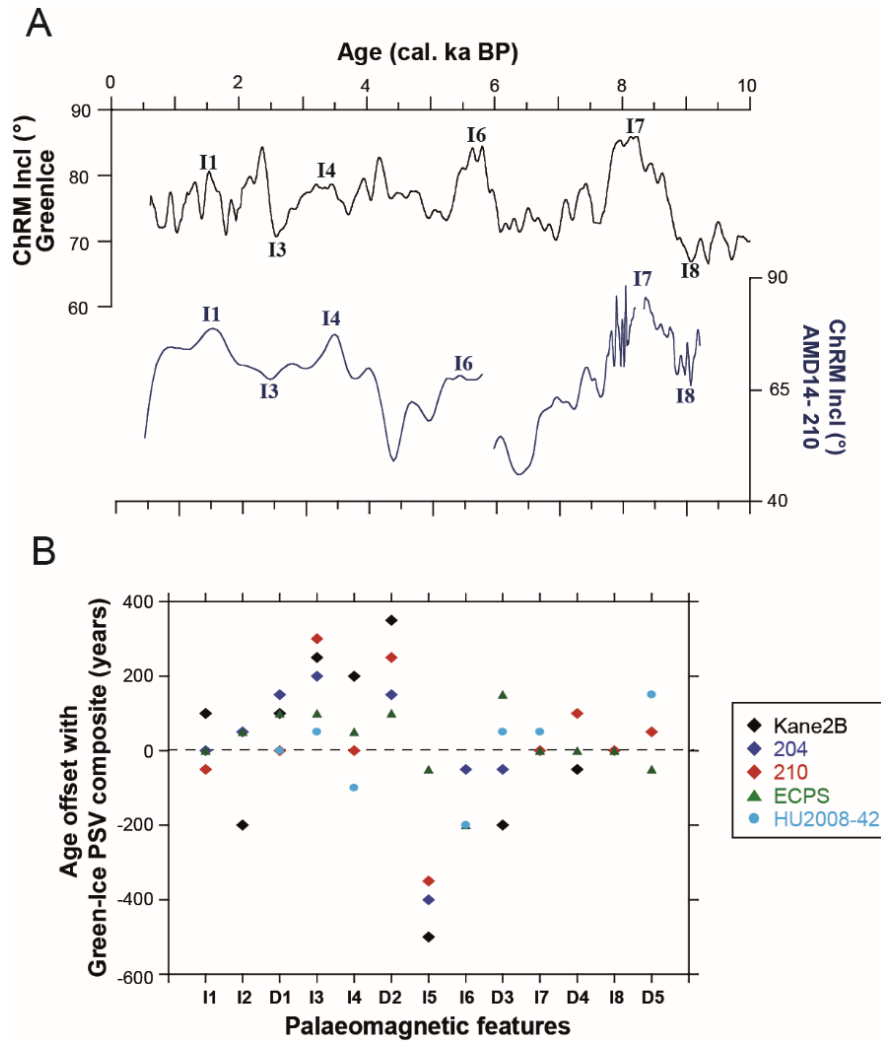


Figure 14. A. Comparison between inclinations for the Greenland/Iceland composite (Stoner *et al.* 2013) and core 210 from this study. The main palaeomagnetic features observed in both records are shown, consisting of four inclination highs (I1, I4, I6 and I7) and two inclination lows (I3 and I8). B. Age offset of the palaeomagnetic features established in Fig. 7, between the different records (Kane2B, 204, 210 from this study, ECPS from Barletta *et al.* 2010 and HU2008-42PC from St-Onge & St-Onge 2014) and the Greenland-Iceland PSV composite (Stoner *et al.* 2013). ECPS = Eastern Canada Paleostack.

The Greenland-Iceland PSV composite record is extremely well dated (combination of 44 radiocarbon ages from two cores, MD99-2269 and MD99-2322; Stoner *et al.* 2007) and the comparison clearly supports the validity of the chronostratigraphical markers. Moreover, the age offsets of the palaeomagnetic features with the Greenland-Iceland PSV composite (inclination and declination) are in the range of ± 400 years (Fig. 14B), well within possible uncertainties associated with varying reservoir corrections, dating uncertainties, lock-in depth and/or local non-dipole field differences. Nevertheless, the inclination feature I5 has an offset between -350 to -500 years for our three records (204, 210 and Kane2B) compared to the Greenland-Iceland composite record (Fig. 14B) and was thus excluded as a chronostratigraphical marker.

The resulting chronostratigraphical markers (Fig. 13, Table 4) were then used to improve the initial radiocarbon-based age models of cores 204 and 210. The AMS- ^{14}C dates and palaeomagnetic tie-points were combined using CLAM (Blaauw 2010), which allowed the production of the age-depth models shown in Fig. 15. According to these proposed age models, the three cores cover the last 9.0/9.5 cal. ka BP and thus, most of the Holocene. A mean sedimentation rate of 85 cm ka^{-1} (~ 50 to 110 cm ka^{-1}) was assumed for core 204 from the Upernavik Isstrøm region. The age model for core 210 in Melville Bay suggests a lower sedimentation rate (30 to 40 cm ka^{-1}) for the uppermost part of the core (0–200 cm) and an increased sedimentation rate ($\sim 130 \text{ cm ka}^{-1}$) for the middle part of the core (200–300 cm), a pattern that is coherent with the lithological variations. This major change in sedimentation rate occurs around ~ 7.5 cal. ka BP (Fig. 15). The chronology of the basal unit of core 210 (~ 400 to 580 cm) cannot be established as it lies amongst the unreliable intervals for palaeomagnetic secular variations.

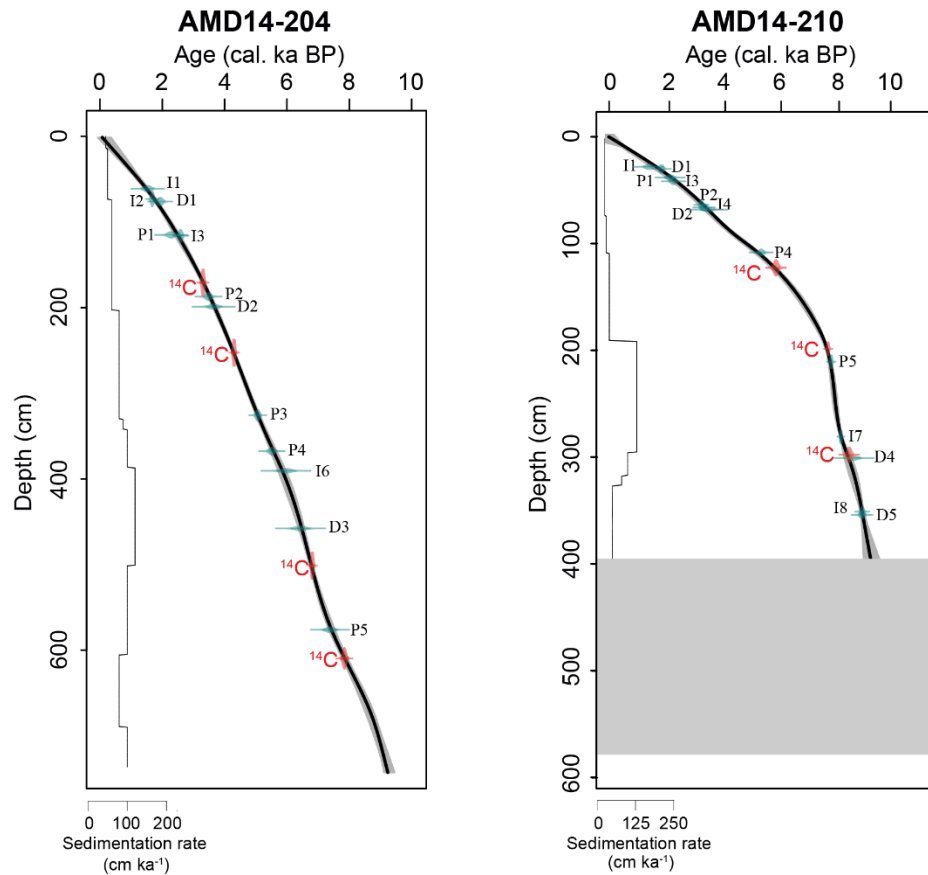


Figure 15. Composite age models using both the independent ages and palaeomagnetic tie-points (Table 4) for cores 204 and 210. Age models are constructed using the R-package CLAM (Blaauw 2010). Note that for core 210, the basal layer was not reliable for palaeomagnetic reconstructions.

1.7.3 Chronostratigraphy of the northwestern Greenland margin

The sedimentary units described in section ‘Lithology’ for cores 204, 210 and Kane2B correspond to facies expected in those locations for the Holocene (e.g. Knudsen *et al.* 2008; St-Onge & St-Onge 2014; Sheldon *et al.* 2016). The proposed age models support a correlation with the main chronostratigraphical units previously established for the Holocene (e.g. Walker *et al.* 2012; International Commission on Stratigraphy) with a subdivision in three distinct periods: Early (Meghalayan), Middle (Northgrippian) and Late (Greenlandian) Holocene, and global boundaries around ~8.2 cal. ka BP and ~4.2 cal. ka BP. However, other studies close to our core locations often observe boundaries around

~7.5 cal. ka BP and ~3.5 cal. ka BP in their records (e.g. Knudsen *et al.* 2008; Moros *et al.* 2016). In this study, the main units observed in the three cores show a clear boundary between the Early and Middle Holocene (~8.2–7.5 cal. ka BP), but do not allow us to clearly define the boundary between the Middle and Late Holocene (Fig. 16). Moreover, very little is known about the timing of deglaciation in the Melville Bay region (including the Upernavik Isstrøm region in southern Melville Bay). Although several studies have discussed the onshore geomorphology (Briner *et al.* 2013), submarine landforms (Dowdeswell *et al.* 2014; Freire *et al.* 2015; Slabon *et al.* 2016; Batchelor *et al.* 2017; Newton *et al.* 2017) and ice-sheet dynamics from numerical modelling (e.g. Lecavalier *et al.* 2014), few geochronological data are available. In this context and based on this new chronostratigraphical framework, a brief account of the main environmental changes is provided below.

Lithofacies 1: Matrix-supported diamicton – deglaciation (Greenlandian). – This lithofacies is only present in cores Kane2B (unit 1, 9.1–9.0 cal. ka BP) and 210 (unit 1, prior to ~9.4 cal. ka BP, 380–579 cm) and corresponds to ice-proximal glaciomarine sedimentation following the retreat of grounded ice. It is a matrix-supported diamicton with the presence of pebbles associated with high magnetic susceptibility (Fig. 16), which indicates ice-rafting, probably a glacial debris flow deposit likely to be related to significant meltwater influxes (Ó Cofaigh *et al.* 2013; Sheldon *et al.* 2016). In Kane Basin (Kane2B), this lithofacies probably results from the proximity of both the GIS and IIS to the coring site during this period. The opening of Nares Strait is dated by England *et al.* (2006) and Jennings *et al.* (2011) to approximately ~9 ka BP, which could thus correspond to the base of this core. However, Georgiadis *et al.* (2018) suggested that the Kane Basin was not connected to Hall Basin until the retreat of the IIS and GIS from Kennedy Channel around 8.3 cal. ka BP. Thus, we associate this unit to the retreat of the ice sheets from the core location in Kane Basin, but preceding the complete opening of Nares Strait around 8.3 cal. ka BP (Georgiadis *et al.* 2018).

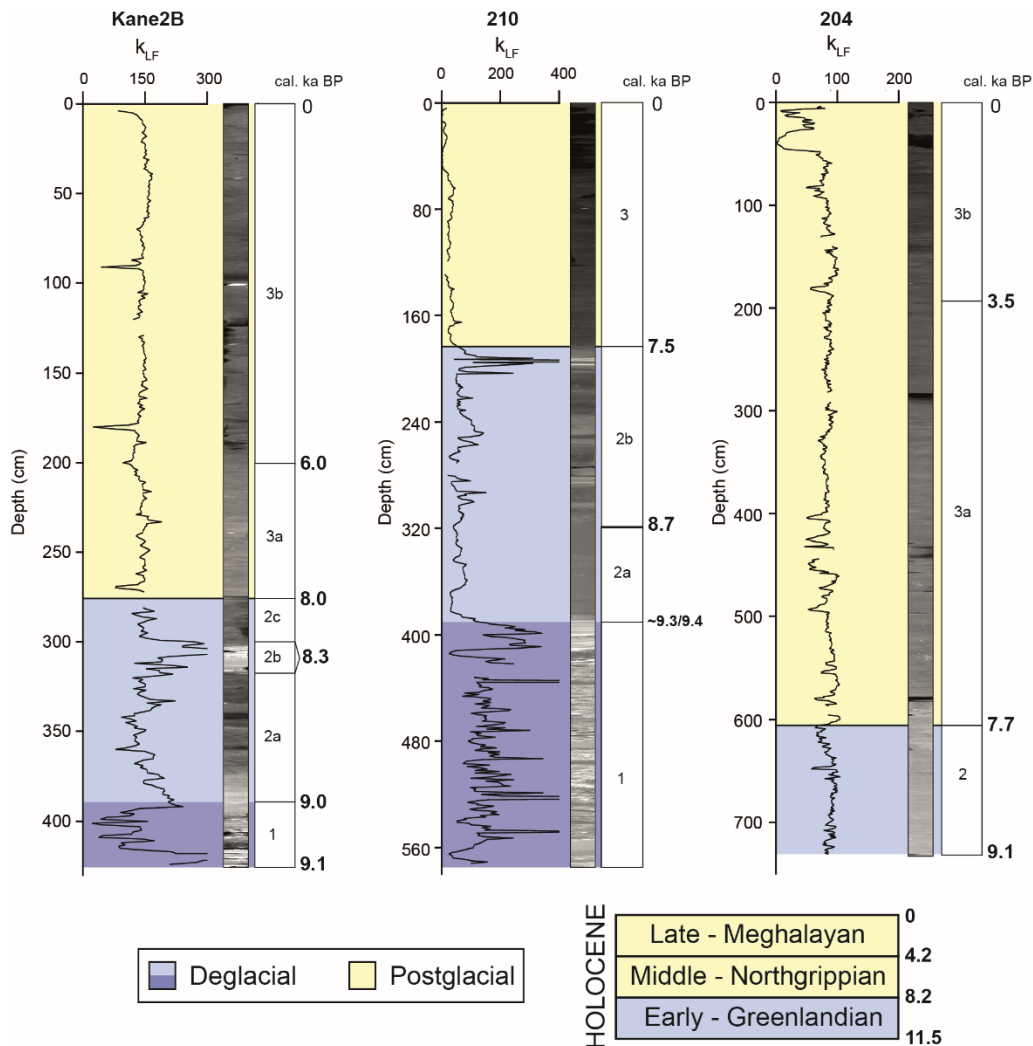


Figure 16. Comparison of k_{LF} for cores Kane2B, 210 and 204 associated to the age (in cal. ka BP) of the different unit limits based on the chronostratigraphy established in this study. The different units are shown, as well as the main Holocene boundaries. International Commission of Stratigraphy).

Likewise, this unit is also associated with the close presence and rapid retreat of the GIS from Melville Bay at the location of core 210. There is evidence for a mid-shelf stabilization, probably during the Younger Dryas followed by further retreat on the West Greenland margin (e.g. Slabon *et al.* 2016; Newton *et al.* 2017). Studies have shown that the GIS retreated near its current margin inland around ~10.3 cal. ka BP for the Upernavik Isstrøm region and around ~9.5 cal. ka BP for the central Melville Bay region (Bennike &

Bjorck 2002; Bennike 2008; Briner *et al.* 2013; Young & Briner 2015). Thus, following the Younger Dryas, we hypothesize that the GIS retreated relatively rapidly from the cross-shelf troughs where cores 204 and 210 are located, respectively, before ~10.3 cal. ka BP and ~9.5 cal. ka BP. This statement is supported by the deglacial timing observed here with the established chronology for cores 204 and 210 (Fig. 16). The high clast content found in this unit associated to very variable magnetic susceptibility (k_{LF}) attests to the significant ice rafting and meltwater discharge occurring during this interval. This period corresponds to the ice-proximal Early Holocene deglaciation (e.g. Jennings *et al.* 2014) associated with a low influence of the WGC from 10.2 to 9.2 cal. ka BP (Lloyd *et al.* 2005) and higher influence of meltwater from the GIS.

Lithofacies 2: Homogeneous clayey silts – Early Holocene, end of deglaciation (Greenlandian). – This lithofacies is characterized by homogeneous clayey silts and corresponds to the establishment of an ice-distal environment dominated by a hemipelagic sedimentation. We found this lithofacies in core 210 (subunit 2a, from ~9.3 to 8.7 cal. ka BP) and 204 (unit 1, from 9.1 to 7.7 cal. ka BP). In core 204, this facies is marked by high k_{LF} , but a very low amount of IRD (Fig. 9), which suggests dilution by finer glacial material eroded by a proximal ice stream (Lloyd *et al.* 2005). It could also be explained by the fact that the GIS was already close to its current margin around 10.3 cal. ka BP in the Upernavik Isstrøm region (Briner *et al.* 2013), and thus delivered a reduced or limited amount of IRD to the nearby margin during this period. In core 210, located in the Melville Bay cross-shelf trough, this period occurs following ice-proximal conditions. The high clay content, subtle laminations with no grain-size grading and only a few IRDs suggest a deposition of fine suspended sediment, probably from meltwater plumes associated with the further retreat of GIS from the core site. There is no evidence of rapid deposition of this layer, although sedimentation rates are relatively high. We consider this interval as a period of relatively stable conditions reflecting the establishment of ice-distal conditions.

Lithofacies 3: Stratified pebbly mud – Early Holocene, end of deglaciation (Greenlandian). – This lithofacies is characterized by pebbly stratified clayey silts and the dominant

deposition mode appears to be hemipelagic, but stratified layers also indicate occasional turbidity current activity in cores 210 and Kane2B (Fig. 9). This lithofacies is found in cores Kane2B (unit 2, from 9.0 to 8.0 cal. ka BP) and 210 (subunit 2b, from 8.7 to 7.5 cal. ka BP) and is probably related to variations (further retreat or re-advance) in the ice sheet's position (Ó Cofaigh *et al.* 2013; Sheldon *et al.* 2016). Georgiadis *et al.* (2018) suggested that the distinctive rapidly deposited layer present in core Kane2B (300–320 cm) and dated to ~8.3 cal. ka BP is linked to the collapse of the ice blocking Kennedy Channel and thus marks the complete opening of the Nares Strait. Hence the period from 9.0 to 8.3 cal. ka BP (subunit 2a) probably corresponds to unstable conditions linked with the retreat of both the GIS and IIS from Kane Basin, while the period from 8.3 to 8.0 cal. ka BP (subunit 2c) is associated with further retreat of the GIS and IIS after the opening of the Nares Strait. Georgiadis *et al.* (2018) also suggested that the connection between Kane Basin and Baffin Bay was limited until after 8.0 cal. ka BP and showed that Kane Basin was a narrow open bay until the opening of Kennedy Channel characterized by the presence of the rapidly deposited layer (~8.3 cal. ka BP). In core 210, located in the Melville Bay cross-shelf trough, this period corresponds to more unstable conditions with occasional turbidity current activity and IRD from 8.7 to 7.5 cal. ka BP (subunit 2b: characteristic of lithofacies 2). These unstable conditions might be related to a destabilization of the GIS (re-advances/retreat), which triggered sediment remobilization in the Melville Bay cross-shelf trough, or simply the presence of down-slope processes, as core 210 site is located in the deepest part of the trough.

Many studies have associated the period from ~10 to ~8 cal. ka BP (Early Holocene) with mostly cold surface and sub-surface water conditions as generally linked to the end of the deglaciation (e.g. Jennings *et al.* 2014; St-Onge & St-Onge 2014; Moros *et al.* 2016). Thus, in this study, both lithofacies 2 and 3 are associated with the end of the deglaciation and the further retreat of the IIS and GIS on land, close to their modern boundaries.

Lithofacies 4: Homogenous bioturbated mud –Middle to Late Holocene (Northgrippian to Meghalayan). – This lithofacies corresponds to a more ice-distal sedimentation at the core

locations with a dominantly hemipelagic mode of deposition. It is also strongly affected by bioturbation, which indicates oceanographic conditions favourable for marine productivity that are coherent with generally warmer conditions as previously inferred (e.g. Levac *et al.* 2001; Knudsen *et al.* 2008; St-Onge & St-Onge 2014). For cores Kane2B (unit 3, 8.0 cal. ka BP to present) and 210 (unit 3, 7.5 cal. ka BP to present), this period is characterized by a relatively stable sedimentological environment according to the result presented in this study. These stable sedimentological conditions suggesting optimum environmental conditions are concordant with evidence of improved sea-surface conditions in Kane Basin from 8.0 to 7.0 cal. ka BP onward (Georgiadis *et al.* 2018).

For core 204 (unit 2, 7.7 cal. ka BP to present), a small change occurs around 3.5 ka cal. BP with slightly decreasing values of k_{LF} , increasing values of a^* (red) and a finer grain size shown by the k_{ARM}/k_{LF} ratio. These variations support a change in magnetic mineralogy (distinct origin or transport process) probably associated with a dilution of magnetite grains and possibly related to a re-advance of the ice margins at this period (e.g. Moros *et al.* 2016) and thus, increased ice-rafting linked to ice sheet expansion (Ruddiman 1977). In the literature, the period from 7.5 to 3.5 cal. ka BP was characterized by relatively warm surface and sub-surface conditions (e.g. Perner *et al.* 2013; Moros *et al.* 2016). This period was followed by a cooling and ice-sheet/glacier re-advances with the establishment of the neoglaciation after 3.5 cal. ka BP (e.g. Perner *et al.* 2013; Jennings *et al.* 2014; Moros *et al.* 2016). Additionally, a minimum extent of the western sector of the GIS was observed around 5–3 cal. ka BP (Young & Briner 2015).

1.8 CONCLUSIONS

This paper presents three new, full-vector palaeomagnetic records covering the Holocene in northeastern Baffin Bay. Physical and magnetic properties of the three sedimentary sequences (204, 210 and Kane2B) indicate that the NRM is characterized by a strong, stable and single component magnetization carried by low coercivity ferrimagnetic minerals within the PSD range. This indicates high-quality palaeomagnetic data and allows

the reconstruction of reliable palaeomagnetic secular variation and RPI records for most of the three cores. The comparison of these three palaeomagnetic sequences with other palaeomagnetic records and a geomagnetic field model, combined with independent radiocarbon dating, are used for the establishment of the chronostratigraphy for cores 204 and 210.

This new chronostratigraphical framework provides new minimum constraints on the timing of deglaciation for the northwestern Greenland margin. It confirms that ice retreated prior to ~9.2 cal. ka BP in the southern (Upernavik Isstrøm) and central Melville Bay cross-shelf troughs, while it retreated around 9.1 cal. ka BP in the region of Kane Basin (Nares Strait). Although we obtain different ages boundaries than the 8.2 and 4.2 ka BP global boundaries, the results also support the subdivision of the Holocene into three periods (Early/Greenlandian, Middle/Northgrippian and Late/Meghalayan) with the boundaries between the Early and Middle Holocene (~7.7/7.5 cal. ka BP for the Melville Bay region and ~8.0 cal. ka BP for the Kane Basin) well recorded in the three cores. This study highlights an asynchronous deglaciation timing between the Melville Bay/Upernavik Isstrøm and the Kane Basin regions, probably related to different rates of retreat triggered by ice-margin morphology associated with different oceanographic conditions (relatively warm WGC compared to colder water in Kane Basin).

Overall, this chronostratigraphical framework will provide the basis for further palaeoceanographic and palaeoclimate reconstructions in the northeastern Baffin Bay and more specifically in the Nares Strait and Melville Bay regions. Finally, this study highlights the benefits of combining palaeomagnetic and radiocarbon measurements to improve the dating of sedimentary sequences in challenging areas such as Arctic basins.

1.9 ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to the captain, officers, crew and scientists on board the CCGS ‘Amundsen’ during the 2014 ArcticNet (leg 1-b) expedition for the recovery of cores 204, 210 and Kane2B. This study was supported by ArcticNet, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) through Discovery Grants to G. St-Onge, J.-C. Montero-Serrano and A. Rochon, and the CREATE ArcTrain program through a Ph.D. scholarship to the first author. We thank Joseph Stoner (OSU) for sharing the Greenland-Iceland PSV composite record data, as well as Quentin Beauvais and Marie-Pier St-Onge (ISMER) for technical support in the laboratory. Lastly, we thank the editor Jan A. Piotrowski and the two reviewers (Ian Snowball and one anonymous reviewer) for their constructive comments, which helped to improve the manuscript.

1.10 REFERENCES

- Aksu, A. E. 1983: Holocene and Pleistocene dissolution cycles in deep-sea cores of Baffin Bay and Davis Strait: Palaeoceanographic implications. *Marine Geology* 53, 331–348.
- Aksu, A. E. & Piper, D. J. W. 1987: Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay. *Canadian Journal of Earth Science* 24, 1833–1846.
- Andrews, J. T., Kirby M., Aksu A. E., Barber D. G., & Meese D. 1998: Late Quaternary Detrital Carbonate (DC-) layers in Baffin Bay marine sediments (67°–74°N): Correlation with Heinrich events in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 17, 1125–1137.
- Andrews, J. T., Bigg, G. R. & Wilton, D. J. 2014: Holocene ice-rafting and sediment transport from the glaciated margin of East Greenland (67-70°N) to the N Iceland shelves: Detecting and modelling changing sediment sources. *Quaternary Science Reviews* 91, 204–217.
- Azetsu-Scott, K., Clarke, A., Falkner, K. K., Hamilton, J., Jones, E. P., Lee, C., Petrie, B., Prinsenber, S., Starr, M. & Yeats, P. 2010: Calcium carbonate saturation states in the waters of the Canadian Arctic Archipelago and the Labrador Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115, 1–18.
- Barletta, F., St-Onge, G., Channell, J. E. T., Rochon, A., Polyak, L. & Darby, D. A. 2008: High-resolution paleomagnetic secular variation and relative paleointensity records from the western Canadian Arctic: implication for Holocene stratigraphy and geomagnetic field behaviour. *Canadian Journal of Earth Science* 45, 1265–1281.
- Barletta, F., St-Onge, G., Channell, J. E. T. & Rochon, A. 2010: Dating of Holocene western Canadian Arctic sediments by matching paleomagnetic secular variation to a geomagnetic field model. *Quaternary Science Reviews* 29, 2315–2324.
- Batchelor, C. L., Dowdeswell, J. A., & Rignot, E. 2017: Submarine landforms reveal varying rates and styles of deglaciation in North-West Greenland fjords. *Marine Geology* 402, 60-80.
- Blaauw, M. 2010: Methods and code for 'classical' age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5, 512-518

- Beaudoin, A., Pienitz, R., Francus, P., Zdanowicz, C. & St-Onge, G. 2016: Palaeoenvironmental history of the last six centuries in the Nettilling Lake area (Baffin Island, Canada): A multi-proxy analysis. *The Holocene* 26, 1835–1846.
- Bennike, O., & Björck, S. 2002: Chronology of the last recession of the Greenland Ice Sheet. *Journal of Quaternary Science* 17(3), 211-219.
- Bennike, O. 2008: An early Holocene Greenland whale from Melville Bugt, Greenland. *Quaternary Research* 69, 72–76.
- Blott, S. J. & Pye, K. 2001: Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248.
- Briner, J. P., Michelutti, N., Francis, D. R., Miller, G. H., Axford, Y., Wooller, M. J. & Wolfe, A. P. 2006: A multi-proxy lacustrine record of Holocene climate change on northeastern Baffin Island, Arctic Canada. *Quaternary Research* 65, 431–442.
- Briner, J. P., Håkansson, L. & Bennike, O. 2013: The deglaciation and neoglaciation of upernavik isstrøm, greenland. *Quaternary Research* 80, 459–467.
- Caricchi, C., Lucchi, R. G., Sagnotti, L., Macrì, P., Morigi, C., Melis, R., Caffau, M., Rebesco, M. & Hanebuth, T. J. 2018: Paleomagnetism and rock magnetism from sediments along a continental shelf-to-slope transect in the NW Barents Sea: Implications for geomagnetic and depositional changes during the past 15 thousand years. *Global and planetary change* 160, 10-27.
- Channell, J. E. T., Stoner, J. S., Hodell, D. A., & Charles, C. D. 2000: Geomagnetic paleointensity for the last 100 kyr from the sub-antarctic South Atlantic: a tool for inter-hemispheric correlation. *Earth and Planetary Science Letters* 175(1), 145-160.
- Channell, J. E. T., Mazaud, A., Sullivan, P., Turner, S., & Raymo, M. E. 2002: Geomagnetic excursions and paleointensities in the Matuyama Chron at Ocean Drilling Program sites 983 and 984 (Iceland Basin). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 107(B6).
- Coulthard, R. D., Furze, M. F., Pieńkowski, A. J., Nixon, F. C., & England, J. H. 2010: New marine ΔR values for Arctic Canada. *Quaternary Geochronology* 5(4), 419-434.

- Dankers, P. 1981: Relationship between median destructive field and remanent coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 64, 447–461.
- Day, R., Fuller, M. & Schmidt, V. A. 1977: Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 13, 260–267.
- Deschamps, C.-E., St-Onge, G., Montero-Serrano, J.-C. & Polyak, L. 2018: Chronostratigraphy and spatial distribution of magnetic sediments in the Chukchi and Beaufort seas since the last deglaciation. *Boreas* 47(2), 544–564.
- de Vernal, A., C. Hillaire-Marcel, A. E. Aksu & P. Mudie. 1987: Palynostratigraphy and chronostratigraphy of Baffin Bay deep sea cores: Climatostratigraphic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 61, 97–105.
- de Vernal, A., Bilodeau, G., Hillaire-Marcel, C. & Kassou, N. 1992: Quantitative assessment of carbonate dissolution in marine sediments from foraminifer linings vs. shell ratios: Davis Strait, northwest North Atlantic. *Geology* 20, 527–530.
- Dowdeswell, J. A., Hogan, K. A., Ó Cofaigh, C., Fugelli, E. M. G., Evans, J. & Noormets, R. 2014: Late Quaternary ice flow in a West Greenland fjord and cross-shelf trough system: Submarine landforms from Rink Isbrae to Ummannaq shelf and slope. *Quaternary Science Reviews* 92, 292–309.
- Dunlop, D. J. 2002: Theory and application of the Day plot (Mrs / Ms versus Hcr / Hc). Application to data for rocks, sediments, and soils. *Journal of Geophysical Research* 107, 1–15.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J. & Veillette, J. J. 2002: The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 21, 9–31.
- England, J. H., Atkinson, N., Bednarski, J., Dyke, A. S., Hodgson, D. A. & Ó Cofaigh, C. 2006: The Innuitian Ice Sheet: configuration, dynamics and chronology. *Quaternary Science Reviews* 25, 689–703.
- Frank, U. & Nowaczyk, N.R. 2008: Mineral magnetic properties of artificial samples systematically mixed from haematite and magnetite. *Geophysical Journal International* 175, 449–461.

- Fortin, D., Francus, P., Gebhardt, A. C., Hahn, A., Kliem, P. & Lisé-Pronovost, A. 2013: Destructive and non-destructive density determination: method comparison and evaluation from the Laguna Potrok Aike sedimentary record. *Quaternary Science Reviews* 71, 147-153.
- Freire, F., Gyllencreutz, R., Greenwood, S. L., Mayer, L., Egilsson, A., Thorsteinsson, T., & Jakobsson, M. 2015: High resolution mapping of offshore and onshore glaciogenic features in metamorphic bedrock terrain, Melville Bay, northwestern Greenland. *Geomorphology* 250, 29-40.
- Georgiadis, E., Giraudeau, J., Martinez, P., Lajeunesse, P., St-Onge, G., Schmidt, S., & Massé, G., 2018: Deglacial to postglacial history of Nares Strait, Northwest Greenland: a marine perspective from Kane Basin, *Climate of the Past* 14, 1991-2010.
- Grobe H. 1987: A Simple method for the determination of ice-Rafted debris in sediment Cores. *Polarforschung* 57, 123–126.
- Hamel, D., Vernal, A. de, Gosselin, M. & 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.
- Hillaire-marcel, C. & De Vernal, A. 2008: Stable isotope clue to episodic sea ice formation in the glacial North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 143–150.
- Hiscott, R. N., Aksu, A. E. & Nielsen, O. B. 1989: Provenance and dispersal patterns, Pliocene-Pleistocene section at site 645, Baffin Bay. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result* 105, 31-52.
- Jackson, R., Carlson, A. E., Hillaire-Marcel, C., Wacker, L., Vogt, C. & Kucera, M., 2017: Asynchronous instability of the North American-Arctic and Greenland ice sheets during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 164, 140–153.
- Jennings, A. E., Sheldon, C., Cronin, T. M., Francus, P., Stoner, J. S. & Andrews, J. T. 2011: The Holocene history of Nares Strait: Transition from glacial bay to Arctic-Atlantic throughflow. *Oceanography* 24, 162–173.

- Jennings, A. E., Walton, M. E., Ó Cofaigh, C., Kilfeather, A., Andrews, J. T., Ortiz, J. D., De Vernal, A. & Dowdeswell, J. A. 2014: Paleoenvironments during Younger Dryas-Early Holocene retreat of the Greenland Ice Sheet from outer Disko Trough, central west Greenland. *Journal of Quaternary Science* 29, 27–40.
- King, J. W., Banerjee, S. K. & Marvin, J. 1983: A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: Application to paleointensity for the last 4000 years. *Journal of Geophysical Research* 88, 5911–5921.
- Kirschvink, J. L. 1980: The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal International* 62, 699–718.
- Knudsen, K., Stabell, B., Seidenkrantz, M.-S., Eiríksson, J. & Blake, W. J. 2008: Deglacial and Holocene conditions in northernmost Baffin Bay: Sediments, foraminifera, diatoms and stable isotopes. *Boreas* 37, 346–376.
- Korte, M., Constable, C., Donadini, F. & Holme, R. 2011: Reconstructing the Holocene geomagnetic field, *Earth and Planetary Science Letters* 312, 497–505.
- Lecavalier, B. S., Milne, G. A., Simpson, M. J., Wake, L., Huybrechts, P., Tarasov, L., Kjeldsen, K. K., Funder, S., Long, A. J., Woodroffe, S. A., Dyke, A. S. & Larsen, N. K. 2014: A model of Greenland ice sheet deglaciation constrained by observations of relative sea level and ice extent. *Quaternary Science Reviews* 102, 54–84.
- Levac, E., De Vernal, A. & Blake, W. J. 2001: Sea-surface conditions in northernmost Baffin Bay during the Holocene: Palynological evidence. *Journal of Quaternary Science* 16, 353–363.
- Levi, S. & Banerjee, S. K. 1976: On the possibility of obtaining relative paleointensities from lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 29, 219–226.
- Lisé-Pronovost, A., St-Onge, G., Brachfeld, S., Barletta, F. & Darby, D. 2009. Paleomagnetic constraints on the Holocene stratigraphy of the Arctic Alaskan margin. *Global and Planetary Change* 68, 85–99.
- Lloyd, J. M., Park, L. a., Kuijpers, A. & Moros, M. 2005: Early Holocene palaeoceanography and deglacial chronology of Disko Bugt, West Greenland. *Quaternary Science Reviews* 24, 1741–1755.

- Lloyd, J., Moros, M., Perner, K., Telford, R. J., Kuijpers, A., Jansen, E. & McCarthy, D. 2011: A 100 yr record of ocean temperature control on the stability of Jakobshavn Isbrae, West Greenland. *Geology* 39, 867–870.
- Lund, S., Keigwin, L. & Darby, D. 2016: Character of Holocene paleomagnetic secular variation in the tangent cylinder: evidence from the Chukchi Sea. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 256, 49–58.
- Maher, B. A., and R. Thompson (Eds). 1999: Quaternary Climates, Environments and Magnetism, *Cambridge University Press, Cambridge, U. K*, 390 pp.
- Marlowe, J. I. 1966: Mineralogy as an indicator of long-term current fluctuations in Baffin Bay. *Canadian Journal of Earth Sciences* 3, 191–201.
- Mazaud, A. 2005: User-friendly software for vector analysis of the magnetization of long sediment cores. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q12006.
- McNeely, R., Dyke, A. S. & Southon, J. R. 2006: Canadian marine reservoir ages, preliminary data assessment. *Geological Survey of Canada, Open File 5049*, <https://doi.org/10.13140/2.1.1461.6649>.
- Moros, M., Lloyd, J. M., Perner, K., Krawczyk, D., Blanz, T., de Vernal, A., Ouellet-Bernier, M. M., Kuijpers, A., Jennings, A. E., Witkowski, A., Schneider, R. & Jansen, E. 2016: Surface and sub-surface multi-proxy reconstruction of middle to late Holocene palaeoceanographic changes in Disko Bugt, West Greenland. *Quaternary Science Reviews* 132, 146–160.
- Newton, A. M. W., Knutz, P. C., Huuse, M., Gannon, P., Brocklehurst, S. H., Clausen, O. R., & Gong, Y. 2017: Ice stream reorganization and glacial retreat on the northwest Greenland shelf. *Geophysical Research Letters* 44, 7826-7835.
- Opdyke, N. D., & Henry, K. W. 1969: A test of the dipole hypothesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 6(2), 139-151.
- Ó Cofaigh, C., Taylor, J., Dowdeswell, J. A. & Pudsey, C.J. 2003: Palaeo-ice streams, trough mouth fans and high-latitude continental slope sedimentation, *Boreas* 32, 37–55.
- Ó Cofaigh, C., Andrews, J. T., Jennings, A. E., Dowdeswell, J. A., Hogan, K. A., Kilfeather, A. & Sheldon, C. 2013: Glacimarine lithofacies, provenance and depositional processes on a West Greenland trough-mouth fan. *Journal of Quaternary Science* 28, 13–26.

- Ólafsdóttir, S., Geirsdóttir, Á., Miller, G. H., Stoner, J. S., Channell, J. E. T. 2013: Synchronizing holocene lacustrine and marine sediment records using paleomagnetic secular variation. *Geology* 41, 535–538.
- Perner, K., Moros, M., Jennings, A. E., Lloyd, J. M., Knudsen, K. 2013: Holocene palaeoceanographic evolution off West Greenland. *The Holocene* 23, 374–387.
- Reimer PJ, *et al.* 2013: IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal BP, *Radiocarbon*, 55 (4).
- Ruddiman, W.F. 1977: Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic Ocean, *Geological Society of America Bulletin* 88, 1813-1827.
- Sadler, H. E. 1976: Water, heat, and salt transports through Nares Strait, Ellesmere Island. *Journal of the Fisheries Board of Canada* 33, 2286-2295.
- Sagnotti, L., Macrì, P., Lucchi, R., Rebesco, M., & Camerlenghi, A. 2012: A Holocene paleosecular variation record from the northwestern Barents Sea continental margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 12(11), 1-24.
- Sheldon, C., Jennings, A., Andrews, J. T., Ó Cofaigh, C., Hogan, K., Dowdeswell, J. A., & Seidenkrantz, M. S. 2016: Ice stream retreat following the LGM and onset of the west Greenland current in Uummannaq Trough, west Greenland. *Quaternary Science Reviews* 147, 27-46.
- Simon, Q., St-Onge, G. & Hillaire-Marcel, C. 2012: Late Quaternary chronostratigraphic framework of deep Baffin Bay glaciomarine sediments from high-resolution paleomagnetic data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 13(1), 1–24.
- Simon, Q., Hillaire-Marcel, C., St-Onge, G. & Andrews, J. T. 2014: North-eastern Laurentide, western Greenland and southern Inuitian ice stream dynamics during the last glacial cycle. *Journal of Quaternary Science* 29, 14–26.
- Simon, Q., Thouveny, N., Bourlès, D.L., Nuttin, L., Hillaire-Marcel, C. & St-Onge, G. 2016: Authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ ratios and ^{10}Be -fluxes (^{230}Th -normalized) in central Baffin Bay sediments during the last glacial cycle: Paleoenvironmental implications. *Quaternary Science Reviews* 140, 142–162.
- Slabon, P., Dorschel, B., Jokat, W., Myklebust, R., Hebbeln, D., & Gebhardt, C. 2016: Greenland ice sheet retreat history in the northeast Baffin Bay based on high-resolution bathymetry. *Quaternary Science Reviews* 154, 182-198.

- Snowball, I. & Sandgren, P. 2004. Geomagnetic field intensity changes in Sweden between 9000 and 450 cal BP: Extending the record of “archaeomagnetic jerks” by means of lake sediments and the pseudo-Thellier technique. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 361–376.
- Snowball, I., Zillén, L., Ojala, A., Saarinen, T., Sandgren, P. 2007: FENNOSTACK and FENNORPIS: Varve dated Holocene palaeomagnetic secular variation and relative palaeointensity stacks for Fennoscandia, *Earth and Planetary Science Letters* 255, 106–116.
- St-Onge, M.P. 2012: Reconstitutions paléoenvironnementales et paléomagnétiques à haute résolution de séquences sédimentaires provenant de la baie de Baffin. *Msc thesis*.
- St-Onge, G., Stoner, J. S. & Hillaire-Marcel, C. 2003: Holocene paleomagnetic records from the St. Lawrence Estuary, eastern Canada: Centennial- to millennial-scale geomagnetic modulation of cosmogenic isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 113-130.
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P. & Long, B. 2007: Continuous Physical Properties of Cored Marine Sediments. *Developments in Marine Geology 1*, 63–98.
- St-Onge, G. & Stoner, J. S. 2011: Paleomagnetism near the North Magnetic Pole. *Oceanography* 24, 162–173.
- St-Onge, G., & Long, B. F. 2009: CAT-scan analysis of sedimentary sequences: an ultrahigh-resolution paleoclimatic tool. *Engineering Geology* 103(3), 127-133.
- St-Onge, G., Chapron, E., Mulsow, S., Salas, M., Viel, M., Debret, M., Foucher, A., Mulder, T., Winiarski, T., Desmet, M., Costa, P. J. M., Ghaleb, B., Jaouen, A. & Locat, J. 2012: Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) Fjords: Implications for paleoseismicity and sedimentology. *Sedimentary Geology* 243-244, 89-107.
- St-Onge, M. P. & St-Onge, G. 2014: Environmental changes in Baffin Bay during the Holocene based on the physical and magnetic properties of sediment cores. *Journal of Quaternary Science* 29, 41–56.
- Stoner, J. S., Channell, J. E. T., Hillaire-Marcel, C., & Kissel, C. 2000: Geomagnetic paleointensity and environmental record from Labrador Sea core MD95-2024: global marine sediment and ice core chronostratigraphy for the last 110 kyr. *Earth and Planetary Science Letters* 183(1), 161-177.

- Stoner, J. S., Jennings, A. E., Kristja, B. & Dunhill, G. 2007: A paleomagnetic approach toward refining Holocene radiocarbon- based chronologies: Paleoceanographic records from the north Iceland (MD99-2269) and east Greenland (MD99-2322) margins. *Paleoceanography* 22, 1–23.
- Stoner, J. S. & St-Onge, G. 2007: Magnetic Stratigraphy in Paleoceanography: Reversals, Excursions, Paleointensity, and Secular Variation. *Developments in Marine Geology* 1, 99–138.
- Stoner, J. S., Channell, J. E., Mazaud, A., Strano, S. E., & Xuan, C. 2013: The influence of high-latitude flux lobes on the Holocene paleomagnetic record of IODP Site U1305 and the northern North Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14(10), 4623-4646.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., & Reimer, R.W. 2017: CALIB 7.1 (<http://calib.org>, accessed 2017-10-18)
- Tang, C. C. L., Ross, C. K., Yao, T., Petrie, B., DeTracey, B. M. & Dunlap, E. 2004: The circulation, water masses and sea-ice of Baffin Bay. *Progress in Oceanography* 63, 183–228.
- Tauxe, L. 1993: Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and practice. *Reviews of Geophysics* 31(3), 319-354.
- Tauxe, L., Pick, T. & Kok, Y. S. 1995: Relative paleointensity in sediments: A Pseudo-Thellier Approach. *Geophysical Research Letters* 22, 2885-2888.
- Tauxe, L., Mullender, T. A. T. & Pick, T. 1996: Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research* 101, 571-571.
- Tauxe, L., & Wu, G. 1990: Normalized remanence in sediments of the western equatorial Pacific: relative paleointensity of the geomagnetic field?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 95(B8), 12337-12350.
- Thompson, R., & Oldfield, F. 1986: Environmental magnetism. London: Allen and Unwin.
- Valet, J. P., & Meynadier, L. 1998: A comparison of different techniques for relative paleointensity. *Geophysical research letters* 25(1), 89-92.

- Walczak, M. H., Stoner, J. S., Mix, A. C., Jaeger, J., Rosen, G. P., Channell, J. E. T., Heslop, D. & Xuan, C. 2017: A 17,000 yr paleomagnetic secular variation record from the southeast Alaskan margin: Regional and global correlations. *Earth and Planetary Science Letters* 473, 177-189.
- Walker, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J. J., Newnham, R. M., Rasmussen, S. O. & Weiss, H. 2012: Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a discussion paper by a working group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27(7), 649-659.
- Weeks, R., Laj, C., Endignoux, L., Fuller, M., Roberts, A., Manganne, R., Blanchard, E. & Goree, W. 1993: Improvements in long-core measurement techniques: Applications in palaeomagnetism and palaeoceanography. *Geophysical Journal International* 114(3), 651-662.
- Young, N. E. & Briner, J. P. 2015: Holocene evolution of the western Greenland Ice Sheet: Assessing geophysical ice-sheet models with geological reconstructions of ice- margin change. *Quaternary Science Reviews* 114, 1–17.
- Zijderveld, J. D. A. 1967: A. C. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. In Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K., (eds.): *Method in Paleomagnetism*, 254-286, Elsevier, New York.

CHAPITRE 2

EVOLUTION DES CONDITIONS DE SURFACE DE L'EAU SUR LA MARGE NORD-OUEST GROENLANDAISE AU COURS DE L'HOLOCENE

2.1 RESUME EN FRANÇAIS DU DEUXIEME ARTICLE

La reconstitution de l'évolution des conditions de surface de l'eau au cours de l'Holocène a été réalisée pour deux carottes de sédiment de la marge nord-ouest Groenlandaise (AMD14-204) et du bassin de Kane (AMD14-Kane2B), basée sur des assemblages de kystes de dinoflagellés. Sur la marge nord-ouest groenlandaise, les conditions océanographiques de surface avant 7700 cal a BP étaient froide, avec un couvert de glace étendue et un apport important d'eau de fonte, associé à la fin de la déglaciation. Un changement majeur se produit vers ca. 7700 cal a BP avec l'établissement des conditions postglaciaire plus chaudes et une plus forte influence du courant ouest Groenlandais (WGC), et des conditions de surface de l'eau optimale sont observées vers 6000 cal a BP. Après 3500 cal a BP, les résultats montrent une légère tendance de refroidissement liée à la mise en place de la Néoglaciation. Dans le bassin de Kane, les conditions de surface de l'eau n'étaient pas favorables pour la productivité des dinokystes avant 8000 cal a BP, alors que le bassin était probablement toujours fortement couvert de glace. Les conditions optimales de surface de l'eau se sont produites entre 8000 et 7000 cal a BP dans le bassin de Kane, après la mise en place de la circulation océanique moderne, mais les conditions de surface de l'eau sont restées froides avec un couvert de glace étendue pendant le reste de l'Holocène. Dans l'ensemble, les résultats de cette étude

révèlent la forte influence de la variabilité, aussi bien du WGC que du courant Arctique, sur les assemblages de dinokystes et ainsi, sur les conditions de surface de l'eau.

Ce second article, intitulé « *Evolution of sea-surface conditions on the Northwestern Greenland margin during the Holocene* », fut rédigé par moi-même et étroitement supervisé par mon directeur Jean-Carlos Montero-Serrano, et mes co-directeurs de doctorat Guillaume St-Onge et André Rochon. Cette version préliminaire de l'article a été soumise en novembre 2018 dans la revue *Journal of Quaternary Science* et nous sommes dans l'attente de réponse de la revue. En tant que premier auteur, ma contribution à ce travail fut d'effectuer l'ensemble des analyses en laboratoire et la rédaction de l'article. Le professeur André Rochon, second auteur, a fourni une aide importante grâce à son expertise dans le domaine de la palynologie. Il a été d'une grande aide dans mon initiation aux protocoles des analyses en laboratoire, autant pour la préparation des échantillons que pour l'identification des dinokystes et autres palynomorphes. Ainsi, il a aidé au bon développement des analyses, à l'interprétation des résultats, ainsi qu'à la révision de l'article. Jean-Carlos Montero-Serrano et Guillaume St-Onge ont tous les deux contribué à la révision de l'article. Une version préliminaire de cet article a été présentée sous forme d'affiche au congrès d'ArcticNet, en décembre 2016 à Winnipeg et sous forme de présentation orale pendant le congrès international sur les dinoflagellés (Dino11) en juillet 2017, à Bordeaux.

2.2 EVOLUTION OF SEA-SURFACE CONDITIONS ON THE NORTHWESTERN GREENLAND MARGIN DURING THE HOLOCENE

Authors:

Myriam Caron¹, André Rochon¹, Guillaume St-Onge^{1,2}, Jean-Carlos Montero-Serrano¹

Institutions:

¹ Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER), Université du Québec à Rimouski and GEOTOP Research Center, 310 allées des Ursulines, Rimouski, QC, G5L3A1, Canada.

² Canada Research Chair in Marine Geology.

ABSTRACT

Reconstructions of sea-surface conditions during the Holocene were achieved on two sediment cores from the Northwest Greenland margin (AMD14-204) and Kane Basin (AMD14-Kane2B) based on dinoflagellate cyst assemblages. On the northwest Greenland margin, sea-surface conditions were cold with an extended sea-ice cover prior to 7700 cal a BP associated to the end of the deglaciation. A major change occurred around ca. 7700 cal a BP with the establishment of warmer postglacial conditions and the strongest influence of the West Greenland Current (WGC), and optimal sea surface conditions were observed around 6000 cal a BP. After 3500 cal a BP, results showed a cooling trend linked to the onset of the Neoglaciation. In the Kane Basin, sea-surface conditions were not favorable for dinocysts productivity prior 8000 cal a BP, as the basin was still highly covered by ice. Optimal sea surface conditions occurred between 8000 and 7000 cal a BP in the Kane Basin, after the establishment of the modern oceanic circulation, but sea-surface conditions remained cold with an extended sea-ice cover throughout the Holocene. Overall, the results from this study revealed the strong influence of both the WGC and the Arctic Current variability on the sea-surface conditions.

KEYWORDS

Dinoflagellate cysts; Baffin Bay; Melville Bay; Kane Basin; Sea surface conditions

2.3 INTRODUCTION

Over the last decades, the Arctic has strongly responded to modern climate warming with the reduction of sea-ice extent and cover duration (Serreze and Stroeve, 2015), the rapid rate of retreat and thinning of the Greenland Ice Sheet (GIS; e.g., Winsor *et al.*, 2015; Joughin *et al.*, 2016), as well as a strong intensification of ice mass loss for the ice caps of the Canadian Arctic Archipelago (CAA; Noël *et al.*, 2018). To place these rapid changes in a long-term perspective, there is a necessity to better understand the interactions between sea ice and climate throughout the geological past (Jakobsson *et al.*, 2010; Müller and Stein, 2014). The Baffin Bay is an excellent location to study climate-ocean-ice dynamics for its proximity to the GIS and CAA ice caps (Fig. 17) and the presence of sea-ice inside the bay during most of the year (Tang *et al.*, 2004). It also plays a role of oceanic corridor between the Arctic and the North Atlantic oceans (through Labrador Sea, where deep convection occurs and contributes to the thermohaline circulation). Moreover, the Baffin Bay has been affected by the dynamics of three large ice sheets (GIS, Innuitian [IIS] and Laurentide [LIS] ice sheets) since the last glacial maximum (Dyke *et al.*, 2002; England *et al.*, 2006). Therefore, it is highly relevant to investigate how oceanographic and climatic changes affected the sea surface conditions in Baffin Bay since the last deglaciation.

Dinoflagellates cysts (hereafter, dinocysts) are excellent tracers for the estimation of past sea-surface conditions, as their highly resistant organic membrane (e.g., Fensome *et al.*, 1993; Traverse, 1994) allows them to be preserved in the sediment, particularly in subpolar and polar seas where they are found in abundance (e.g., Mudie, 1992; Matthiessen, 1995; de Vernal *et al.*, 1997; Mudie *et al.*, 2001). Several oceanographic properties can be reconstructed from dinocyst assemblages including sea-surface temperature (SST), salinity (SSS), seasonal sea-ice cover, and primary productivity (de Vernal *et al.*, 2001, 2005, 2013; Radi and de Vernal, 2008). Previous studies based on dinocysts, but also diatoms, mollusk, foraminifera or biomarkers (IP25) have contributed to improve our knowledge of past sea-surface conditions knowledges in the Baffin Bay (e.g., Knudsen *et al.*, 2008; Vare *et al.*, 2009; Ouellet-Bernier *et al.*, 2014; Krawczyk *et al.*,

2017). However, information available on the northeastern Baffin Bay (Melville Bay) and Nares Strait sea-surface variability during the Holocene are still incomplete, as studies have mainly been focused on the regions of the North Water Polynya (e.g., Levac *et al.*, 2001; Mudie and Rochon, 2001; Knudsen *et al.*, 2008) and Disko Bay region (e.g., Seidenkrantz *et al.*, 2008, Ribeiro *et al.*, 2012; Jennings *et al.*, 2014; Ouellet-Bernier *et al.*, 2014; Gibb *et al.*, 2015; Allan *et al.*, 2018). In this study, well-preserved dinocyst assemblages of two sediment cores recovered in the Upernavik cross-shelf trough (AMD14-204) and in the Kane Basin (AMD14-Kane2B) were studied in conjunction with the modern analogue technique (MAT) to reconstruct winter and summer SSTs and SSSs, as well as the duration of sea-ice cover and primary productivity during the Holocene.

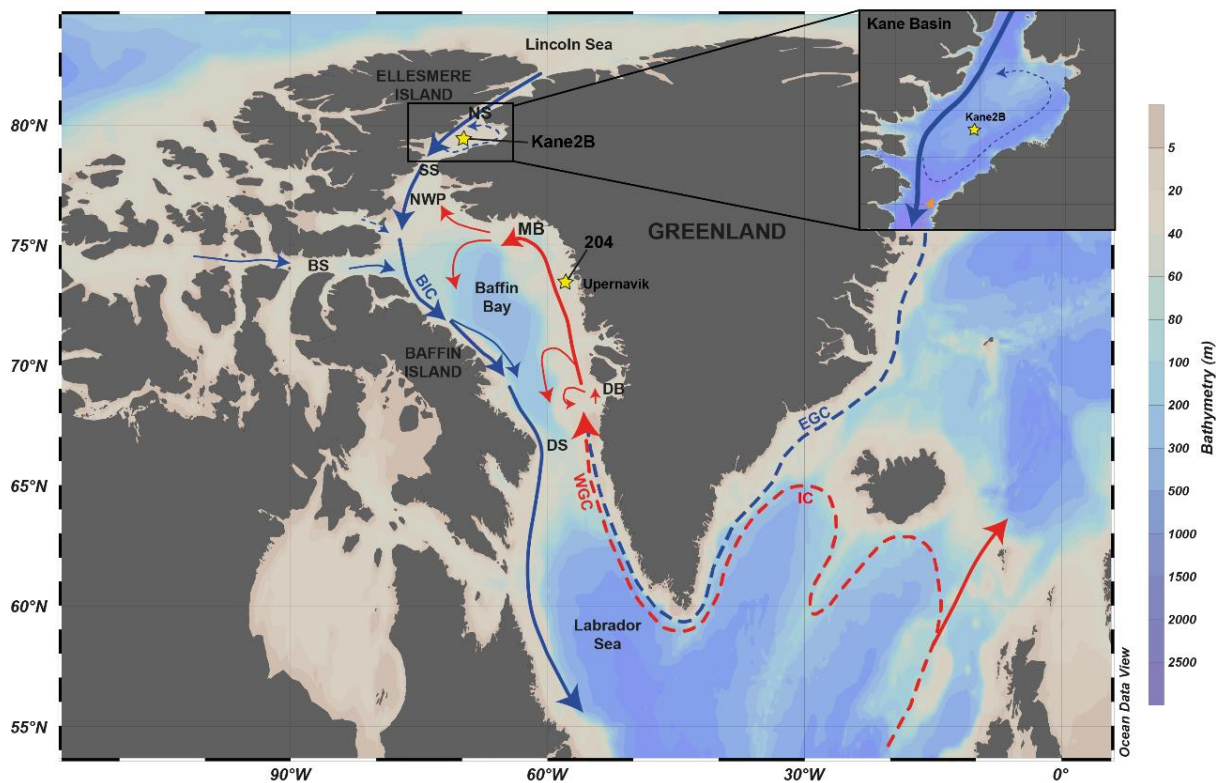


Figure 17. Map of the northeastern Baffin Bay and Nares Strait indicating sampling location for cores AMD14-Kane2B (Kane Basin) and AMD14-204 (Upernavik cross-shelf trough) used in this study. Regional oceanic circulation: BIC= Baffin Island Current (Arctic water); WGC = West Greenland Current (mix of IC = Irminger Current and EGC = East Greenland Current). NS: Nares Strait; MB: Melville Bay; DB: Disko Bugt; DS: Davis Strait; SS: Smith Sound; NWP: North Water Polynya.

2.4 ENVIRONMENTAL SETTING

Located between Greenland and the CAA, Baffin Bay is an oceanic basin 1300 km long and 450 km wide, with a depth of up to 2300 m (Aksu and Piper, 1987). It is connected to the Arctic Ocean through CAA Straits and to the Atlantic Ocean through Davis Strait. Nares Strait separates the Ellesmere Island from Greenland and extends from North of Baffin Bay up to the Lincoln Sea and Arctic Ocean (Fig. 17). Baffin Bay is influenced by the cold Baffin Island Current (BIC, temperature $>-1^{\circ}\text{C}$, salinity <34 ; Zweng *et al.*, 2006) flowing southward along Baffin Island from northernmost Baffin Bay, and by the relatively warm and salty West Greenland Current (WGC; temperature $>2^{\circ}\text{C}$, salinity >34 ; Zweng *et al.*, 2006) flowing northward (Fig. 17; Tang *et al.*, 2004). The WGC consists of a mix of the cold and low salinity East Greenland Current (EGC; arctic water from Fram Strait) and the warmer and salty Irminger Current (IC; North Atlantic water), both of which joining in southern Greenland to form the WGC (Fig. 17; Tang *et al.*, 2004). The WGC flows northward along the west Greenland shelf and turns west in Melville Bay before joining the BIC in Smith Sound. However, it has been shown that a small branch of the WGC circulates up to the Kane Basin at depths below 250 m (Sadler, 1976). Baffin Bay is covered by sea-ice during most of the year, with a minimal extent in September (Tang *et al.*, 2004). However, the sea-ice cover in Baffin Bay is asynchronous with sea-ice extending further southward on the east than the west side due to the difference of temperature and salinity respective to the two major water currents flowing in opposite direction (Tang *et al.*, 2004). Kane Basin is covered by ice year-round and an ice arch at the southern end of Kane Basin (Smith Sound) marks the boundary with the North Water Polynya (Kravitz *et al.*, 1994).

2.5 MATERIAL AND METHODS

Two Calypso Square (CASQ) cores were collected on board the CCGS icebreaker Amundsen in northern Baffin Bay during the 2014 ArcticNet expedition: core AMD14-204 (hereinafter referred to as 204) located in the Upernavik Isstrøm cross-shelf trough, on the

northwest Greenland margin, and core AMD14-Kane2B (hereinafter referred to as Kane2B) located in the Kane Basin (Fig. 17; Table 5). The chronology of core 204 was established using an approach combining radiocarbon dating (ages calibrated with an age reservoir correction of $\Delta R = 140 \pm 30$ years based on Lloyd *et al.*, 2011) combined with paleomagnetic chronostratigraphic markers (Caron *et al.*, 2018) and organic matter dating (Giraudeau *et al.*, under review). The chronology of core Kane2B was established by Georgiadis *et al.* (2018) based on twenty radiocarbon ages from mixed benthic foraminifera and mollusk shell fragments (calibrated with an age reservoir correction of $\Delta R = 240 \pm 51$ years based on McNeely *et al.*, 2006). Based on the established chronologies, core 204 cover the last ca. 9100 cal a BP, with a mean sedimentation rates of 95 cm ka^{-1} , while core Kane2B covers the last ca. 9000 cal a BP, with sedimentation rates varying from 20 and 220 cm ka^{-1} (Fig. S1). To avoid the effects of these changes in sedimentation rates, some of the results have been expressed in flux ($\text{cysts cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) instead of concentration (cysts cm^{-3}).

Table 5. Location of the sampling sites, water depth and length of the cores used in this study.

| STATION | REGION | LATITUDE (°N) | LONGITUDE (°W) | WATER DEPTH (M) | CORE LENGTH (CM) |
|---------------|----------------------|------------------|-------------------|--------------------|---------------------|
| AMD14-204 | Upernavik Isstrøm | 73°15.663'N | 57°53.987'W | 987 | 734 |
| AMD14-210 | Melville Bay | 75°24.317'N | 61°39.357'W | 1155 | 596 |
| AMD14-Kane 2B | Kane Basin | 79°30.908'N | 70°49.742'W | 220 | 425 |

2.5.1 Palynological preparations and analyses

Palynological analyses were performed at 8 cm intervals with a volume of $\sim 5 \text{ cm}^3$ of wet sediment following the protocol described by Rochon *et al.* (1999). Marker grains (*Lycopodium clavatum*, pollen tablets, batch n°414831) were added in each sample to estimate palynomorph concentrations following the method described by (e.g., Matthews, 1969; Mertens *et al.*, 2009). After wet sieving the samples at $100 \mu\text{m}$ and $10 \mu\text{m}$ to

eliminate sand, fine silt and clay, the 10-100 μm fraction was chemically treated with hydrochloric (HCl, 10%) to eliminate carbonates and hydrofluoric acids (HF, 49%) to eliminate silicates. The residual organic matter was mounted on microscope slides with glycerin gelatin, and slides were analyzed using a transmitted light microscope with interference contrast at magnifications of 400x to 1000x. All palynomorphs (including dinocysts, pollen grains, spores, organic linings of foraminifera and reworked palynomorphs) were counted (Fig. 18) and a minimum of 300 dinocysts and 100 marker-grains were identified and counted in each sample. The identification of dinocyst species was performed following the nomenclature provided by Rochon *et al.* (1999), Head *et al.* (2001), Radi *et al.* (2013) and Zonneveld and Pospelova (2015).

2.5.2 Statistical approach and data analyses

The modern analogue technique (MAT) was used to reconstruct sea surface conditions together with an updated dinocyst database of the Northern Hemisphere that includes 1776 reference sites and 73 taxa (Allan *et al.*, 2018). The calculations were performed using the Bioindic scripts developed for the R platform by Joel Guiot (CEREGE, France) and the procedure described by de Vernal *et al.* (2005). The MAT relies on the hypothesis that similar biogenic assemblages occur under similar environmental conditions without any assumptions in terms of quantitative relationships (Guiot and de Vernal, 2007). For the reconstructions of past sea surface conditions, we proceeded using five different analogues and applying a logarithmic transformation of the relative dinocyst taxa abundance. Sea surface temperature and salinity are given for winter and summer, sea ice cover extent was expressed in terms of number of months with more than 50% coverage (based on the 1953-2003 mean) and productivity in $\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$. Multivariate analyses (Principal component and cluster analyses) were performed with the software PAST (Hammer *et al.*, 2001) to differentiate the distribution of assemblages (very rare taxa always <1% excluded).

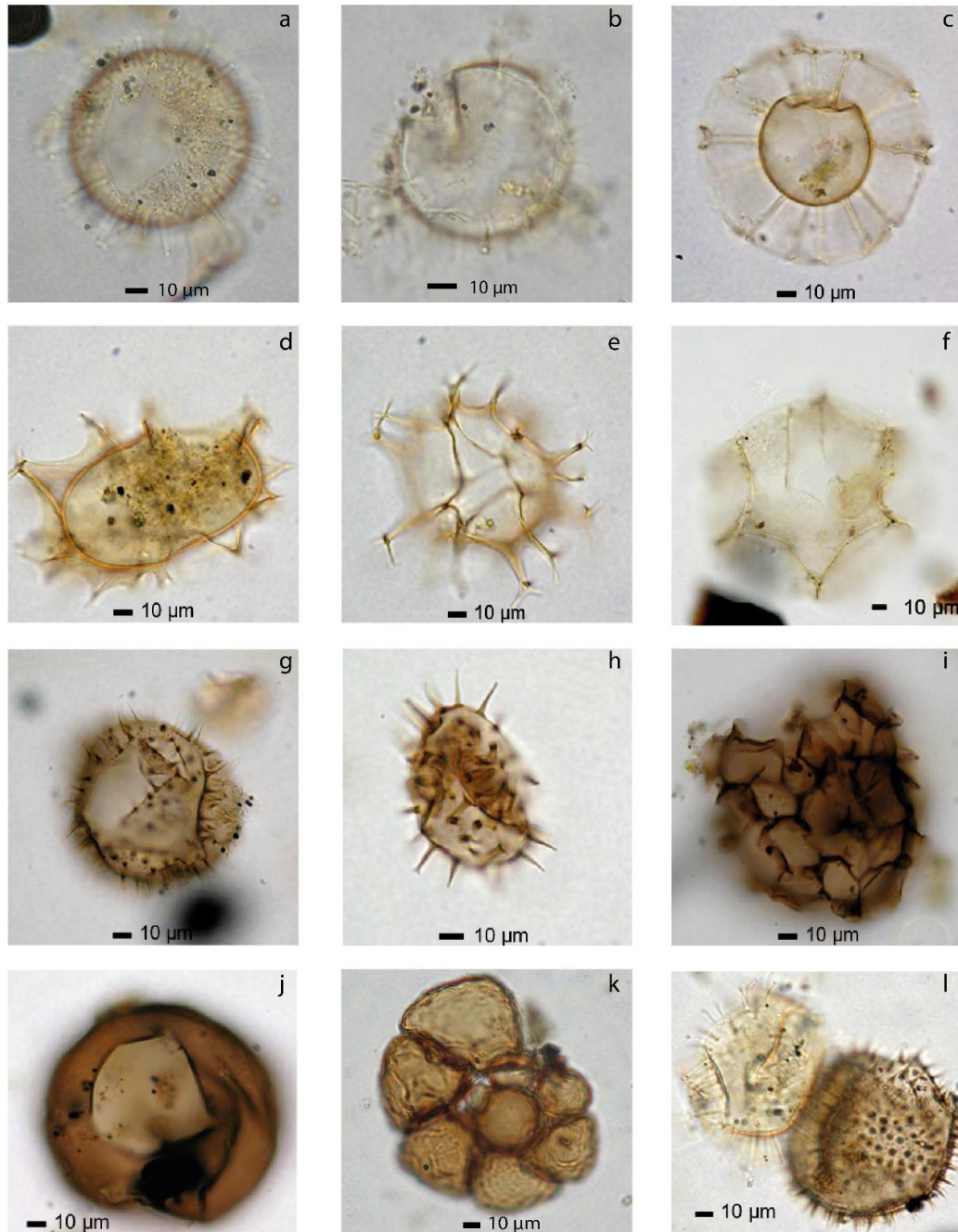


Figure 18. Photoplate of main dinocyst taxa identified in this study: a) *Operculodinium centrocarpum* sensu Wall and Dale; b) Cyst of *Pentapharsodinium dalei*; c) *Nematosphaeropsis labyrinthus*; d) *Spiniferites frigidus*; e) *Spiniferites ramosus*; f) *Impagidinium pallidum*; g) *Islandinium minutum*; h) *Echinidinium karaense*; i) *Polykrikos* var. Arctic; j) *Brigantedinium* spp.; k) foraminifera lining; l) *O. centrocarpum* (left) + *I. minutum* (right).

2.6 RESULTS

The two sediment cores used in this study (204 and Kane2B) have previously been described in detail by Caron *et al.* (2018) and Georgiadis *et al.* (2018) and major sedimentological units have been distinguished based on lithology, geophysical properties, IP25 and X-ray fluorescence core scanner.

Table 6. List of the dominant dinoflagellate cyst taxa from the two cores location, shown in Fig. 18. G=Gonyaulacales, P=Peridinales, A=Autotrophic and H=Heterotrophic taxa.

| Dinoflagellate taxa | | Trophic mode | Grouped as |
|---|---|--------------|-----------------------------|
| Operculodinium centrocarpum sensu Wall and Dale | G | A | Operculodinium centrocarpum |
| O. centrocarpum short processes | G | A | Operculodinium centrocarpum |
| O. centrocarpum Arctic | G | A | Operculodinium centrocarpum |
| Nematosphaeropsis labyrinthus | G | A | |
| Spiniferites elongatus | G | A | |
| Spiniferites frigidus | G | A | Spiniferites elongatus |
| Spiniferites ramosus | G | A | |
| Cyst of Pentapharsodinium dalei | P | A | |
| Impagidinium pallidum | G | A | |
| Islandinium minutum | P | H | |
| Islandinium brevispinosum | P | H | Islandinium minutum |
| Islandinium? cezare | P | H | Islandinium minutum |
| Echinidinium karaense | P | H | |
| Brigantedinium spp. | P | H | |
| Brigantedinium simplex | P | H | Brigantedinium spp. |
| Brigantedinium cariacense | P | H | Brigantedinium spp. |
| Polykrikos var. Arctic | P | H | |
| Polykrikos quadratus | P | H | Polykrikos var. Arctic |

Overall, the lithology of core 204 is relatively homogeneous and fine grained and is largely dominated by hemipelagic sedimentation. At the opposite, core Kane2B is showing a more variable sedimentation associated to higher inputs of ice-rafted debris (IRD) and reworked sediments throughout the core (Fig. S1). The establishment of postglacial conditions has been determined at ca. 7700 cal a BP for core 204 and ca. 8000 cal a BP for core Kane2B (Caron *et al.*, 2018; Georgiadis *et al.*, 2018). Palynological results from this study (presented below) provide more details concerning environmental changes for the two cores. A total of 25 dinoflagellate cyst taxa were identified for the both cores, 14 of which account for more than 95 % of the assemblages (Table 6 and Fig. 18). The base of

core Kane2B (428-300 cm, ca. 9000-8300 cal a BP) was not considered for the palynological reconstruction because of its high reworked sediment content and very low dinocyst concentration in this interval.

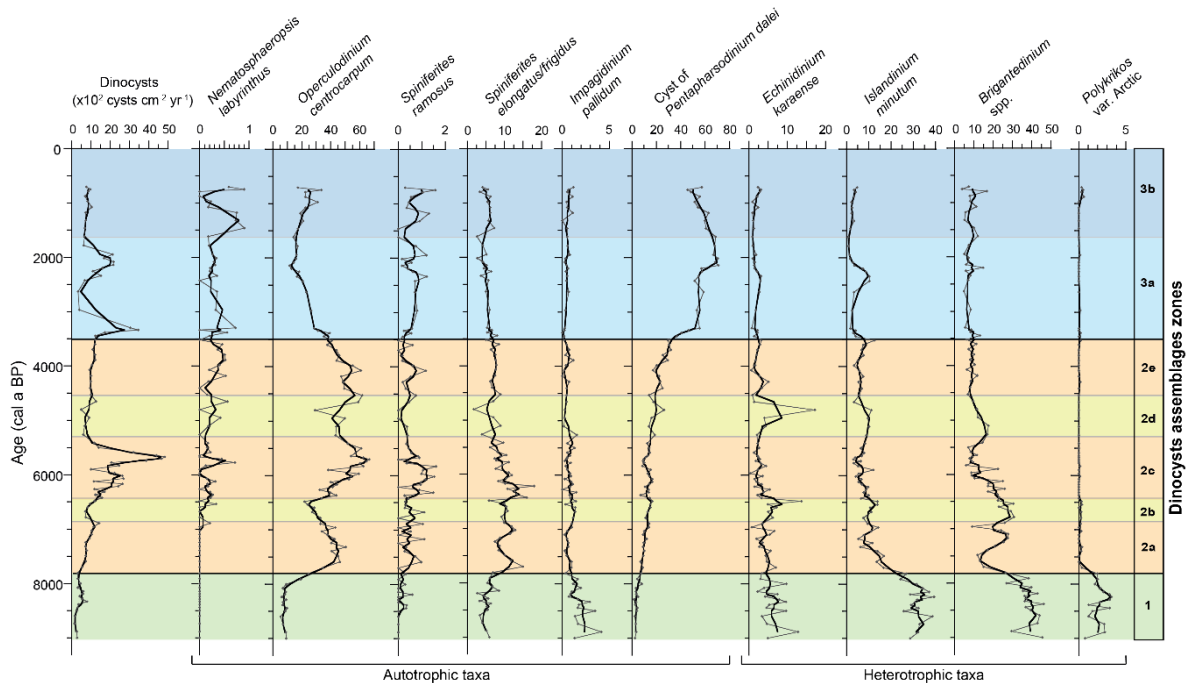


Figure 19. Dinocyst flux (10^2 cysts $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$), relative abundance (%) of the main dinocyst taxa, and dinocyst assemblage zones of core AMD14-204. Data are represented with the thin dotted dark grey lines, 3-points running mean are represented by thick black lines.

2.6.1 AMD14-204 – Northwestern Greenland margin

Zone 1 (prior 7700 cal a BP; 738- 604 cm) is characterized by the dominance of heterotrophic taxa such as *Islandinium minutum* (up to 36 %) and *Brigantedinium* spp. (up to 45 %), as revealed by the Heterotrophic/Autotrophic (H/A) dinocyst ratio (Fig. 20). It is also characterized by the highest concentrations of *Polykrikos* var. Arctic (up to 3 %), which nearly disappears after 7700 cal a BP, and *Impagidinium pallidum* (up to 4 %, Fig. 19). Sea-surface reconstructions reveal the lowest SST (summer SST averaging $\sim 1^\circ\text{C}$) and SSS values (~ 30 in summer and ~ 32.5 in winter psu) and the highest sea-ice cover duration (9-10 months/year) during this interval (Fig. 20).

Zone 2 (7700-3500 cal a BP; 604-164 cm) is dominated by “warmer water” autotrophic species (Rochon *et al.*, 1999), including *Operculodinium centrocarpum* (up to 67 %) and *Spiniferites elongatus* (up to 18 %), and was sub-divided into 5 sub-zones (Fig. 19). Zone 2a (7700-6900 cal a BP; 604-524 cm) is characterized by the rapid increase of *O. centrocarpum* concentration, decrease of *I. minutum* and *Brigantedinium* spp. and near disappearance of *Polykrikos* var. Arctic. Zone 2b (6900-6450 cal a BP; 524-475 cm) is characterized by the appearance of *Nematosphaeropsis labyrinthus*, a decrease of *O. centrocarpum* and increase of heterotrophic species (*Echinidinium karaense*, *I. minutum* and *Brigantedinium* spp.; Fig. 19). Zone 2c (6450-5300 cal a BP; 475-320 cm) corresponds to the highest abundance of *O. centrocarpum* and *Spiniferites ramosus* and low concentrations of all heterotrophic taxa. Zone 2d (5300-4600 cal a BP; 320-288 cm) revealed another decrease of *O. centrocarpum*, *S. ramosus* and *S. elongatus* associated to an increase of colder taxon (*E. karaense*, *I. minutum* and *Brigantedinium* spp.; Fig. 19). Lastly, Zone 2e (4600-3500 cal a BP; 288-164 cm) is characterized by high abundance of *O. centrocarpum* and *S. elongatus*, but also by the progressive increase of *Pentapharsodinium dalei* (from 20 to 40 % of the assemblage). Dinocyst assemblage Zone 2 is generally characterized by a warming of sea surface conditions with higher SST and SSS values and seasonal sea-ice cover duration reduced to ~7 months/year (Fig. 20). However, Zones 2b and 2d are associated to lower values of summer SST, winter SSS and productivity and to an increase of sea-ice cover duration (Fig. 20). Thus, these relatively short periods likely reflect a cooling of sea surface conditions, possibly due to higher meltwater inputs. Inversely, Zone 2c is characterized by the highest SST (up to 3°C) and highest productivity (up to 100 gC m⁻² yr⁻¹), suggesting that optimal sea surface conditions occurred during this period.

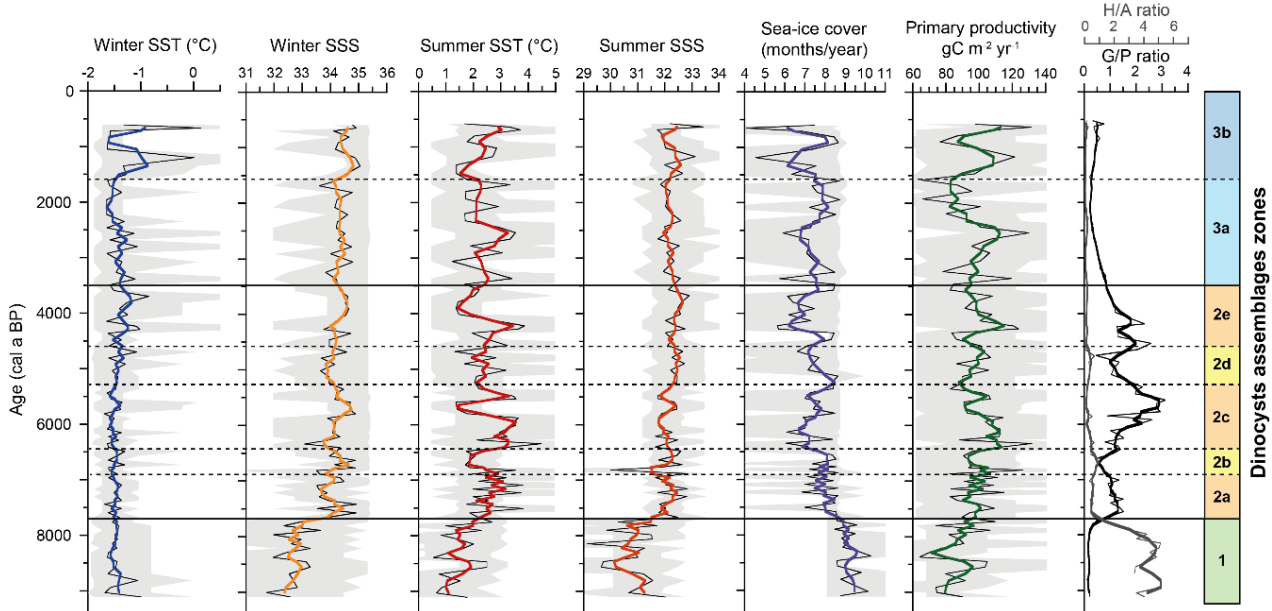


Figure 20. Reconstructions of winter and summer salinity (SSS) and sea-surface temperature (SST), seasonal sea-ice cover in months/year (based on the 1953-2003 mean), and productivity in ($\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) based on the modern analogue technique (MAT) applied to dinocyst assemblages in core AMD14-204. Data are represented with the black lines, 3-points running mean are represented by bold colored lines and the maximum and minimum possible according to the set of five analogues are shown in light gray. Gonyaulacals/Peridinoids and Heterotrophs/Autotrophs ratios are presented on the right.

Zone 3 (3500-700 cal a BP; 164-0 cm) is dominated by the cyst of *P. dalei* (up to 71 %; Fig. 19) and subdivided into two zones. Zone 3a (3500-1600 cal a BP; 164-108 cm) is characterized by the maximal abundance of cyst of *P. dalei* while Zone 3b (1600-700 cal a BP; 108-0 cm) is characterized by an increase of *O. centrocarpum* and *S. elongatus* abundance. No major changes are visible on the sea-surface reconstructions compared to the transition between zones 1 and 2. However, we observe a variability of higher amplitude in Zone 3b (Fig. 20) suggesting short-term variations of sea-surface conditions reflecting a slight warming trend (increasing trend of summer SST and Primary productivity).

2.6.2 AMD14-Kane2B – Kane Basin

Dinoflagellate cysts are less abundant in core Kane2B compared to core 204 and range from extremely low (<1 at the base) to $358 \text{ cysts cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ dinocyst fluxes, with maximum values between 4500 and 2700 cal a BP (Fig. 21), and maximum fluxes of foraminiferal linings (up to $500 \text{ linings cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) between 8000 and 7200 cal a BP. Reworked palynomorphs are present in large amounts throughout the core (up to $730 \text{ cells cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), which suggest high erosion and remobilization of pre-Quaternary sediments, and the core is largely dominated by heterotrophic taxa (always more than 77 % of the assemblages).

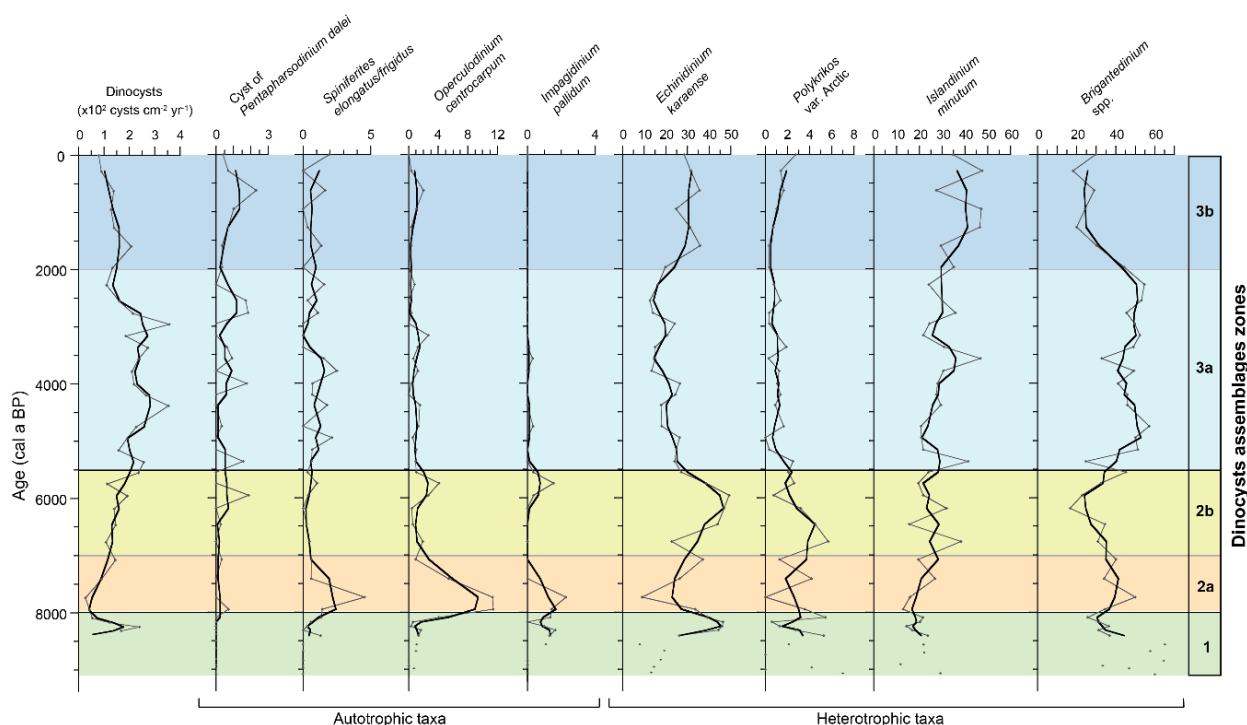


Figure 21. Dinocyst flux ($10^2 \text{ cysts cm}^{-2} \text{ yr}^{-1}$), relative abundance (%) of the main dinocyst taxa, and dinocyst assemblage zones of core AMD14-Kane2B. Data are represented with the thin dotted dark grey lines, 3-points running mean are represented by thick black lines.

Three dinocyst assemblage zones have been identified based on cluster and principal component analyses (Fig. S2) and presented in Fig. 21. Assemblage zones are divided by the occurrence of accompanying taxa and changes in concentration of the dominant species.

Reconstructions of sea-surface properties including SST, SSS, sea-ice cover and primary productivity for core Kane2B are shown in Fig. 22. Overall, SST ranged from -2 to -0.5°C in winter and from 1 to 3°C in summer, SSS ranged from 29 to 34, sea-ice cover between 6.5 and 10 months per year and primary productivity between 70 and 175 gC m⁻² yr⁻¹.

Zone 1: Prior 8300 cal a BP (427-298 cm), dinocyst concentrations were not sufficient to achieve reconstructions. Nonetheless, the few specimens found were largely dominated by *Brigantedinium* spp. and *I. minutum*, which suggest harsh sea-surface conditions, likely associated with a perennial or quasi-perennial sea-ice cover at this period. From 8300 to 8000 cal a BP (298-276 cm), we observed an important increase of dinocyst flux and the assemblage is mainly dominated by *E. karaense* (up to 45 %) and *Brigantedinium* spp. (Fig. 21).

Zone 2 (8000-5500 cal a BP; 276-184 cm) is marked by an increase of species richness and by maximum abundances of autotrophic species such as *O. centrocarpum* and *S. elongatus*, although the assemblage remains dominated by heterotrophic taxa such as *Brigantedinium* spp., *E. karaense* and *I. minutum* (Fig. 21). Sea surface reconstruction revealed relatively low primary productivity (~80 gC m⁻² yr⁻¹) and an extended sea-ice cover (~9-10 months/year) prior 5500 cal a BP (Fig. 22) This dinocyst assemblage zone is subdivided into two sub-zones reflecting variability of taxa relative abundances. Zone 2a (8000-7000 cal a BP; 276-236 cm) is characterized by the maximal abundance of *O. centrocarpum* (up to 11 %), *S. elongatus* (up to 4 %) and *I. pallidum* (up to 2 %), although associated to a low dinocyst flux. Sea surface reconstructions indicate high values of SSS and summer SST during this period. Zone 2b (7000-5500 cal a BP; 236-184 cm) is dominated by *E. karaense* (up to 45 %) and low abundance of *Brigantedinium* spp. It is also characterized by the highest relative abundance of *Polykrikos* var. Arctic (up to 5 %).

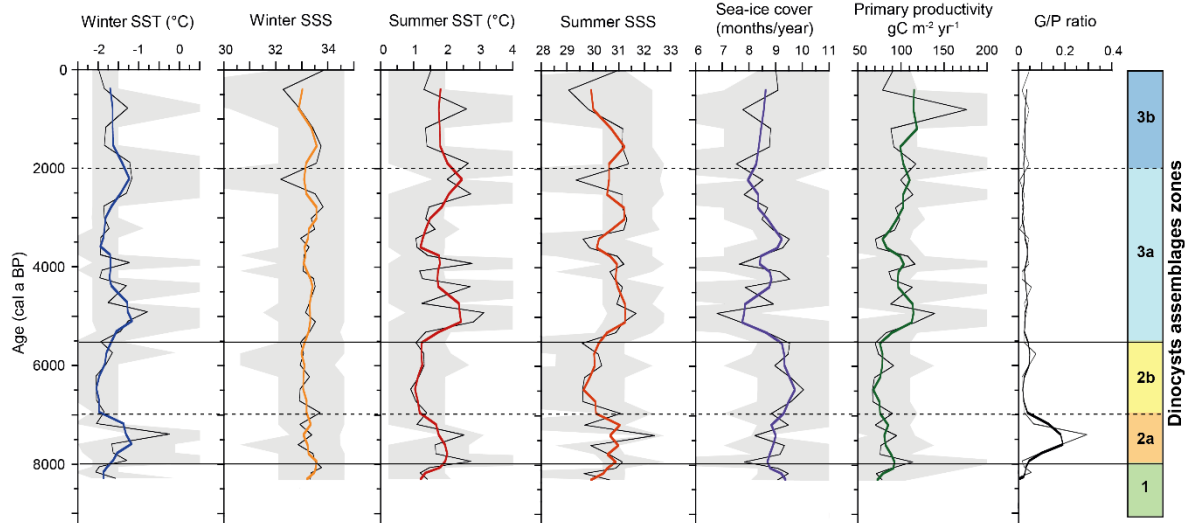


Figure 22. Reconstructions of winter and summer salinity (SSS) and sea-surface temperature (SST), seasonal sea-ice cover in months/year (based on the 1953-2003 mean), and productivity in ($\text{gC m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) based on modern analogue technique (MAT) applied to dinocyst assemblages in core AMD14-Kane2B. Data are represented with the black lines, 3-points running mean are represented by bold colored lines and the maximum and minimum possible according to the set of five analogues are shown in light gray. The Gonyaulacals/Peridinoids ratio is presented on the right.

Zone 3 (5500 cal a BP to present; 184-0 cm) is characterized by a progressive increase of the relative abundance of *I. minutum* and by the highest dinocyst flux. However, a change occurred around ca. 2000 cal a BP. Thus, Zone 3a (5500-2000 cal a BP; 184-44 cm) is characterized by a high relative abundance of *Brigantedinium* spp. (~40 to 55 %) and low relative abundance of *E. karaense* (~15 %) while Zone 3b (2000 cal a BP to present; 44-0 cm) is characterized by the highest relative abundance of *I. minutum* (up to 48 %) and by a large increase of *E. karaense* relative abundance (Fig. 21). An inversion of sea-ice cover and primary productivity trends occurred at ca. 5500 cal a BP, associated with maximal values of summer SST, as well as higher salinity (Fig. 22). Finally, decreasing trends of primary productivity associated to an increase of sea-ice cover duration suggest a cooling trend starting after 2300 cal a BP.

2.7 DISCUSSION

Overall, our palynological results are coherent with other Holocene regional records of dinocyst assemblages and transfer function reconstructions from Baffin Bay (e.g., Levac *et al.*, 2001; Mudie *et al.*, 2006; Andresen *et al.*, 2010; Jennings *et al.*, 2014; Ouellet-Bernier *et al.*, 2014; Gibb *et al.*, 2015). Indeed, dinocyst assemblages for the two cores presented in this study are revealing oceanographic changes throughout the cores and the synthesis of these changes are shown in Fig. 23 for core 204 and Fig. 24 for core Kane2B. These changes are discussed below to assess the timing of climatic and environmental changes in the northern Baffin Bay and Nares Strait during the Holocene.

2.7.1 Early Holocene - End of deglaciation

In both cores 204 and Kane2B, this period (prior to 7700 and 8000 cal a BP, respectively) is dominated by *Brigantedinium* spp., *I. minutum*, *E. karaense* and *Polykrikos* var Arctic. The co-dominance of those taxa is often associated with harsh, ice-covered conditions and relatively high productivity (de Vernal *et al.*, 2001, 2013; Head *et al.*, 2001; Rochon *et al.*, 1999; Zonneveld *et al.*, 2013). Moreover, in core 204, sea surface reconstructions revealed the lowest SST values, the highest sea-ice cover duration and low productivity during this period (Fig. 20). Thus, cold sea-surface conditions and the extended sea-ice cover prevented the development of autotrophic taxa. Dinocyst assemblages dominated by heterotrophic taxa were also found in previous regional studies for the approximate same periods (e.g., Ouellet-Bernier *et al.*, 2014; Gibb *et al.*, 2015). Furthermore, Jennings *et al.* (2014) determined a continuous, but declining ice sheet mass loss until 7800 cal a BP in the region of Disko Bugt. Thus, the low salinity values in core 204 support evidence of high meltwater discharge from the GIS prior to 7700 cal a BP, as it was also suggested in Caron *et al.* (2018).

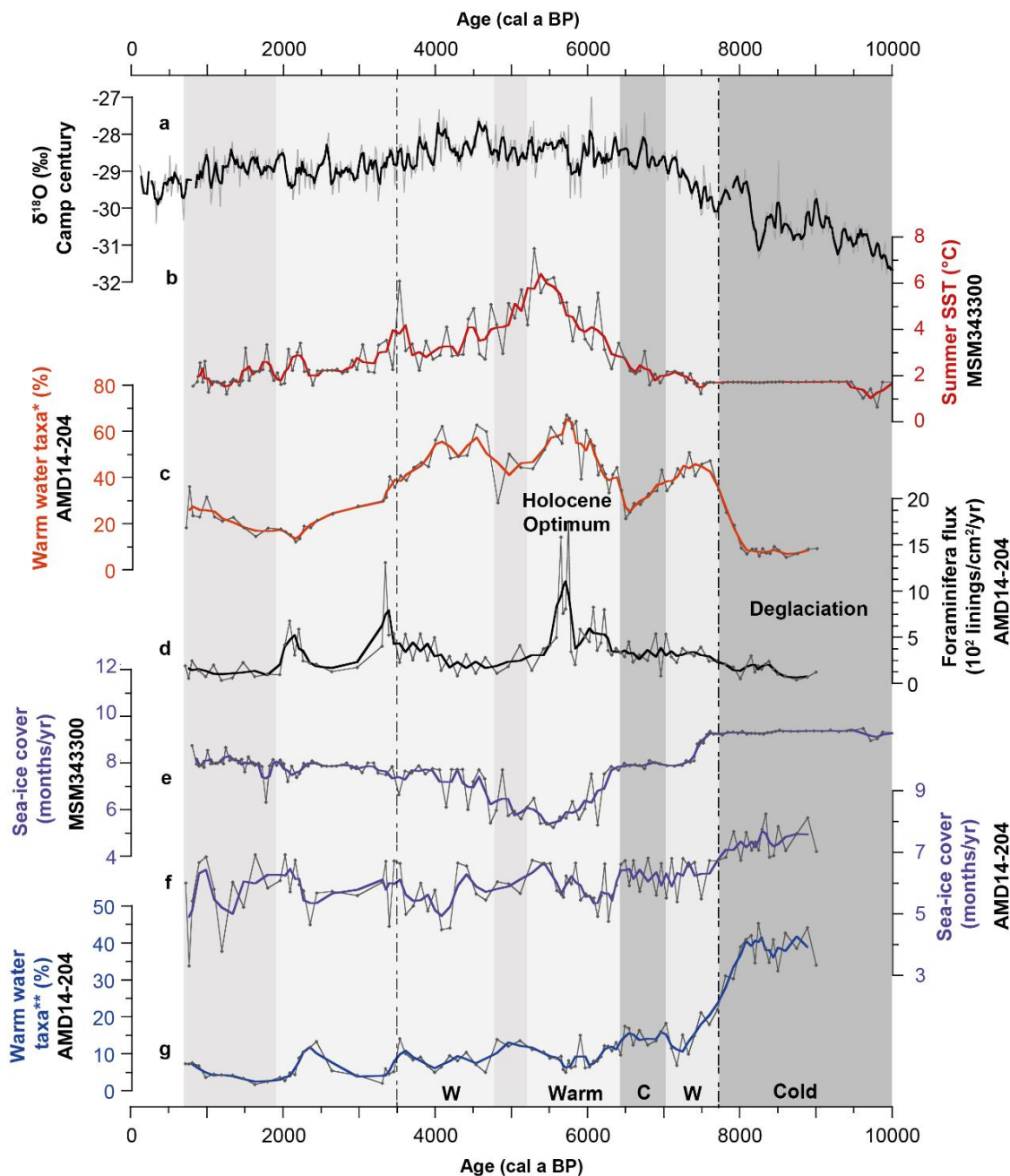


Figure 23. Comparison of the palynological records from the cores AMD14-204 with a) the $\delta^{18}\text{O}$ of Camp Century (Vinther *et al.*, 2009), b) summer SST ($^{\circ}\text{C}$) of core MSM343300, c) Warm water taxa* (**O. centrocarpum*, *S. elongatus*, *S. ramosus*) and d) Foraminifera in linings fluxes $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$ of core 204, e) Sea-ice cover duration (months/year) of core MSM343300 and f) of core 204, g) relative abundance (%) of cold-water taxa (***I. minutum*, *E. karaense*, *Brigantedinium* spp., *Polykrikos* var. Arctic). Results for MSM343300 (MAT reconstructions from Ouellet-Bernier *et al.*, 2014) have been updated with the new database $n=1776$ (Allan *et al.*, 2018).

In core Kane2B, the high concentration of reworked palynomorphs associated to a high IRD content (Caron *et al.*, 2018) support ice-proximal conditions with high meltwater discharge from both IIS and GIS during this period (Caron *et al.*, 2018; Georgiadis *et al.*, 2018). Accordingly, the high meltwater inputs linked to the retreating ice sheets resulted in cold sea surface conditions with an extended sea ice cover and low temperatures and productivity during this period, which is coherent with regional studies (e.g., Levac *et al.*, 2001; Ledu *et al.*, 2010; Ouellet-Bernier *et al.*, 2014; Gibb *et al.*, 2015). In the Kane Basin, we consider that the time interval prior to 8000 cal a BP is linked to major oceanographic changes, associated with the final retreat of the ice sheets, the complete opening of Nares Strait and establishment of the modern circulation (e.g., Jennings *et al.*, 2011; Georgiadis *et al.*, 2018).

2.7.2 Onset of full interglacial conditions

On the Northwestern Greenland margin (core 204), a major shift in the sea surface conditions occurred around 7700 cal a BP associated with a rapid increase of dinocyst fluxes and species richness and dominance of autotrophic taxa, suggesting improved conditions with warmer sea-surface temperatures and a reduced sea-ice cover during this period (Fig. 23). Several regional records (many around Disko Bugt) have revealed a shift due to surface and subsurface warming around 7400-7800 cal a BP, which is considered as the transition towards modern postglacial conditions and more influence of the warmer waters from the WGC (e.g., Ouellet-Bernier *et al.*, 2014; Jennings *et al.*, 2014; Gibb *et al.*, 2015; Moros *et al.*, 2016). Indeed, the establishment of warmer conditions in the Baffin Bay is likely a response to the reinforcement of the warm and saline component (notably from the IC) of the WGC, linked with the final retreat of both LIS and GIS (Lloyd *et al.*, 2005; Ouellet-Bernier *et al.*, 2014; Gibb *et al.*, 2015). To further support this, the dominance of the phototrophic taxon *O. centrocarpum* is often associated with the North

Atlantic Drift and indicates environments where upper water temperatures are $> 0^{\circ}\text{C}$ throughout the year (Rochon *et al.*, 1999; Zonneveld *et al.*, 2013).

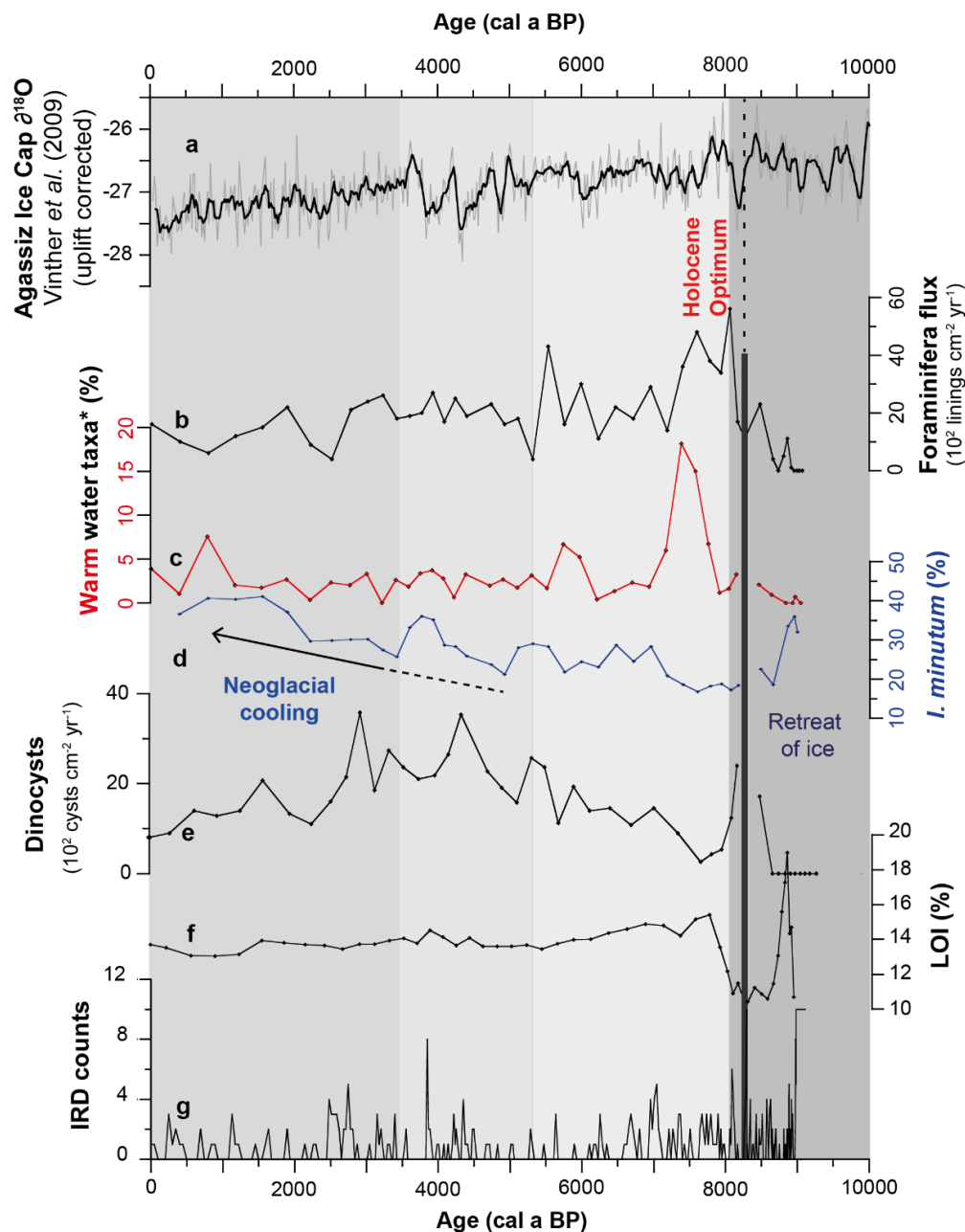


Figure 24. Comparison of the palynological records from the cores AMD14-Kane2B with a) the $\delta^{18}\text{O}$ temperature reconstructions (Lecavalier *et al.*, 2017). b) Foraminifera lining fluxes $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$, c) Warm water taxa relative abundance (**O. centrocarpum*, *S. elongatus*), d) *I. minutum* relative abundance (%) of core, e) Dinocyst flux in cyst $\text{cm}^{-2} \text{yr}^{-1}$, f) Loss on Ignition and g) Ice-rafted debris ($>2\text{mm}$ counts on X-ray graphs) of core Kane2B.

In the Kane Basin (core Kane2B), this transition towards interglacial conditions is also marked by the increase of autotrophic species such as *O. centrocarpum* and *S. elongatus* at ca. 8000 cal a BP, although the assemblage is still dominated by heterotrophic taxa (Fig. 24). This suggests an improvement of sea-surface conditions, which remained relatively cold with an extended sea ice cover, as can be expected considering the presence of the strong cold Arctic current flowing southwards in the basin (Jennings *et al.*, 2011). This observation is also coherent with Levac *et al.* (2001) suggesting maximal values (up to 3°C higher than at present) of sea-surface temperatures as early as 7800 ¹⁴C a BP (~8000 cal a BP) in Smith Sound.

2.7.3 Middle Holocene - Holocene Thermal Maximum

Warm postglacial conditions were established in the northeastern Baffin Bay after 7700 cal a BP. However, results of core 204 also revealed two periods (6900-6450 and 5200-4800 cal a BP) marked by two decrease of the *O. centrocarpum* relative abundance and associated with lower SST and productivity values and a more extended sea-ice cover (Fig. 23). These results suggest a temporary return to colder sea surface conditions during these periods. This is coherent with more influence of GIS meltwater inputs and a strongest EGC component in the WGC determined by Perner *et al.* (2012) between 7000 and 6200 a BP. This colder period (6900-6450 cal a BP) is also visible in the SST and sea-ice cover results of Ouellet-Bernier *et al.* (2014), confirming that this event also affected the Disko Bay region (Fig. 23).

Overall, we associate the period from 7700 to 3500 cal a BP to the mid-Holocene Thermal Maximum (HTM), with optimal conditions observed around 6000 cal a BP (6400-5500 cal a BP) in core 204 (Fig. 23). Indeed, the highest SST and productivity values are found in this interval (Fig. 20) and it is consistent with previous work (e.g., Ouellet-Bernier *et al.*, 2014; Jennings *et al.*, 2014). After this optimal period (ca. 6000 cal a BP), reconstructions for core 204 show that summer SST (~2°C), SSS (~32) and primary productivity (~90 gC m⁻² yr⁻¹) remained relatively high, which is coherent with Perner *et al.*

(2012), whom recorded a higher influence of the IC, and thus a stronger, saltier and warmer WGC between 6200 and 3500 a BP.

In core Kane2B (Nares Strait), our data reveal optimal conditions between 8000 and 7000 cal a BP with the highest relative abundance of *O. centrocarpum* and *S. elongatus*. This period is characterized by the highest foraminifera linings fluxes, associated with high benthic productivity and increasing dinocyst fluxes (Fig. 24). This is in coherence with others regional studies supporting an early HTM in this area (Bradley, 1990; Levac *et al.*, 2001; Knudsen *et al.*, 2008; Jennings *et al.*, 2011; Lecavalier *et al.*, 2017). Moreover, Ledu *et al.* (2010) observed an increase of the phototrophic taxa relative abundance link with the HTM between 8500 and 5500 cal a BP. Thus, low dinocyst fluxes and high benthic productivity observed in this study also suggest that dinoflagellates may not be solely responsible for the primary productivity in the Nares Strait area. Accordingly, the study by Cormier *et al.* (2016) in the North Water Polynya suggested that diatoms may have been the major contributors to primary productivity.

Although warmer interglacial conditions seemed to have occurred approximately at the same time for the two studied cores (respectively 7700 for core 204 and 8000 for core Kane2B), the new palynological records are showing an apparent asynchrony for the timing of optimal sea-surface conditions between the west Greenland margin and Nares Strait. This is coherent with results of Lecavalier *et al.* (2017) based on $\delta^{18}\text{O}$ temperature reconstructions for the Agassiz ice cap (Fig. 24, close to Kane2B), showing early Holocene (11 to 8 ka BP) maximal air temperatures (exceeding present values), while core 204 follows the $\delta^{18}\text{O}$ records of Camp Century (Fig. 23, Vinther *et al.*, 2009). The occurrence of warmer water taxa in Kane Basin between 8000-7000 cal a BP could also be explained by the presence of warmer (Pacific or Atlantic) water in Nares Strait during this period.

2.7.4 Late Holocene - Neoglaciation

After 3500 cal a BP, core 204 is marked by a major shift in the dinocyst assemblages with a change from *O. centrocarpum* to cyst of *P. dalei* dominance (Fig. 19). Although sea

surface reconstructions remained relatively similar before and after 3500 cal a BP, the dominance of cysts of *P. dalei* suggests a change in the water column during this period. In the Arctic, cysts of *P. dalei* are associated with relatively warmer, stratified and highly productive waters, and generally require SST higher than 4°C (Rochon *et al.*, 1999; Matthiessen *et al.*, 2005; Ribeiro *et al.*, 2012). However, we suggest that the dominance of this species reflects the establishment of the actual sea-surface conditions in the area. Furthermore, the onset of the Neoglaciation is associated with widespread glacier growth at ca. 3700 a BP in West Greenland and reduced strength of the West Greenland Current in Disko Bugt (e.g. Schweinsberg *et al.*, 2017) which likely caused the oceanographic changes visible. Indeed, the neoglacial cooling period is recorded during the last ~3500 cal a BP in many regional reconstructions (e.g., Krawczyk *et al.*, 2010; Andresen *et al.*, 2010; Perner *et al.*, 2012) which is coherent with our record. Likewise, an increasing influence of the EGC, resulting in a weaker and colder WGC has been recorded during the late Holocene (Perner *et al.*, 2012). The last 1600 years were affected by higher amplitude changes (+1.5°C for winter SST) in the sea surface reconstruction, including the highest values of winter SST (up to 0°C), high values of primary productivity (up to 120 gC m⁻² yr⁻¹) and reduced sea-ice cover to 6 months/year (Fig. 20) between 1400 and 1000 cal a BP.

In core Kane2B, we associate the progressive increasing trend of *I. minutum* after 5500 cal a BP to the onset of the neoglacial cooling, which then intensified (increase of *I. minutum* from 24.2 to 47.5 %) during the last 2000 cal a BP (Fig. 24). This is in coherence with the work of Levac *et al.* (2001), which observed a general deterioration of sea surface conditions during the past ~3200 cal a BP in Smith Sound, with the development of an extensive sea ice cover during this period. Ledu *et al.* (2010) also recorded a cooling trend in Lancaster Sound (gradual cooling of SST and SIC increase) after 5500 cal a BP. Moreover, Knudsen *et al.* (2008) observed relatively cold conditions between 4000 and 3050 cal a BP, which coincide with low values of SST and high values of sea ice cover in core Kane2B and maximal influence of cold bottom water from the Arctic Ocean, coherent with the drop of dinocyst fluxes. Changes in the dinocyst assemblage might also reflect a

late Holocene strengthening of the Arctic Current through Nares Strait (Ledu *et al.*, 2008; Levac *et al.*, 2001).

2.8 CONCLUSIONS

Paleoclimatic reconstructions based on dinocyst assemblages from two sediment cores (AMD14-204 and AMD14-Kane2B) using the MAT provided information on Holocene sea-surface conditions including SST, SSS, sea-ice cover duration (months/year) and primary productivity. In the Upernavik cross-shelf trough (core 204), the dinocyst assemblages revealed important changes throughout the Holocene, with harsh conditions prior 7700 cal a BP, associated to an extended sea-ice cover (~10 months/year) and a high meltwater input from the retreating GIS. From 7700 to 3500 cal a BP, the dominance of autotrophic taxa marks the establishment of warmer postglacial conditions associated to a higher productivity and a reduced sea-ice cover of ~8 months/year corresponding to the HTM, with optimal sea surface conditions observed around ~6000 cal a BP. Finally, after 3500 cal a BP, we observe the progressive establishment of modern dinocyst assemblages with a cooling trend corresponding to the Neoglacial cooling.

In the Kane Basin (core Kane2B), our results revealed a dominance of heterotrophic taxa throughout the core, suggesting that conditions were generally cold with an extended sea-ice cover during most of the Holocene in this area. Nonetheless, variations of the dinocyst assemblages allow documenting the establishment of modern oceanic circulation after the opening of Nares Strait (and the strengthening southward flow of cold Arctic water through Nares Strait). Establishment of warmer postglacial conditions was observed after 8000 cal a BP, marked by maximal abundance of foraminifera linings and the occurrence of autotrophic taxa. After 5500 cal a BP, sea surface conditions are variable with the onset of the Neoglacial cooling which intensified after 2000 cal a BP. In summary, the palynological records of both cores demonstrate a close linkage between the ocean and ice dynamics related to climatic variations during the Holocene. Finally, this study

confirmed the asynchrony concerning the establishment of Holocene optimum conditions between the Northwest Greenland margin and Nares Strait.

Abbreviations. BIC, Baffin Island Current; CAA, Canadian Arctic Archipelago; EGC, East Greenland Current; GIS, Greenland Ice Sheet; HTM, Holocene Thermal Maximum; IC, Irminger Current; IIS, Innuitian Ice Sheet; IRD, ice-rafted debris; LGM, Last Glacial Maximum; LIS, Laurentide Ice Sheet; MAT, modern analogue technique; SST, Sea-surface temperature; SSS, Sea-surface salinity; WGC, West Greenland Current

2.9 ACKNOWLEDGMENTS.

We are grateful to the captain, officers, crew and scientists on board the CCGS Amundsen during the 2014 ArcticNet (Leg 1b) expedition for the recovery of cores 204 and Kane2B. This study was supported by ArcticNet, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) through Discovery Grants to AR, JCMS and GSO, and the CREATE ArcTrain program through a PhD scholarship to the first author. We thank J. Matthiessen (Alfred-Wegener Institute) for useful advice on dinocyst identification. We also thank G. Massé (Takuvik) for collecting the cores, M.M. Ouellet-Bernier (UQAM) for sharing the MSM343300 sea-surface reconstructions data, as well as E. Georgiadis and J. Giraudeau (U. Bordeaux) for fruitful discussions. Finally, we thank Quentin Beauvais and Marie-Pier St-Onge (UQAR-ISMER) for technical support in the laboratory.

2.10 REFERENCES

- Aksu AE, Piper DJW. 1987. Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay. *Canadian Journal of Earth Science* **24**: 1833–1846.
- Allan E, de Vernal A, Knudsen MF, *et al.* 2018. Late Holocene Sea Surface Instabilities in the Disko Bugt Area, West Greenland, in Phase With $\delta^{18}\text{O}$ Oscillations at Camp Century. *Paleoceanography and Paleoclimatology* **33**: 227–243.
- Andresen CS, McCarthy DJ, Valdemar Dylmer C, *et al.* 2010. Interaction between subsurface ocean waters and calving of the Jakobshavn Isbrae during the late Holocene. *The Holocene* **21**: 211–224.
- Bradley RS. 1990. Holocene paleoclimatology of the Queen Elizabeth Islands, Canadian High Arctic. *Quaternary Science Reviews* **9**(4): 365-384.
- Caron M, St-Onge G, Montero-Serrano JC, *et al.* 2018. Holocene chronostratigraphy of northeastern Baffin Bay based on radiocarbon and paleomagnetic data. *Boreas*.
- Cormier MA, Rochon A, de Vernal A, *et al.* 2016. Multi-proxy study of primary production and paleoceanographical conditions in northern Baffin Bay during the last centuries. *Marine Micropaleontology* **127**: 1-10.
- de Vernal A, Rochon A, Turon JL, *et al.* 1997. Organic-walled dinoflagellate cysts: Palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments. *Geobios* **30**: 905–920.
- de Vernal A, Henry M, Matthiessen J, *et al.* 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**: 681–698.
- de Vernal A, Eynaud F, Henry M, *et al.* 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 Review* **24**: 897–924.
- de Vernal A, Hillaire-Marcel C, Rochon A, *et al.* 2013. Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas. *Quaternary Science Review* **79**: 111–121.

- Dyke AS, Andrews JT, Clark PU, *et al.* 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Review* **21**: 9–31.
- England JH, Atkinson N, Bednarski J, *et al.* 2006. The Innuitian Ice Sheet: configuration, dynamics and chronology. *Quaternary Science Review* **25**: 689–703.
- Fensome RA, Taylor FJR, Norris G, *et al.* 1993. A classification of living and fossil dinoflagellates. *Micropaleontology, Special Publication* **7**.
- Georgiadis E, Giraudeau J, Martinez P, *et al.* 2018. Deglacial to postglacial history of Nares Strait, Northwest Greenland: a marine perspective. *Climate of the past* **14**: 1991–2010.
- Gibb OT, Steinhauer S, Frechette B, *et al.* 2015. Diachronous evolution of sea surface conditions in the Labrador Sea and Baffin Bay since the last deglaciation. *The Holocene* **25**: 1882–1897.
- Giraudeau J, Georgiadis E, Caron M, *et al.* under review. A high-resolution elemental record of post-glacial lithic sedimentation in Upernavik Trough, western Greenland: history of ice-sheet dynamics and ocean circulation changes over the last 9 100 years. *Paleoceanography and Paleoclimatology*.
- Guiot J, de Vernal A. 2007. Transfer functions: methods for quantitative paleoceanography based on microfossils. In Proxies in Late Cenozoic Paleoclimatology. *Developments in Marine Geology*, Hillaire-Marcel C, de Vernal A (eds). Elsevier: Amsterdam; 523–563.
- Hammer Ø, Harper DAT, Ryan PD, 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* **4**(1): 9pp.
- Head MJ, Harland R, Matthiessen J. 2001. Cold marine indicators of the late Quaternary: The new dinoflagellate cyst genus *Islandinium* and related morphotypes. *Journal of Quaternary Science* **16**: 621–636.
- Jakobsson M, Long AJ, Ingólfsson Ó, *et al.* 2010. New insights on Arctic Quaternary climate variability from palaeo-records and numerical modelling. *Quaternary Science Review* **29**: 3349–3358.
- Jennings AE, Sheldon C, Cronin T, *et al.* 2011. The Holocene History of Nares Strait: Transition from Glacial Bay to Arctic-Atlantic Throughflow. *Oceanography* **24**: 26–41.

- Jennings AE, Walton ME, Ó Cofaigh C, *et al.* 2014. Paleoenvironments during Younger Dryas-Early Holocene retreat of the Greenland Ice Sheet from outer Disko Trough, central west Greenland. *Journal of Quaternary Science* **29**(1): 27-40.
- Joughin I, Smith B, Howat I, *et al.* 2016. A SAR record of early 21st century change in Greenland. *Journal of Glaciology* **62**(231): 62-71.
- Knudsen KL, Stabell B, Seidenkrantz MS, *et al.* 2008. Deglacial and Holocene conditions in northernmost Baffin Bay: Sediments, foraminifera, diatoms and stable isotopes. *Boreas* **37**: 346–376.
- Krawczyk D, Witkowski A, Moros M, *et al.* 2010. Late-Holocene diatom-inferred reconstruction of temperature variations of the West Greenland Current from Disko Bugt, central West Greenland. *The Holocene* **20**: 659–666.
- Krawczyk D, Witkowski A, Moros M, *et al.* 2017. Quantitative reconstruction of Holocene sea ice and sea surface temperature off West Greenland from the first regional diatom data set. *Paleoceanography* **32**: 18–40.
- Lecavalier BS, Fisher DA, Milne GA, *et al.* 2017. High Arctic Holocene temperature record from the Agassiz ice cap and Greenland ice sheet evolution. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **114**(23): 5952-5957.
- Ledu D, Rochon A, de Vernal A *et al.* 2008. Palynological evidence of Holocene climate change in the eastern Arctic: A possible shift in the Arctic oscillation at the millennial time scale. *Canadian Journal of Earth Science* **45**: 1363–1375.
- Ledu D, Rochon A, de Vernal A, *et al.* 2010. Holocene paleoceanography of the northwest passage, Canadian Arctic Archipelago. *Quaternary Science Reviews* **29**(25-26): 3468-3488.
- Levac E, de Vernal A, Blake WJ, 2001. Sea-surface conditions in northernmost Baffin Bay during the Holocene: Palynological evidence. *Journal of Quaternary Science* **16**: 353–363.
- Lloyd JM, Park LA, Kuijpers A, *et al.* 2005. Early Holocene palaeoceanography and deglacial chronology of Disko Bugt, west Greenland. *Quaternary Science Reviews* **24**(14-15): 1741-1755.
- Lloyd JM, Moros M, Perner K, *et al.* 2011. A 100 yr record of ocean temperature control on the stability of Jakobshavn Isbrae, West Greenland. *Geology* **39**: 867–870.

- Matthews J. 1969. The assessment of a method for the determination of absolute pollen frequencies. *New Phytologist* **68**(1): 161-166.
- Matthiessen J. 1995. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in recent Norwegian-Greenland Sea sediments. *Marine Micropaleontology* **24**: 307-334.
- Matthiessen J, de Vernal A, Head M, *et al.* 2005. Modern organic-walled dinoflagellate cysts in arctic marine environments and their (paleo-) environmental significance. *Paläontologische Zeitschrift* **79**(1): 3-51.
- McNeely R, Dyke AS, Southon JR. 2006. Canadian Marine Reservoir Ages Preliminary Data Assessment. *Geological Survey of Canada*.
- Mertens KN, Verhoeven K, Verleye T, *et al.* 2009. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: the Lycopodium marker-grain method put to the test. *Review of Palaeobotany and Palynology* **157**(3): 238-252.
- Mudie PJ. 1992. Circum-Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis. *Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs* **10**: 347-390.
- Mudie PJ, Harland R, Matthiessen J, *et al.* 2001. Marine dinoflagellate cysts and high latitude Quaternary paleoenvironmental reconstructions: an introduction. *Journal of Quaternary Science* **16**(7): 595-602.
- Mudie PJ, Rochon A, Prins MA, *et al.* 2006. Late Pleistocene-Holocene Marine Geology of Nares Strait Region: Palaeoceanography from Foraminifera and Dinoflagellate Cysts, Sedimentology and Stable Isotopes. *Polarforschung* **74**(1-3): 169 – 183.
- Müller J, Stein R. 2014. High-resolution record of late glacial and deglacial sea ice changes in Fram Strait corroborates ice-ocean interactions during abrupt climate shifts. *Earth and Planetary Science Letter* **403**: 446-455.
- Noël B, van de Berg WJ, Lhermitte S, *et al.* 2018. Six decades of glacial mass loss in the Canadian Arctic Archipelago. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **123**.
- Ouellet-Bernier MM, de Vernal A, Hillaire-Marcel C, *et al.* 2014. Paleoceanographic changes in the Disko Bugt area, West Greenland, during the Holocene. *The Holocene* **24**: 1573-1583.

- Perner K, Moros M, Jennings AE, *et al.* 2012. Holocene palaeoceanographic evolution off West Greenland. *The Holocene* **23**: 374–387.
- Radi T, de Vernal A. 2008. Dinocysts as proxy of primary productivity in mid-high latitudes of the Northern Hemisphere. *Marine Micropaleontology* **68**: 84–114.
- Radi T, Bonnet S, Cormier MA, *et al.* 2013. Operational taxonomy and (paleo-) autecology of round, brown, spiny dinoflagellate cysts from the Quaternary of high northern latitudes. *Marine Micropaleontology* **98**: 41–57.
- Ribeiro S, Moros M, Ellegaard M, *et al.* 2012. Climate variability in West Greenland during the past 1500 years: Evidence from a high-resolution marine palynological record from Disko Bay. *Boreas* **41**: 68–83.
- Rochon A, Vernal AD, Turon JL, *et al.* 1999. Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series* **35**: 1–146.
- Sadler HE. 1976. Water, heat, and salt transports through Nares Strait, Ellesmere Island. *Journal of the Fisheries Research Board of Canada* **33**: 2286–2295.
- Schweinsberg AD, Briner JP, Miller GH, *et al.* 2017. Local glaciation in West Greenland linked to North Atlantic Ocean circulation during the Holocene. *Geology* **45**(3): 195–198.
- Seidenkrantz MS, Roncaglia L, Fischel A, *et al.* 2008. Variable North Atlantic climate seesaw patterns documented by a late Holocene marine record from Disko Bugt, West Greenland. *Marine Micropaleontology* **68**: 66–83.
- Serreze MC, Stroeve J. 2015. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* **373**(2045): 20140159.
- Tang CCL, Ross CK, Yao T, *et al.* 2004. The circulation, water masses and sea-ice of Baffin Bay. *Progress in Oceanography* **63**: 183–228.
- Traverse A. 1994. Sedimentation of palynomorphs and palynodebris: an introduction. Sedimentation of Organic Particles. *Cambridge University Press*, Cambridge, 1–8.

- Vare LL, Masse G, Gregory TR, *et al.* 2009. Sea ice variations in the central Canadian Arctic Archipelago during the Holocene. *Quaternary Science Review* **28**(13-14): 1354-1366.
- Vinther BM, Buchardt SL, Clausen HB, *et al.* 2009. Holocene thinning of the Greenland ice sheet. *Nature* **461**(7262): 385.
- Winsor K, Carlson AE, Caffee MW, *et al.* 2015. Rapid last-deglacial thinning and retreat of the marine-terminating southwestern Greenland ice sheet. *Earth and Planetary Science Letter* **426**: 1–12.
- Zonneveld KAF, Marret F, Versteegh GJM, *et al.* 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Review of palaeobotany and palynology* **191**: 1–197.
- Zonneveld KAF, Pospelova V. 2015. A determination key for modern dinoflagellate cysts. *Palynology* **39**: 387–409.
- Zweng MM, Münchow A. 2006. Warming and freshening of Baffin Bay, 1916–2003. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **111**(C07016).

CHAPITRE 3

EVOLUTION DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DE LA MARGE NORD- OUEST GROENLANDAISE AU COURS DE L'HOLOCENE : D'UN POINT DE VUE DE MINERALOGIE ET GEOCHIMIE ELEMENTAIRE

3.1 RÉSUMÉ EN FRANÇAIS DU TROISIÈME ARTICLE

Les compositions minéralogiques et géochimiques de trois carottes sédimentaires provenant du plateau nord-ouest Groenlandais (AMD14-204 et AMD14-210) et du bassin de Kane (AMD14-Kane2B) ont été étudiées pour documenter les variations de provenance et des trajectoires de transport du sédiment au cours de l'Holocène. Les assemblages minéralogiques et le programme SedUnMixMC ont été utilisés pour aider à distinguer les sources potentielles de sédiment détritique pour les trois carottes, afin d'évaluer les variations de provenance au cours du temps. Les résultats démontrent des changements asynchrones des dynamiques sédimentaires au travers de la marge continentale pour la transition de la fin de la déglaciation à l'établissement des conditions postglaciaire moderne. En effet, les conditions postglaciaires ont été établis plus tôt dans le bassin de Kane (vers 8,0 cal ka BP) que pour les chenaux transverses de la baie de Melville et d'Upernavik (respectivement 7,5 et 7,7 cal ka BP). Cette étude confirme aussi une intensification de la force et de l'influence du WGC dans la partie nord-est de la baie de Baffin après 7,7 cal ka BP, accompagnant la période chaude du MTH. Finalement, ces résultats reflètent les interactions fortes entre les variations du climat, de la dynamique

glaciaire et de la circulation océanographique, contrôlant les changements paléoenvironnementaux observés dans les trois carottes.

Ce troisième article, intitulé « *Holocene sediment dynamics on the northwestern Greenland margin : insight from bulk mineralogy and elemental geochemistry* », fut rédigé par moi-même et étroitement supervisé par mon directeur Jean-Carlos Montero-Serrano, et mes co-directeurs de doctorat Guillaume St-Onge et André Rochon. Cette version préliminaire de l'article va être soumise sous peu dans la revue *Paleoceanography and paleoclimatology*. En tant que premier auteur, ma contribution à ce travail fut d'effectuer l'ensemble des analyses en laboratoire et la rédaction de l'article. Le professeur Jean-Carlos Montero-Serrano, second auteur, a fourni une aide importante grâce à son expertise dans le domaine de la minéralogie et géochimie. Il a été d'une grande aide dans mon initiation aux protocoles des analyses en laboratoire, ainsi que pour l'analyse des données grâce aux différents programmes informatiques. Ainsi, il a aidé au bon développement des analyses, à l'interprétation des résultats, ainsi qu'à la révision de l'article. Guillaume St-Onge et André Rochon ont tous les deux contribués à la révision de l'article. Une version préliminaire de cet article a été présentée sous forme d'affiche au congrès d'ArcticChange, en décembre 2017 à Québec et au congrès annuel du Geotop, en mars 2018 à La Malbaie (Qc). Il a aussi été présenté sous forme de présentation orale pendant le congrès international de sédimentologie en août 2018, à Québec.

3.2 HOLOCENE SEDIMENT DYNAMICS ON THE NORTHWESTERN GREENLAND MARGIN: INSIGHT FROM BULK MINERALOGY AND ELEMENTAL GEOCHEMISTRY

Authors :

Myriam Caron¹, André Rochon¹, Guillaume St-Onge^{1,2}, Jean-Carlos Montero-Serrano¹

Institutions :

¹ Institut des sciences de la mer de Rimouski (ISMER), Université du Québec à Rimouski and GEOTOP Research Center, 310 allées des Ursulines, Rimouski, QC, G5L3A1, Canada.

² Canada Research Chair in Marine Geology.

ABSTRACT

In the face of recent observations of ice mass loss of the Greenland ice sheet, little is known about ice-ocean interaction and the role of ocean forcing in past glacial dynamic. In this context, a multi-proxy approach combining new mineralogical and geochemical compositions of three sediment cores from the northwestern Greenland continental margin (AMD14-204, AMD14-210) and Kane Basin (AMD14-Kane2B) were used to document changes of sediment provenance and transport pathways during the Holocene. Mineralogical assemblages and the SedUnMixMC program were used to help distinguish potential sediment sources for the three cores, in order to evaluate the variations of sediment provenance through time. Results demonstrates asynchronous changes in the sediment dynamics throughout the Northwestern Greenland margin for the transition between the end of the deglaciation to the establishment of modern postglacial conditions. Indeed, postglacial conditions were established earlier in the Kane Basin (8.0 cal ka BP) than for the Upernavik and Melville Bay cross-shelf troughs (respectively 7.7 and 7.5 cal ka BP). This study also confirmed the intensification of the West Greenland Current strength and influence on the northeastern part of Baffin Bay after 7.7 cal ka BP, accompanying the warm period of the Holocene Thermal Maximum. Finally, these results reflect the strong interactions between variations of climate, glacial dynamic and oceanographic circulation, controlling the paleoenvironmental changes observed in the three cores.

Keywords

Baffin Bay; Melville Bay; Nares Strait; Holocene; quantitative bulk mineralogy; elemental geochemistry; Sediment provenance

3.3 INTRODUCTION

During the last few decades, the Arctic has strongly responded to modern climate warming with the rapid rate of retreat and thinning of the Greenland Ice Sheet (GIS; e.g., Howat *et al.*, 2008; Winsor *et al.*, 2015; Joughin *et al.*, 2008, 2016; Straneo & Heimbach, 2013; Rignot *et al.*, 2010, 2016), as well as a strong intensification of ice mass loss for the ice caps of the Canadian Arctic Archipelago (CAA; Noël *et al.*, 2018). To place these rapid changes in a long-term perspective, there is a necessity to better understand the interactions between sea ice, ice caps and climate throughout the geological past (Jakobsson *et al.*, 2010; Müller & Stein, 2014). Baffin Bay is an excellent location to study climate-ocean-ice dynamics for its proximity to the GIS and CAA ice caps (Fig. 1). During the Last Glacial Maximum (LGM), the GIS was ~65% more extended than present (Funder *et al.*, 2011) and prolonged to the continental shelf edge (e.g., Ó Cofaigh *et al.*, 2013a). Consequently, the large west Greenland continental margin is marked by cross-shelf troughs extending up to the continental slope (e.g., Aksu & Piper 1987; Jakobsson *et al.*, 2012; Batchelor & Dowdeswell, 2014; Ó Cofaigh *et al.*, 2013a, 2018). For their potential of high accumulation rates, these cross-shelf troughs are excellent locations to study paleoenvironmental changes at a high temporal resolution, as they can record past glacial (and deglacial) conditions (e.g., Batchelor & Dowdeswell, 2014; Dowdeswell *et al.*, 2014; Caron *et al.*, 2019). Thus, they constitute a key location to reconstruct and better document the ice margins dynamic and their links with the major oceanographic and climatic changes that occurred since the last deglaciation.

Furthermore, the late Quaternary sedimentation in Baffin Bay is characterized by alternance of glaciomarine and hemipelagic sedimentation (Aksu & Piper, 1987), and detrital sediments are derived from the surrounding land masses, which have different mineralogical and geochemical signatures (e.g., Marlowe *et al.*, 1966; Fagel & Hilaire-Marcel, 2006; Simon *et al.*, 2013; Andrews *et al.*, 2018). These detrital sediments are distributed mainly as suspended matter and debris flows from the large ice stream of the GIS, and glaciers of the high Canadian Arctic and icebergs (e.g., Aksu & Piper, 1987). The

combination of grain size, mineralogy and elemental geochemistry on sediment cores from Baffin Bay can bring important information to distinguish: (i) variations in the provenance of detrital particles (Andrews *et al.*, 2014; Simon *et al.*, 2014; Sheldon *et al.*, 2016; Giraudeau *et al.*, under review), (ii) climate and atmospheric changes in source regions and surrounding land masses (e.g., Andrews & Jennings, 2014; Thomas *et al.*, 2016), and (iii) variations in sediment propagation and ocean current trajectories (e.g., Simon *et al.*, 2013; Jennings *et al.*, 2017; Georgiadis *et al.*, 2018). In this context, the grain size, mineralogical and geochemical signatures of three sediment cores recovered from the Upernavik (AMD14-204) and Melville (AMD14-210) cross-shelf troughs and Kane Basin (AMD14-Kane2B) are used here to (1) assess the contributions from specific sediment sources and transport processes of detrital sediment, and (2) provide new insights on potential relations between Holocene climatic variability, oceanic circulation variations and sediment dynamics along the northwestern Greenland margin. Thus, this study provides a unique opportunity to present a regional picture of the Holocene sediment dynamics of the northwestern Greenland margin.

3.4 REGIONAL SETTING

Baffin Bay is an oceanic basin 1300 km long and 450 km wide located between Greenland and the CAA with a depth of up to 2300 m (Aksu & Piper, 1987). It is a pathway for freshwater and sea-ice between the Arctic and North Atlantic oceans through the Nares and Davis Straits, respectively (Fig. 25A). The bathymetry of Baffin Bay is asymmetrical, with a central abyssal plain surrounded by the large Greenland continental shelf (250 km) to the east, and a much narrower Baffin Island continental shelf (25-50 km) to the west (Tang *et al.*, 2004; Andrews *et al.*, 2014). These continental shelves were geologically shaped by the large Greenland (GIS), Laurentian (LIS) and Innuitian (IIS) Ice Sheets during the most recent glaciation, as demonstrated by the presence of cross-shelf trough systems that extend from the coast and out to the continental slope (e.g., Aksu & Piper, 1987; Ó Cofaigh *et al.*, 2013a; Slabon *et al.*, 2016).

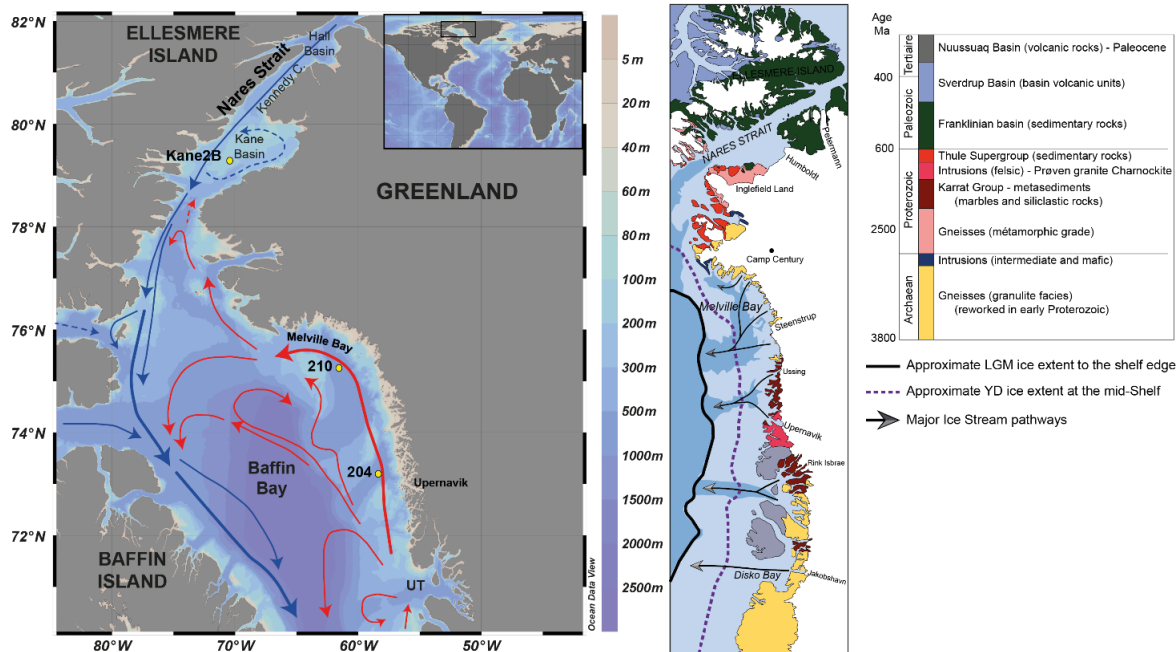


Figure 25. A) Map of the Baffin Bay with general oceanographic circulation (WGC in red and BIC in blue) and location of the three sedimentary cores from this study. B) Simplified geological map of the Baffin Bay surroundings inspired from *geus.dk* interactive geological map (Escher & Pulvertaft, 1995) and limits of the GIS Last glacial maximum (LGM) and Younger Dryas (YD) ice extent based on Slabon *et al.*, (2016) and Batchelor *et al.*, (2017).

3.4.1 Oceanographic setting

The oceanic circulation in Baffin Bay is counter-clockwise, fed by relatively warm and salty water flowing through Davis Strait, forming the West Greenland Current (WGC), and by polar water (cold and fresh) flowing through CAA straits (Barrow and Nares Straits), forming the Baffin Island Current (BIC) (Fig. 25A; Tang *et al.*, 2004). The WGC is flowing at intermediate depth and is a mixture of the East Greenland Current (cold and fresh water originating from the Arctic through Fram Strait) and the Irminger Current (warm and salty water originating from the Atlantic Ocean) that join south of Greenland. Most of the WGC flowing northward turn west in the Melville Bay region to join the BIC, flowing southward along Baffin Island toward the Labrador Sea (Tang *et al.*, 2004).

3.4.2 Bedrock geology

The geology of Baffin Bay surroundings is mainly characterized by the large Precambrian shield, which is composed of metamorphic and igneous rocks dated from Archaean and Proterozoic (Fig. 25B). North of Greenland and on Ellesmere Island, there is a Paleozoic sedimentary carbonate-bearing rock formation (the Franklinian Basin) overlaying the Precambrian shield (Fig. 25B; Hiscott *et al.*, 1989; MacLean *et al.*, 1990). There are also some sedimentary rocks from the Proterozoic outcropping in the northwestern part of Greenland and on southern Ellesmere Island (surrounding Smith Sound), which form the Thule Group (e.g., Aksu & Piper, 1987). Early Proterozoic gneiss in granulite facies outcrops south of Humboldt Glacier (Inglefield and Ammassalik mobile belt). Near Upernavik, Precambrian Charnockites (Escher & Pulvertaft, 1995) dominate the region and are part of the Prøven Igneous Complex (Thrane *et al.*, 2005), which intruded in the center of the Rinkian Belt (composed of Archean orthogneisses and the Karat Group: marbles and siliclastic rocks; Fig 25B). At the end of the Cretaceous and in early Tertiary, Greenland and North America were separated by the formation of rifts, which disconnected the Canadian and Greenlandic Precambrian cratons (e.g., MacLean *et al.*, 1990; Dawes, 2000, 2009). The development of large grabens and basaltic lava flows (Palaeogene) along the Canadian and Greenlandic margins (basaltic and picritic eruptions into a low-lying coastal environment), in the region of Disko and Ummannaq Bays, was associated to this rifting (Fig. 25B; Larsen & Pedersen, 2009).

3.4.3 Glacial history and quaternary sedimentation

The alternation of Quaternary glacial and interglacial periods has strongly affected Baffin Bay and the Arctic Ocean more largely (e.g., Hiscott *et al.*, 1989, Simon *et al.*, 2013). During the LGM, the presence of three large ice sheets: the LIS (major part of North America), IIS (North of the Canadian Arctic Archipelago) and GIS (65% more extended than today, Funder *et al.*, 2011) formed an almost continuous belt around Baffin Bay, except for Davis Strait (Dyke *et al.*, 2002; Dyke, 2004; England *et al.*, 2006). Indeed, IIS

and GIS were connected along the Nares Strait, which was entirely blocked by the ice (e.g., England *et al.*, 2006). Hence, the opening of Nares Strait permitted the connection between the Arctic and North Atlantic Oceans through Baffin Bay, which then allowed development of the modern oceanic circulation in Baffin Bay and in Labrador Sea (e.g., Jennings *et al.*, 2011; Georgiadis *et al.*, 2018). On the west Greenland margin, marine geophysical and geological data provided evidence that extended GIS reached the shelf edge during the LGM (e.g., Ó Cofaigh *et al.*, 2013b; Slabon *et al.*, 2016; Jennings *et al.*, 2017, 2018). The timing of deglaciation of the central west Greenland ice margin after the LGM remains uncertain, but studies indicate that the initial grounding line retreat from the shelf edge occurred between 13.8 and 15 cal ka BP along central west Greenland (Ó Cofaigh *et al.*, 2013b; Sheldon *et al.*, 2016; Jennings *et al.*, 2017). After an initial retreat, there is evidence of a still stand during the Younger Dryas (12.9-11.7 ka), followed then by a rapid final retreat (e.g., Funder *et al.*, 2011; Briner *et al.*, 2013; Slabon *et al.*, 2016; Batchelor *et al.*, 2018).

Sedimentation in Baffin Bay is affected by the presence of numerous icebergs and meltwater inputs originating from the GIS, especially through major glaciers, such as Jakobshavn Isbrae, Rink, Steenstrup and Humboldt Glaciers (Fig. 25B; e.g., Rignot *et al.*, 2010). Most of the icebergs present in Baffin Bay are produced by the West Greenlandic ice streams and especially in the two most productive regions: Disko and Ummannak Bays (Tang *et al.*, 2004). Icebergs produced in the Disko bay area will leave Baffin Bay through Davis Strait, while most of the icebergs produced north of Disko Bay can drift with the WGC up to the north of Baffin Bay then bifurcates toward the south along the Canadian Coast (Tang *et al.*, 2004). Thus, present-day sediments found in Baffin Bay seafloor are mainly derived from glacial erosion of the surrounding Greenland and CAA land masses through various sedimentary processes (such as ice rafting debris or IRD, glaciogenic debris flows, meltwater plumes, turbidity currents) that are dominant in these glaciated environments (e.g., Marlowe, 1966; Hiscott *et al.*, 1989; Simon *et al.*, 2014; Ó Cofaigh *et al.*, 2003; Andrews *et al.*, 1998, 2014b, 2018; Lévesque *et al.*, under review).

3.5 MATERIALS AND METHODS

3.5.1 Core setting and chronology

Three Calypso Square (CASQ) cores were collected on board the Canadian Coast Guard Ship (CCGS) icebreaker Amundsen along the northwest Greenland margin during the ArcticNet (Leg 1b) expedition in July 2014. Cores AMD14-204 and AMD14-210 (hereinafter referred to as 204 and 210) are located on the northwest Greenland margin, in the cross-shelf troughs west of Upernavik Isstrøm and in Melville Bay, respectively, whereas core AMD14-Kane2B (hereinafter referred to as Kane2B) is located in the Kane Basin (Fig. 25; Table 7).

Table 7. Location of the sampling sites, water depth and length of the cores used in this study.

| Station | Latitude (°N) | Longitude (°W) | Region | Water depth (m) | Core length (cm) |
|---------------|---------------|----------------|--------------|-----------------|------------------|
| AMD14-204 | 73°15.663'N | 57°53.987'W | Upernavik | 987 | 734 |
| AMD14-210 | 75°24.317'N | 61°39.357'W | Melville Bay | 1155 | 596 |
| AMD14-Kane 2B | 79°30.908'N | 70°49.742'W | Kane Basin | 220 | 425 |

The chronostratigraphic framework and physical properties of the three cores (Fig. 2) were presented by Caron *et al.* (2019), Georgiadis *et al.* (2018) and Giraudeau *et al.* (under review). Core Kane2B age model was calibrated using a regional reservoir correction of $\Delta R=240\pm 51$ (Georgiadis *et al.*, 2018), while age models for core 204 and 210 were calibrated using a regional age reservoir correction of $\Delta R=140\pm 30$ years (Caron *et al.*, 2019). R software package BACON (Blaauw & Christen, 2011) was used to produce the “best fit” linearly interpolated age models, which are shown in Fig. 26, as well as with the lithological characteristics of the three sediment cores. Overall, the chronostratigraphic framework of all these cores indicates high sedimentation rates varying between 20 and 160 cm.ka⁻¹ (Fig. 26) during the last ca. ~9 cal ka BP.

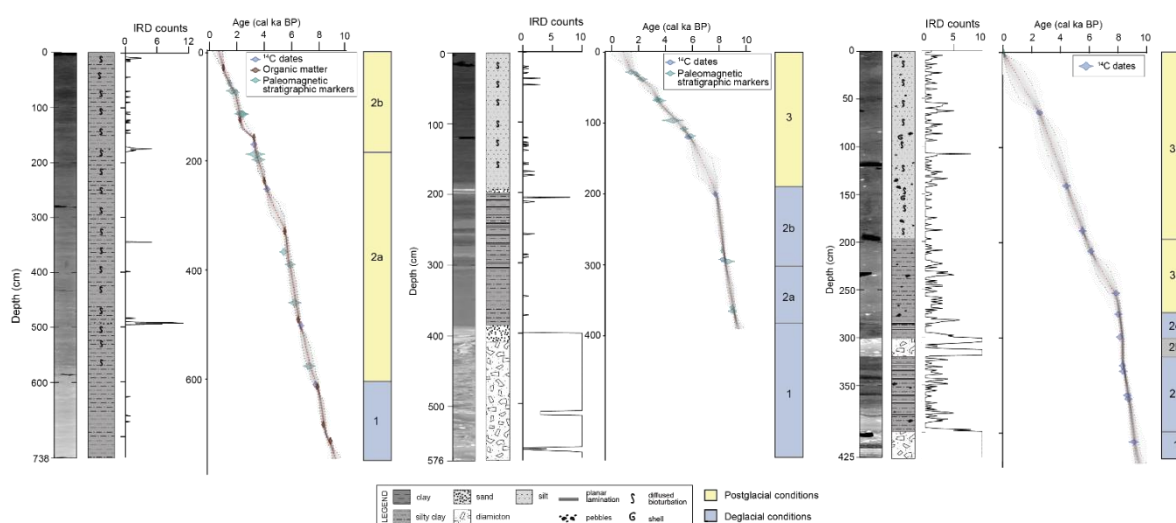


Figure 26. Lithostratigraphy and age model for the three cores AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B. a) CT-Scan image (X-ray), b) simplified stratigraphic log (see legend for details), c) IRD count, d) Age models (based on Georgiadis *et al.*, 2018; Caron *et al.*, 2019 and Giraudeau *et al.*, under review). Distinct sedimentary units are highlighted in color on the right, blue for the end of deglaciation and yellow for Holocene postglacial conditions (data based on Caron *et al.*, 2019).

The three cores were sampled every 8 cm ($n=430$; mean resolution of 100-150 years). Details on the lithofacies and physical properties are available for the three cores by Caron *et al.* (2019) and by Georgiadis *et al.* (2018) for core Kane2B. Four main lithofacies were identified and described in the three cores (Caron *et al.*, 2019) and represent distinctive sediment delivery processes and probable provenance changes during the Holocene. These facies represents (1) glaciomarine, ice-proximal conditions, resulting in moderate to high concentrations of IRD, (2) glaciomarine conditions in which deposition of suspended sediments from turbid meltwater plumes is a dominant process, (3) progressive establishment of ice distal conditions reflected by alternation of different sedimentation processes (stratification), and (4) bioturbated hemipelagic sedimentation with little to no ice-rafting activity (see Caron *et al.*, 2019, for additional information on the lithofacies and their environmental interpretations).

3.5.2 Mineralogical and geochemical analyses

Prior to mineralogical and geochemical analyses, the sediment samples (<2 mm) were rinsed five times with distilled water after the removal of the organic matter fraction with 10 mL of hydrogen peroxide (30% H₂O₂) and biogenic carbonates with 10 ml of hydrochloric acid (HCl; 0.5 M). Note that detrital carbonates (notably, dolomite) are not removed following this attack, as suggested by its detection in the bulk sediment XRD diffractograms. Next, sediment samples were oven dried overnight at approximately 60°C and then slightly homogenized with an agate mortar. Aliquots of these homogenized samples were used for geochemical and bulk mineralogical analyses.

Quantitative bulk mineralogy

Bulk mineral associations (<2 mm) were studied by quantitative X-ray diffraction (qXRD) following the method developed by Eberl (2003) and used in other Quaternary glacial marine studies for descriptions of sediment mineralogy in the West Greenland shelf and slope (e.g., Ó Cofaigh *et al.*, 2013b; Andrews *et al.*, 2015, 2018; Sheldon *et al.*, 2016). For this, ~1 g of each sample was spiked with 0.25 g of corundum and then ground in a McCrone micronizing mill using 5 mL of ethanol to obtain a homogenous powder. The slurry was oven dried overnight at approximately 60 °C and then slightly homogenized with an agate mortar. Next, 0.5 mL of vertrel was added to the mixture to prevent the possible agglomeration of finer particles. The powder sample is then sieved (<300 µm), back loaded into the holders and analyzed on a PANalytical X'Pert Powder diffractometer. The diffractometer scanned the samples from 5° to 65° two-theta in steps of 0.02° two-theta, with a counting time of 4 seconds per step. For the quantification of the major mineralogical components, sediment XRD scans obtained were converted into mineral weight percent (wt.%) using the Excel macro program ROCKJOCK v11 (Eberl, 2003). This program uses a full-pattern fitting method that permits the quantification of whole-sediment mineralogy with a precision of ±3 wt % (Eberl, 2003). The calculated total mineral wt. % was normalized to a sum of 100%. We focused on 14 key minerals (quartz,

K-feldspar, plagioclase, calcite, dolomite, pyroxene, amphibole, Fe-bearing, amorphous silica, kaolinite, smectite, illite, muscovite, chlorite and biotite) that represented more than 95% of the overall mineral concentration in the bulk sediment samples.

Sediment unmixing model

In order to gain a quantitative understanding of the downcore changes in bulk sediment provenance, we used the non-linear unmixing Excel macro program SedUnMixMC (Andrews & Eberl, 2012; Andrews *et al.*, 2015, 2016). The program uses a Monte Carlo approach to randomly sample ($n = 100$) the available source samples and calculate a standard deviation on the estimates. As summarized in Andrews *et al.* (2014; 2018), modern sediment inputs in the northwestern Greenland margin are mainly derived from West Greenland (including potential source area: Disko Bay, Upernavik, Melville Bay) and the CAA (notably, Ellesmere Island). Moreover, Andrews *et al.* (2018) established four groups of sediment surface samples corresponding to the different sediment sources areas from the West Greenland margin (West Greenland Mineral Cluster; WGMC). In addition, four glaciomarine sediment samples from the Upernavik fjord (Cordua, 2016) were processed for qXRD and used as possible sources. Based on these, we ran the SedUnMixMC using the following potential sediment sources: (1) basalts (Nuussaaq Basin, rich in pyroxene and iron-bearing, WGMC#2), (2) Prøven granite/charnockite from Upernavik (high content of plagioclase and pyroxene; Cordua, 2016), (3) metasediment, distal sedimentation (Karat Group, WGMC#1), (4) Granite and (5) Gneiss from the Precambrian Shield (respectively WGMC#3 and #4, dominated by quartz, feldspars and weathering minerals) and (6) detrital carbonates (Franklinian Basin). The main sources of carbonate-rich sediment are located in NW Greenland and the CAA (e.g., Parnell *et al.*, 2007) but here, we consider that the detrital carbonates present in our cores are from north-east Ellesmere Island and northernmost Greenland (surrounding Kane Basin, Fig. 25b). Moreover, gneiss from Inglefield Land are mainly of the Granulite metamorphic facies (rich in feldspars, quartz, orthopyroxene) while gneiss from Melville Bay are mainly of the amphibolite metamorphic facies (rich in amphibole and plagioclase).

Thus, we choose to run SedUnMixMC using samples from the following sources: (1), (2) and (3) for cores 204, (2), (4) and (5) for 210 and (4), (5) and (6) for core Kane2B. The SedUnMixMC program was also run for core 210 with a potential source from basalts (WGMC#2) which has been revealed minimal, and thus not presented in the results (Fig. 32).

Bulk elemental concentration

A total of 14 elements (Al, Si, K, Mg, Ca, Ti, Mn, Fe, P, Sr, V, Cr, Zn, and Zr) were analyzed by energy dispersive X-ray fluorescence (EDXRF) spectrometry using a PANalytical Epsilon 3-XL. The analytical procedures were similar to Gamboa *et al.* (2017). Samples were treated by borate fusion in an automated fusion furnace (CLAISSE® M4 Fluxer) prior to EDXRF analysis. Following the analysis, acquired XRF spectra were processed with the standardless Omnia software package (PANalytical). Procedural blanks always accounted for less than 1% of the lowest concentration measured in the sediment samples. Analytical accuracy and precision were found to be better than 1–5% for major elements and 5–10% for the other elements, as checked against an international standard (USGS SDC-1) and analysis of replicate samples.

Statistical approach

Principal component analysis (PCA) was performed on the mineralogical and elemental geochemical datasets with the goal of finding associations with similar relative variation patterns that may be interpreted from a paleoenvironmental standpoint (e.g., von Eynatten *et al.*, 2003, 2016; Montero-Serrano *et al.*, 2010; Gamboa *et al.*, 2017). PCA was conducted using the “CoDaPack” software (Comas & Thió-Henestrosa, 2011), and a log-centred (clr) transform was applied to the data set prior analysis (Aitchison, 1990). Discriminant Function Analysis (DFA) was also performed with the different sources used for the SedUnMixMC program in order to demonstrate the different mineralogical composition of these sources (Fig. 27).

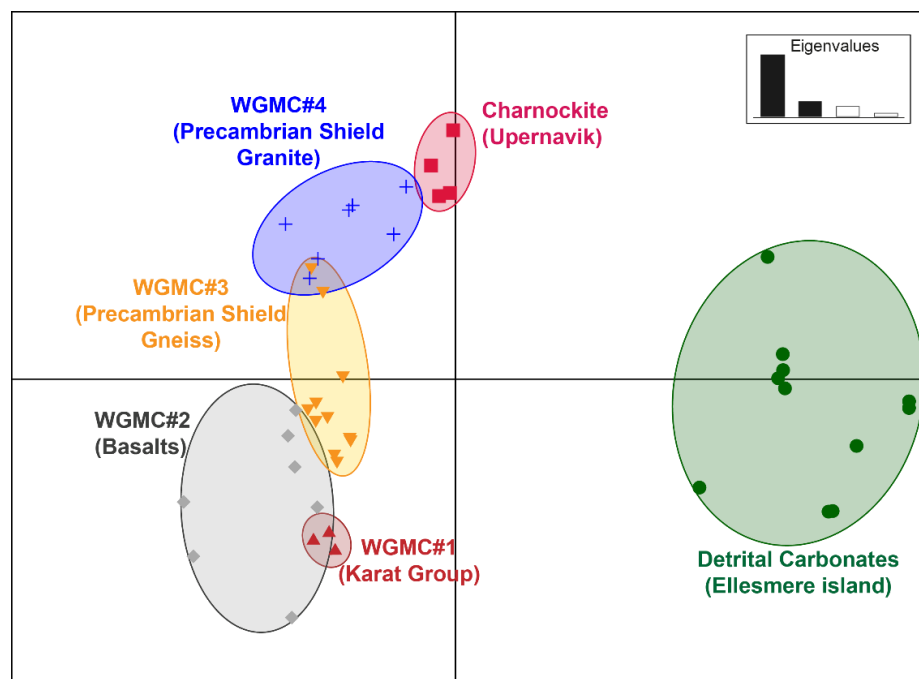


Figure 27. Discriminant function analysis of the main sediment sources used for this study. WGMC=West Greenland Mineral Cluster from Andrews *et al.* (2018).

3.6 RESULTS

In order to assess if the erosion of the underlying bedrock (while ice streams retreated towards the present coastline) could be recorded in the mineralogy of mainly ice-rafted and glacial meltwater-transported sediments, we need to establish groups of minerals and similar geochemical composition. The discriminant analysis presented on Fig. 27 allow to discriminate different sediment sources, which are mentioned in the following sections.

3.6.1 Mineralogical and geochemical associations

Boxplot of the relative abundance of the main mineral used in this study for the three sediment cores (Fig. 28a) illustrates the relatively similar composition of cores 204 and 210 compared to core Kane2B. Indeed, cores 204 and 210 have similar weight (wt%) mineral distributions, dominated by quartz (~8-14%), K-feldspar (~8-13%) and plagioclase (~25-32%), whereas core Kane2B is distinguished by higher values of quartz (~23-26%), calcite

and dolomite (~17-22%). This is coherent, given the location of core Kane2B in a small basin, close to the Paleozoic carbonate-rich sediment from Ellesmere Island (Parnell *et al.*, 2007).

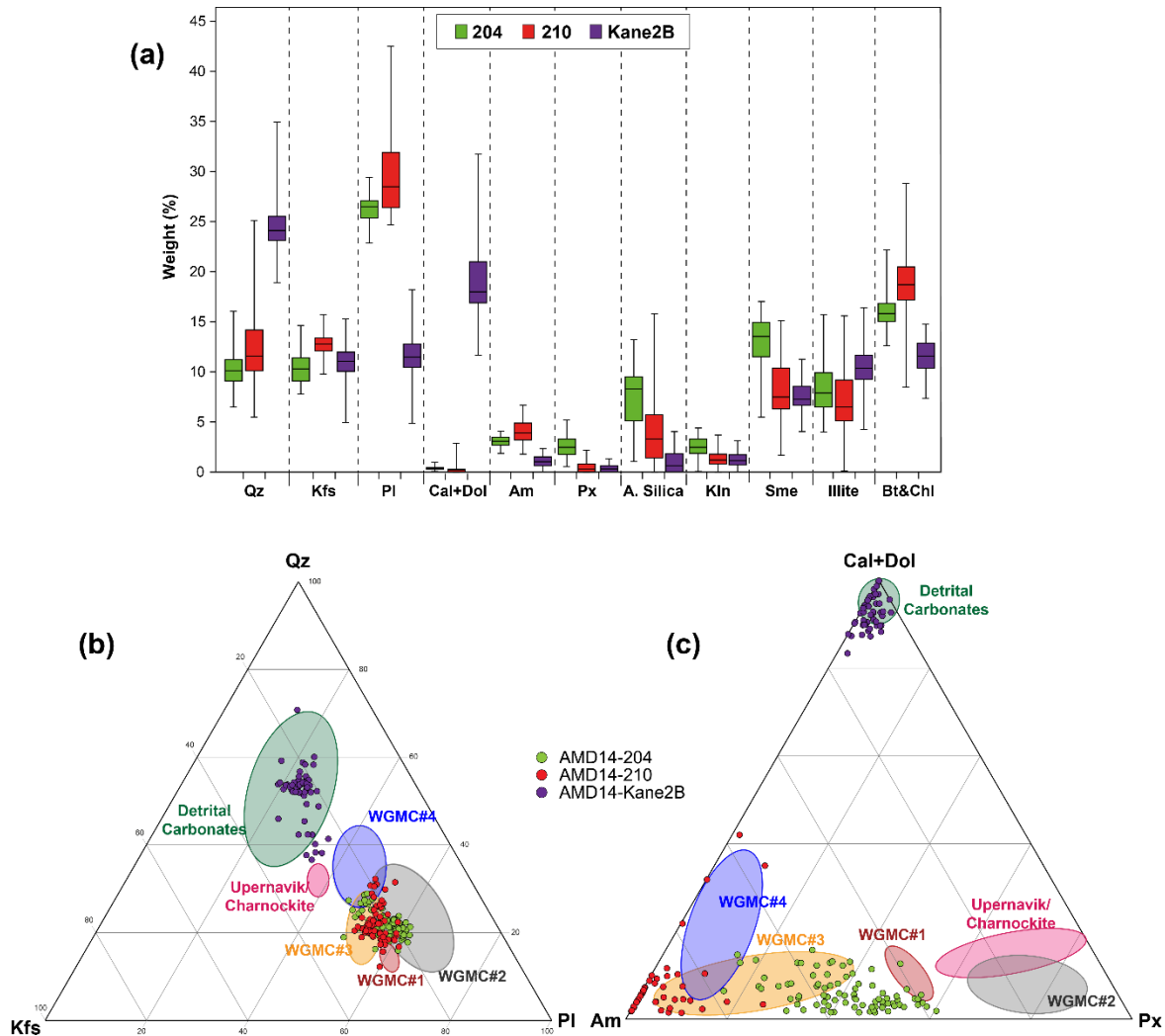


Figure 28. Results of qXRD mineralogy for the three cores AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B with: a) boxplot of the distribution of the main minerals (wt %) within the cores, b) quartz-K-feldspar-plagioclase and c) carbonates-amphibole-pyroxene ternary plots and domains for the main sources.

Likewise, ternary plot of the three most abundant minerals (quartz, plagioclase and K-feldspar) shown in Fig. 28b, also reveals the mineralogical correspondence of core 204 with core 210, both largely dominated by an apparent West Greenland mineralogical

source, while core Kane2B mostly corresponds with a sedimentary source (rich in detrital carbonates). However, ternary plot of carbonates (calcite and dolomite), amphibole and pyroxene reveal different mineral compositions between the three cores, with core 204 rich in pyroxene while core 210 is rich in amphibole. Overall, those plots are illustrating different sediment sources for the three cores, as well as some apparent changes of provenance throughout the cores.

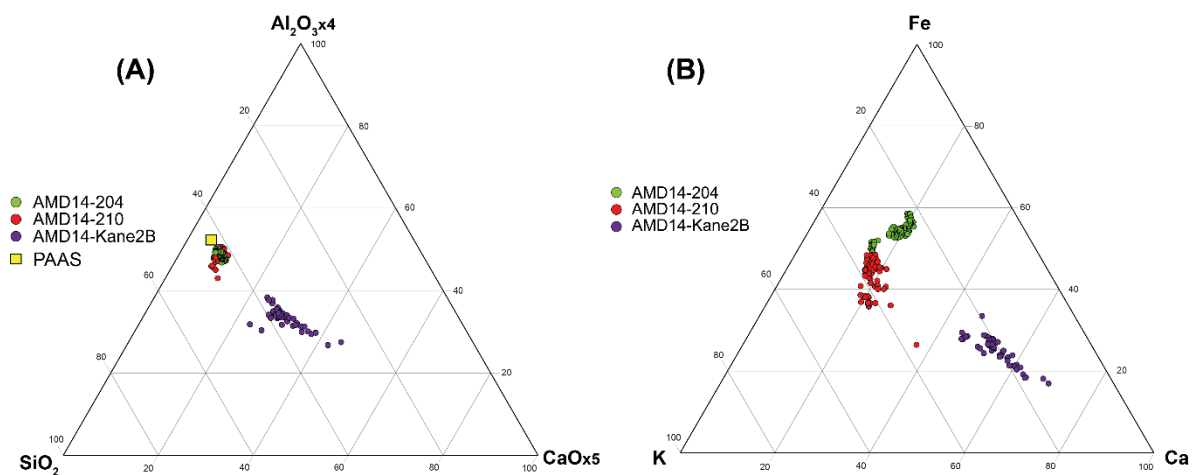


Figure 29. (A) Al_2O_3 - SiO_2 - CaO and (B) Fe - K - Ca ternary plots showing the overall composition of the sediment from the three cores: AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B, and average shale composition (Post Archean Australian Shale, PAAS, Pourmand *et al.*, 2012).

Aluminosilicates and clay minerals are largely associated with Al and Si, while carbonates are associated with Ca. Accordingly, the ternary plot Al-Si-Ca (expressed as oxides; Fig. 29) was constructed in order to obtain a general geochemical classification of the sediments (Gamboa *et al.*, 2017; Deschamps *et al.*, 2018). This complementary diagram shows that the elemental sediment composition also reflects the major distinction between sedimentary sources for core Kane2B (rich in carbonates) and for cores 204 and 210 (similar to an average shale: PAAS, Pourmand *et al.*, 2012). The similarities with an average shale indicate the geochemical homogeneity of the sediment. Moreover, the elongated disposition of samples reveals the strong variability in core Kane2B. Nonetheless,

Fe-K-Ca ternary plot reflects the dissimilarities between cores 204 (dominated by Fe) and 210 (dominated by K) while core Kane2B is dominated by Ca.

In order to have a better understanding of the different mineral and geochemical associations and choose how to associate them with the different sediment sources, PCA were conducted on all sediment cores (Fig. 30). In core 204, Unit 1 is associated with quartz, K-feldspar, biotite&chlorite and Al-K-Zn-Sr, while Unit 2 is associated with pyroxene, smectite, amphibole and Ca-Mg-Ti-Fe. In core 210, Unit 1 is associated with quartz, plagioclase, amphibole and Si-Fe-Ca. Unit 2a is associated with amphibole, biotite&chlorite and Mg-Fe, while Units 2b and 3 are associated with smectite and Ti-Mg-Al. Finally, in core Kane2B, Unit 1 is associated with calcite, feldspars and Ti-Ca-Mg, Unit 2 is associated with feldspars, amphibole, smectite and K-Al-Ca, while Unit 3 is associated with quartz, detrital carbonates, biotite&chlorite, illite and Ca-Mg-Ti.

Based on these PCA results (Fig. 30), for core 204, we selected the quartz/smectite, K-feldspar/pyroxene, Ca/Al, K/Fe and Al/Ti ratios to reconstruct downcore changes in sediment provenance and transport during the Holocene. These ratios provide straightforward proxies to discriminate the sediments from the Upernavik/Charnockite (rich in quartz and feldspars), basalts (rich in pyroxene and plagioclase) or WGMC#1 (rich in feldspars and smectite). Similarly, for core 210, we selected the quartz/(biotite&chlorite), smectite/plagioclase, Ca/Al, Fe/Al and Ti/Al ratios to discriminate sediments from a gneissic source (WGMC#3, rich in quartz and smectite) vs. a granitic source (WGMC#4, rich in quartz and feldspars).

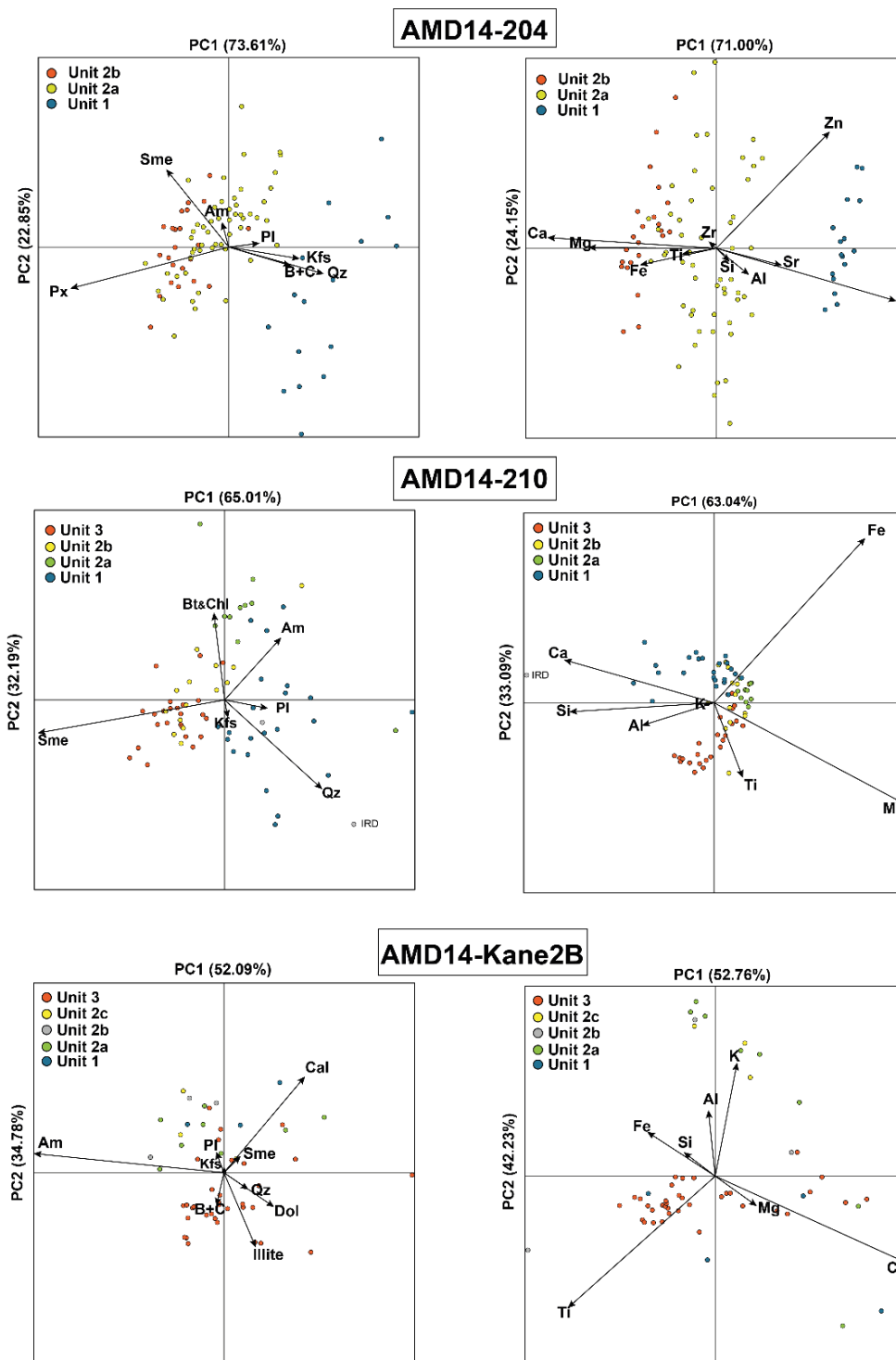


Figure 30. Principal component analysis for the cores AMD14-204, AMD14-210 and AMD14-Kane2B and for both qXRD and EDXRF results. The different units for each core are distinguished to obtain an overview of the main down-core changes.

3.6.2 Changes of sediment provenance throughout the cores

The SedUnMixMC program was used to associate long-term changes of the sediment input to changes of sediment sources (based on sources presented in Fig. 27). Because these different sediment sources vary geographically and because the sediment dynamics did not evolve synchronously throughout the Northwestern Greenland margin during the Holocene, the geochemical and mineralogical results obtained for each sediment core are presented by geographic location. The distribution of mineralogical and geochemical proxies reveals significant down-core variations, which are shown in Figs. 31, 32 and 33, respectively.

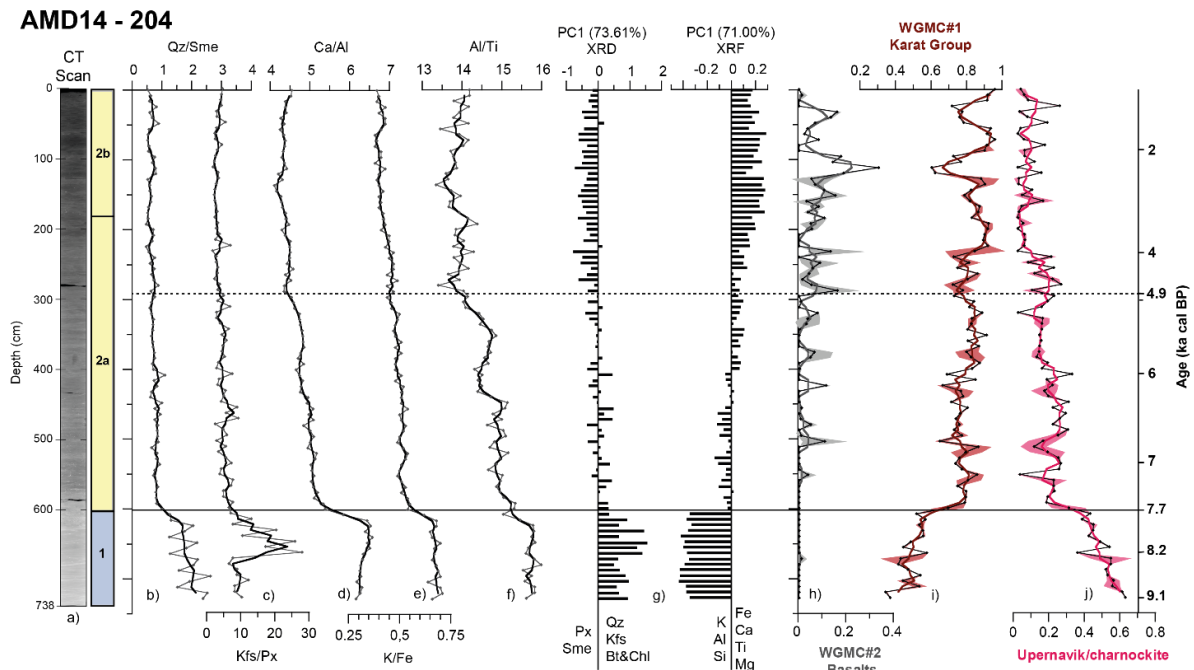


Figure 31. Downcore variations of core AMD14-204 showing (a) CT scan image and sedimentary units, (b-f) from left to right: ratios quartz/smectite, K-feldspars/pyroxene, Ca/Al, K/Fe, Al/Ti, g) PC1 results for XRD and XRF, and (h-j) proportions of sediment from basalts (WGMC#2), Karat Group (WGMC#1) and Charnockite (Upernavik) based on SedUnMixMC.

Core 204 – Upernavik cross-shelf trough. In the lowermost part of core 204 (prior ca. 7.7 cal ka BP), the mineral assemblage is dominated by quartz, feldspars, biotite&chlorite and illite (and elements Si, Al and K), as represented by the log-ratios: quartz/smectite, Ca/Al

and K/Fe (Fig. 31). Based on the SedUnMixMC results, this interval is also associated with a high (but decreasing) component of Upernavik/Charnockite (from up to 60 to 30 wt% of the mineralogical assemblage). After ca. 7.7 cal ka BP, the sediment input is marked by a progressive increase of minerals such as pyroxene, kaolinite and smectite, and element such as Ca, Ti and Fe, as shown by the PCA results and ratios K-feldspar/pyroxene, Ca/Al or Al/Ti (Fig. 31). The SedUnMixMC modelling suggested a slowly decreasing sediment component of Upernavik/Charnockite and increasing component of WGMC#1 after 7.7 cal ka BP. Moreover, it also suggested a progressive increase of the sediment component from Disko Bay basalts (WGMC#2), with the highest concentration (up to 30 wt%) after ca. 4.9 cal ka BP.

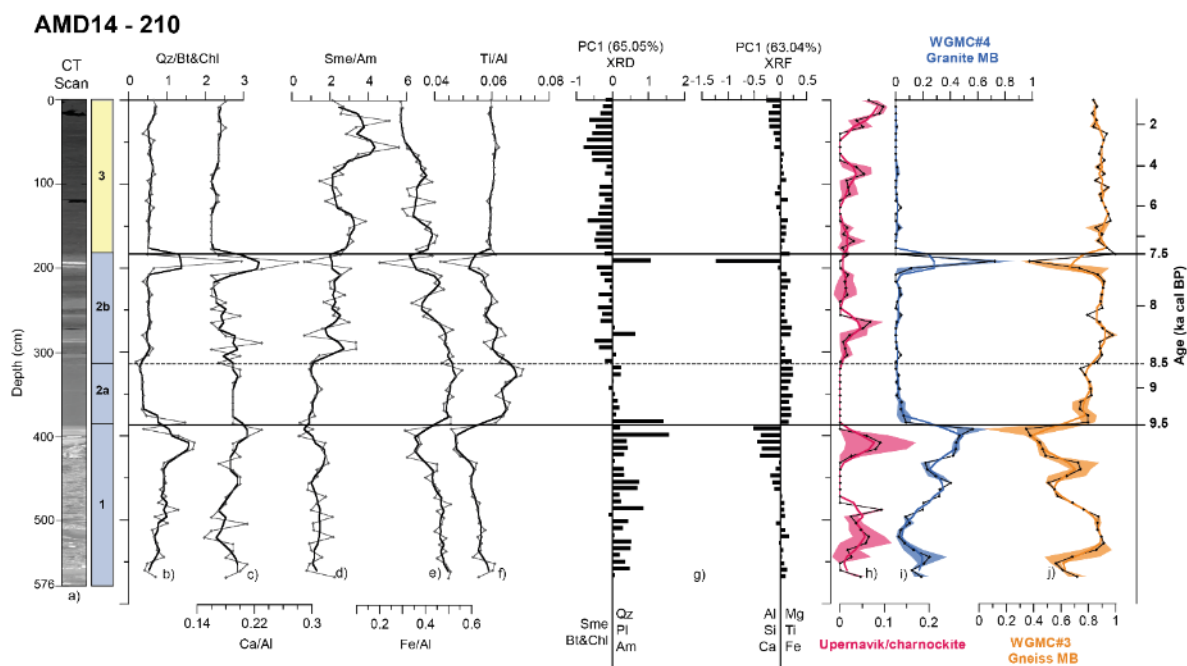


Figure 32. Downcore variations of core AMD14-210 showing (a) CT scan image and sedimentary units, (b-f) from left to right: ratios quartz/biotite&chlorite, Ca/Al, smectite/amphibole, Fe/Al, Ti/Al, (g) PC1 results for XRD and XRF, (h-j) Proportion of sediment from Charnockite (Upernavik), Granite from Melville Bay (WGMC#4) and Gneiss from Melville Bay (WGMC#3).

Core 210 – Melville Bay cross-shelf trough. In core 210 (Fig. 32), we observe highest values of quartz (up to 25 wt%) and plagioclase (up to 35 wt%) in the glaciomarine sediments prior to ca. 9.5 cal ka BP, associated with high values of quartz/biotite&chlorite

ratio. Based on the SedUnMixMC results, the sediment input is variable and alternating from a granitic (WGMC#4, Upernavik/Charnockite) to a gneissic (WGMC#3) source during this interval (Fig. 32). From ca. 9.5 to 8.5 cal ka BP, we observe the highest concentrations of amphibole and biotite&chlorite (~25-30 wt% of the mineral assemblage together) and this is reflected by low values of quartz/biotite&chlorite and smectite/amphibole ratios and high values of Ti/Al ratio. This unit (2a) is associated with the dominant SedUnMixMC component WGMC#3 (~80 wt%). From ca. 8.5 to 7.5 cal ka BP, the SedUnMixMC analysis also suggest a dominant source from Archean gneiss (WGMC#3) (Fig. 32). However, a marked peak around 192 cm (ca. 7.6 cal ka BP, a thin rapidly deposited layer) is easily noticeable (Fig. 32) and corresponds to a mineral assemblage dominated by quartz, plagioclase and amphibole. This assemblage is represented by high values of quartz/biotite&chlorite ratio and associated to a strong signature of the component WGMC#4 (Fig. 32). Finally, after 7.5 cal ka BP, we observe an increase of smectite, illite and amorphous silica (and decrease of Fe) while the mineral assemblage is mainly associated to the SedUnMixMC component WGMC#3.

Core Kane2B – Kane Basin. At the base of core Kane 2B (prior 8.8 cal ka BP, Fig. 33), we observe high concentrations of quartz, carbonates and illite (and elements Mg, Ca). This is represented by high values of the ratios: quartz/plagioclase, calcite/feldspars, Mg/Al and Ca/Al. Besides, the SedUnMixMC analysis suggests a dominant source from detrital carbonates (up to 80 wt% of the mineralogical assemblage) compared to Inglefield Land (~20 wt%) during this interval (Fig. 33). From 8.8 to 8.0 cal ka BP, low values of the different ratios reflect an increase of feldspars, amphibole and biotite&chlorite (and elements Al-Si-K-Fe). Additionally, the SedUnMixMC results indicates a stronger sediment input from Inglefield land (up to 70 wt% of the mineralogical assemblage) during this period (Fig. 33). However, an interval rapidly deposited (300-320 cm, ca. 8.3 cal ka BP) is associated to a high concentration of quartz and calcite (and Si, Ca, Ti) and demonstrate a different sediment source (detrital carbonate, Fig. 33). After 8.0 cal ka BP, SedUnMixMC analysis suggests an increasing sediment input from detrital carbonates (from 50 to up to 80 wt% of the mineralogical assemblage). This interval is associated with

higher inputs of carbonates, quartz and illite (higher values of quartz/plagioclase), which corresponds to the dominant minerals of the “detrital carbonate” source. Finally, mineral and geochemical assemblages are relatively stabilized after 5.8 cal ka BP, with a sediment provenance ~70 wt% from detrital carbonates (Ellesmere Island) and ~30 wt% from Precambrian Shield (Inglefield Land) determined by the SedUnMixMC analysis.

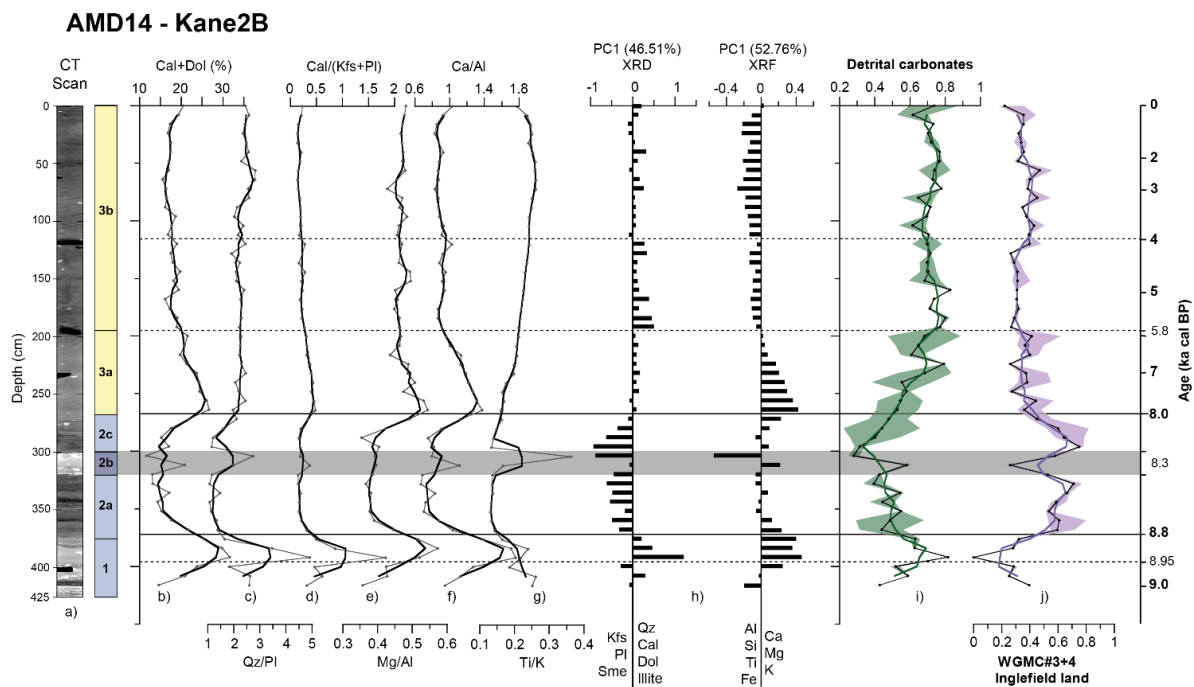


Figure 33. Downcore variations of core AMD14-Kane2B showing (a) CT scan image and sedimentary units, (b-g) from left to right: concentration of calcite+dolomite (wt.%), ratios quartz/plagioclase, calcite/feldspars, Mg/Al, Ca/Al, Ti/K, (h) PC1 results for XRD and XRF, (i-j) Proportion of sediment from the Franklinian basin (detrital carbonates) and Inglefield Land (WGMC#3+4).

3.7 DISCUSSION

The main purpose of this study was to distinguish sediment provenance and changes in the transport pathways for three sediment cores from the northwestern Greenland continental shelf, during the Holocene. In order to do that, the SedUnMixMC program (Andrews & Eberl, 2012) has been used based on potential sediment sources for the three

cores, according to their respective locations and geology of the surrounding lands. Thus, six potential sources have been selected for the three cores, based on previous work on sediment provenance in the Baffin Bay (e.g., Cordua, 2016; Simon *et al.*, 2014; Andrews *et al.*, 2015, 2018) and are detailed in the previous section (3.5.2). Accordingly, Andrews *et al.* (2018) suggested that the most useful minerals in discriminating sources in the Baffin Bay regions were plagioclase, dolomite, pyroxene, amphibole, smectite and illite.

Considering that differences in the results between core Kane2b (Kane Basin) and cores from the northeast Baffin Bay (204 and 210) can be attributed to their distinct geographic and environmental locations, we choose to separate these two regions in the discussion to facilitate the comparison. Furthermore, although cores 204 and 210 are both located on the Northwestern Greenland margin, they are located in two different cross-shelf troughs (Fig. 25A), which suggest that these core sites were part of different ice stream systems when the GIS was more extended than today (e.g., Slabon *et al.*, 2016). Moreover, in terms of potential bedrock sources (Fig. 25B) the geology around Upernavik differs from that around Melville Bay. Thus, we will first discuss the provenance changes according to each region, followed by the similarities and differences between both regions, as highlighted by figures 34 and 35.

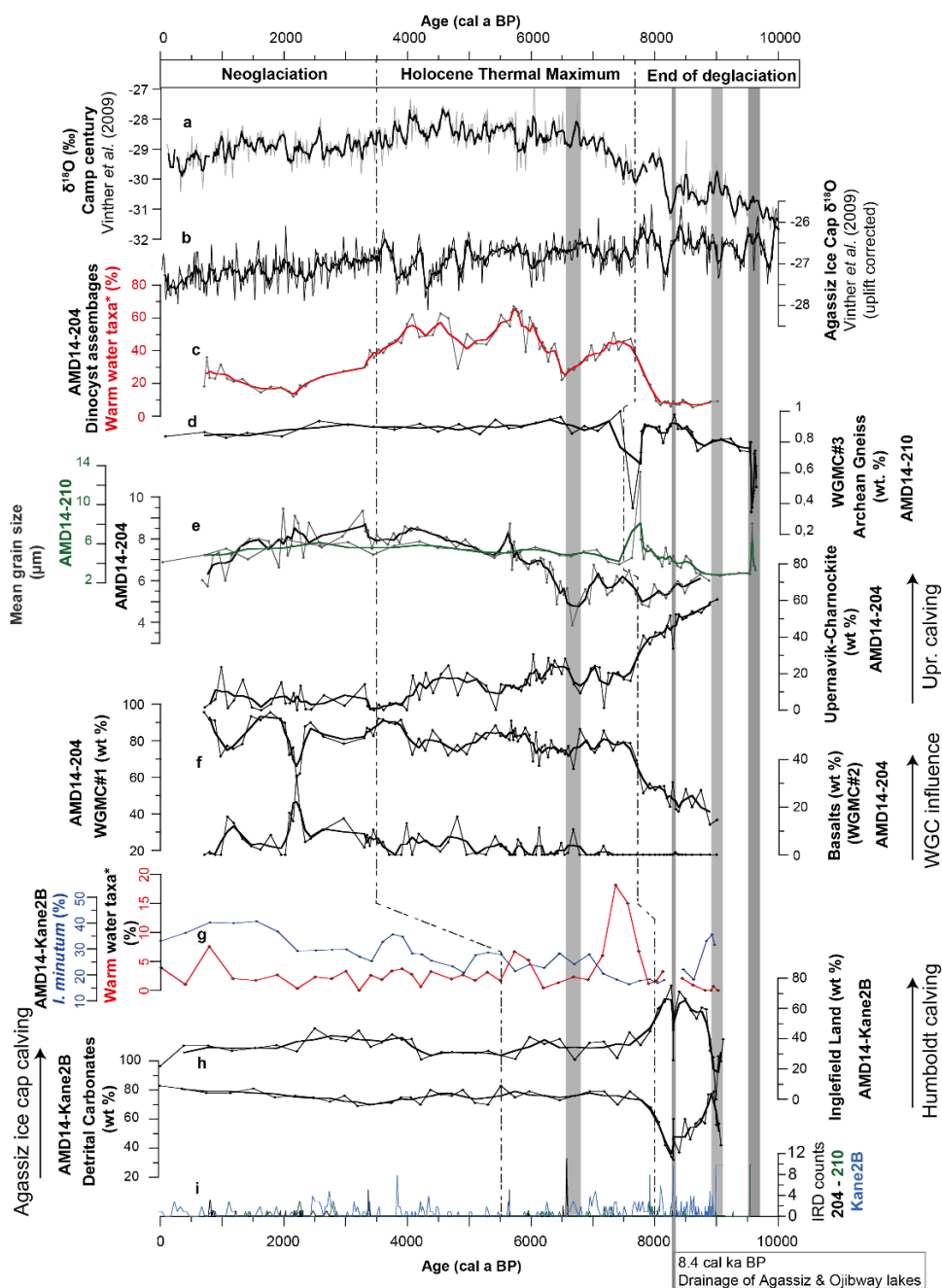


Figure 34. Comparison of (a-b) $\delta^{18}\text{O}$ from Camp century and Agassiz Ice cap (Vinther *et al.*, 2009), (c) dinocyst warm water taxa (%) from Caron *et al.* (under review), (d) Source Archean Gneiss (wt. %) for AMD14-210, (e) mean grain size (μm) for AMD14-210 and AMD14-204, (f) proportion of Charnokite, WGMC#1 and basalts (wt. %) for core AMD14-204, (g) Warm water taxa and *I. minutum* proportion for AMD14-Kane2B from Caron *et al.* (under review), (h) proportion of detrital carbonates and Proterozoic gneiss for AMD14-Kane2B and (i) IRD counts for the three cores.

3.7.1 Changes in sediment provenance and transport processes

Core 204 – Upernavik cross-shelf trough. At the end of the deglaciation (from 9.1 to 7.7 cal ka BP), the fine-grained and proximal source of sediment (glacial flour) was likely originating directly from the Upernavik ice stream, as suggested by the strong contribution of Charnockite (40-60 wt.%) and high amount of quartz and K-Feldspars (K, Al and Si) (Figs. 31 and 34). Previous studies have shown that the ice had already retreated inland, close to the actual GIS margin at this time (Briner *et al.*, 2013) and that most of the last retreat after the Younger Dryas occurred between 10.9 and 9.5 cal ka BP in the Disko Bugt/Ummannaq region (Jennings *et al.*, 2014). Sinclair *et al.* (2016) also confirmed that most land-based deglaciation occurred between 10.5 and 7.0 ka BP in West Greenland, following the end of the Younger Dryas. However, glacial marine conditions associated to a declining, ice sheet mass loss and a high meltwater input remained on the Ummannaq outer shelf until 7.8 cal ka BP, according to Jennings *et al.* (2014). Thus, this period (9.1-7.7 cal ka BP) of fast flowing Upernavik ice stream was associated with high meltwater input, as it was suggested by Caron *et al.* (under review), which brought fine detrital sediment (likely through meltwater plume as the dominant transport process) directly from the fjord to the core site (Fig. 35). Similar results were also reported by Caron *et al.* (2019) and Giraudeau *et al.* (under review), working on the same sediment core 204. Moreover, this is in coherence with results from Jennings *et al.* (2017) indicating that the GIS contributed glaciogenic sediments from iceberg rafting and meltwater plumes up to the continental slope until the early Holocene.

A major change occurred around ca. 7.7 cal ka BP, with important variations in the mineralogical and geochemical assemblages (Fig. 31), suggesting a change of sediment provenance (Fig. 34). Indeed, after 7.7 cal ka BP, we observe an important increase (from ~50 to 80 wt.%, Fig. 31) of a more distal sediment source (WGMC#1), which we associate to a stronger sediment input from Karat Group (surrounding Upernavik region, Fig. 25B). This change can be linked to the fact that the GIS has retreated far inland at this (Briner *et al.*, 2013) and sediment from the Upernavik ice stream is thus diluted among detrital

sediment from other ice streams around (Fig. 11). Moreover, the progressive increase (up to 10 wt.%, Fig. 31) of sediments originating from basalts (WGMC#2) after 7.7 cal ka BP, associated to increasing contributions of pyroxene, smectite, Fe and Ca (Fig. 31), suggest an intensification of the WGC strength/influence (e.g., Perner *et al.*, 2013b; Moros *et al.*, 2016). This WGC intensification after 7.7 cal ka BP was also suggested by Caron *et al.* (under review) based on dinoflagellate cyst assemblages of core 204 (Fig. 34).

In the Disko Bugt region, conditions similar to present were established, with a strong influence of WGC in the area, quickly after 7.8 cal ka BP (e.g., Lloyd *et al.*, 2005; Perner *et al.*, 2013a, 2013b). Moreover, studies such as Young & Briner (2015) suggested that the minimum extent of the northwestern part of GIS occurred between ca. 5 and 3 cal ka BP. This minimum extent was linked to a reduced meltwater influence as the ice sheet is land-based, and enhanced contributions of warm/saline water masses from the IC component to WGC (Perner *et al.*, 2013b). Altogether, this support a stronger influence of ocean current transport process (via the WGC) in the sediment input at the location of core 204 after 7.7 cal ka BP (Fig. 35), associated to a reduced detrital input from meltwater plumes and a higher primary productivity (Caron *et al.*, under review). Nonetheless, Caron *et al.* (under review) highlighted a cold event (cold sea-surface conditions) from 7.0 to 6.4 cal ka BP, which is associated to a finer sediment grain size and could possibly be caused by a meltwater pulse (Fig. 34). However, this event is not associated to any major change in the mineralogical and geochemical assemblages but the SedUnMixMC results suggest a distal source (WGMC#1). Finally, highest amount of pyroxene, smectite and basalt component are found after 4.9 cal ka BP (Fig. 31), which suggest strongest influence of the WGC between ca. 5 and 2 cal ka BP in the Upernavik cross-shelf trough.

Core 210 – Melville Bay cross-shelf trough. Considering the localization of core 210 in one of the deepest parts of the Melville bay, most of the sediment deposited in this part of the shelf are likely derived from the West Greenland sources (Precambrian Shield, mainly WGMC#3 and WGMC#4, Andrews *et al.*, 2018). However, it can be challenging to distinguish the different sources, as the bedrock geology has limited outcropping areas and

is more complex than it appears (Fig. 25B), with for example presence of granitic intrusions, dykes in the Precambrian Shield dominated by Gneiss in this part of Greenland. Here, we choose to simplify the geology and hypothesize three main potential sediment sources for this area: WGMC#3 and WGMC#4 from Andrews *et al.* (2018), and Upernavik/Charnockite (Cordua, 2016).

The base of the core 210 (576-385 cm, prior ~9.5 cal ka BP) is characterized by a coarse-grained and unsorted material deposit, which corresponds to glaciomarine sedimentation (Caron *et al.*, 2019). Although it was impossible to obtain a reliable chronostratigraphic framework for this interval, an age older than ca. 9 cal ka BP has been established (Caron *et al.*, 2019) and this deposit was thus associated with the retreat of the proximal GIS during the last deglaciation. The sediments from this lithofacies are rich in quartz, feldspars, micas and amphibole (Fig. 32), which confirmed a sediment source composed of gneiss and granite, as illustrated by the SedUnMixMC results (~30-80 wt% WGMC#3 and ~0-40 wt% from WGMC#4). On top of this glaciomarine deposit, a major change occurred, both in the type and rate of sedimentation (Fig. 26, Caron *et al.*, 2019) and in the sediment input. Indeed, the interval from ca. 9.5 to 8.5 cal ka BP is marked by high abundance of amphibole and biotite&chlorite (and Ti-Fe, Fig. 32). This deposit has been attributed to the deposition through suspension settling from turbid meltwater plumes, based on its occurrence right after a glaciomarine deposit (ice proximal conditions), on the lithology and the fine grain size (Caron *et al.*, 2019). Thus, we hypothesize that meltwater plumes could have brought the lighter mineral from a dominant sediment source of Gneiss (rich in amphibole and micas, WGMC#3, Fig. 32).

Following this interval, the sedimentation changed to a laminated unit from 8.5 to 7.5 cal ka BP, and as it has been suggested in a previous work (Caron *et al.*, 2019), the laminations could be indicating more unstable conditions (successions of rapidly deposited layers). Here, we observe that this interval is associated with a dominant sediment inputs from Archean Gneiss (WGMC#3), except from one surge event (ca. 7.6 cal ka BP) with a clear signature from granite (WGMC#4) (Fig. 32). Based on the SedUnMixMC results, the

detrital sediment source throughout the core is dominantly from the Archean gneiss (WGMC#3), progressively increasing after 9.5 cal ka BP and stable after 7.5 cal ka BP (Figs. 34 and 35). This suggest that the main change in sediment provenance occurred around 9.5 cal ka BP and sediment input remained relatively unchanged for the rest of the Holocene, except from one event around 7.6 cal ka BP. Thus, this could be explained by the input of a mix of at least two sediment sources (WGMC#3 and #4) when the GIS is proximal to the core site (prior ca. 9.5 cal ka BP), followed then by the establishment of one dominant source once the GIS has retreated close to its actual margin, likely directly from some of the major ice streams presents around the Melville Bay.

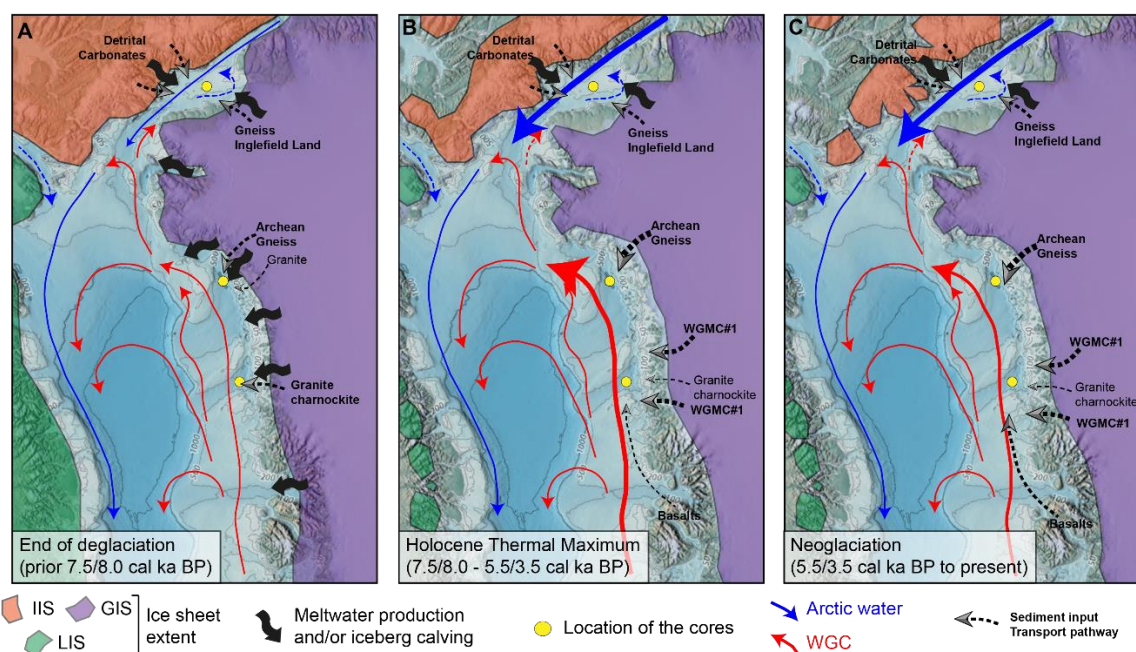


Figure 35. Schematic map of the northeastern Baffin Bay and Kane Basin for three distinct time period: A) end of deglaciation with high meltwater input, B) Holocene Thermal Maximum with minimal GIS extent and intensification of WGC influence, and C) Neoglaciation.

Core Kane2B – Kane Basin. As it has been demonstrated by Georgiadis *et al.* (2018), the base of core Kane2B corresponds to the retreat of grounded ice from the core site (ca. 9.0 cal ka BP). Andrews *et al.* (1991) demonstrated that most of Kane Basin contains a thin cover of silty clay with gravelly IRD that overlies stiff sand and gravelly glacial till, which

we can observe in core Kane2B. Nevertheless, a 20 cm-long rapidly deposited coarse layer (300-320 cm, 8.3 cal ka BP, highlighted in grey in Fig. 33) corresponds to the retreat of ice from Kennedy Channel, which represents the final phase of the opening of Nares Strait, as proposed by Georgiadis *et al.* (2018). In the lowest part of the core (prior 8.8 cal ka BP), the successive peaks of sediment input from Ellesmere Island (detrital carbonates) and Inglefield Land (WGMC#3+4) likely corresponds to major retreat either from the IIS (Ellesmere Island, Agassiz Ice cap) or from GIS (Humboldt Glacier), on each sides of the Kane Basin (Figs. 34 and 35). Thus, quickly after the retreat of grounded ice, sediment input from Inglefield Land was increasing, and dominated from 8.8 to 8.0 cal ka BP, suggesting more important retreat of the GIS. However, this interval was interrupted by an important event at ca. 8.3 cal ka BP (Fig. 35). According to Georgiadis *et al.* (2018), this event resulted in a deposit with a mineralogy corresponding to Kennedy Channel sediments (rich in detrital carbonates), as we can confirmed with our data (Figs. 33 and 34) and marks the complete opening of Nares Strait.

After 8.0 cal ka BP, sediment input from detrital carbonates is quickly increasing (Fig. 35), suggesting further retreat of the IIS, or possibly more influence of the Arctic water flow established with the opening of Nares Strait. Indeed, this enhanced southward flow could have brought more sediment from northernmost Greenland (also part of the Franklinian basin detrital carbonates) through northern part of Humboldt or Pertermann Glacier. Furthermore, the period from 8.0 to 5.8 cal ka BP is associated to warmer sea surface conditions (Caron *et al.*, under review) and a strong ice mass loss of Agassiz ice cap associated to a higher $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 11, Vinther *et al.*, 2009; Lecavalier *et al.*, 2017), which is coherent with further retreat of IIS (becoming Agassiz ice cap). After 5.8 cal ka BP, the sediment input is stabilized, with a mixed provenance from detrital carbonates (~60-70 wt%) probably from Ellesmere Island but also northernmost Greenland (via the BIC), and by Proterozoic Gneiss (from Inglefield Land, ~30-40 wt%). Thus, this last interval after 5.8 cal ka BP corresponds to the establishment of the modern sedimentation in this region and the IRD content in core Kane 2B illustrates the continuous calving of icebergs throughout the Holocene (Caron *et al.*, 2019).

3.7.2 Holocene paleoenvironmental changes

Mineralogical and geochemical assemblages for these three study zones revealed a major change in sediment provenance and/or transport processes, associated to the establishment of modern conditions in northeastern Baffin Bay and Nares Strait. This change occurred slightly earlier in the Kane Basin (around 8.0 cal ka BP) than for the Upernavik and Melville Bay cross-shelf troughs (respectively 7.7 cal ka BP for core 204 and 7.5 cal ka BP for core 210) and is in coherence with the main changes observed for these three cores in previous studies, based on paleomagnetic analyses (Caron *et al.*, 2019) and dinoflagellate cyst assemblages (Caron *et al.*, under review). Through this multi-proxy approach, we underline here the main paleoenvironmental changes occurring for these three specific zones of the northwestern Greenland margin, during the main climatic changes of the Holocene (Fig. 35).

Therefore, the first units of our three cores all recorded the end of deglaciation, associated to the final major retreat of the GIS and former IIS. Indeed, the beginning of the Holocene was associated with high meltwater production when the major ice streams were retreating close to their actual position on land (e.g., Briner *et al.*, 2013; Slabon *et al.*, 2016), and with the establishment of the major current of arctic water flowing through Nares Strait once the Ice Sheets retreated (e.g. England *et al.*, 2006; Jennings *et al.*, 2011; Georgiadis *et al.*, 2018). Following this major retreat, conditions became warmer with the Holocene Thermal Maximum period (ca. 8 to 4 ka BP; e.g., Briner *et al.*, 2016) associated to GIS minimum extent (ca. 5 to 3 ka BP; Young & Briner, 2015) which resulted in stabilization of the sediment provenance and transport processes for the three cores (Fig. 34). This period was also marked by an intensification of the WGC, as observed in the results of core 204 for this study and by Caron *et al.* (under review), and in coherence with other regional studies (e.g., Perner *et al.*, 2013b; Jennings *et al.*, 2014; Moros *et al.*, 2016). Despite the recording of major glacier readvances in west Greenland (e.g., Schweinsberg *et al.*, 2017), no major changes in sediment provenance or transport processes are observed in our data during the last part of the Holocene: the Neoglaciation. However, high

contribution of basalts between 3.5 and 2.0 cal ka BP in the sediment input of core 204 suggest that WGC strength and influence was still enhanced during this period (Fig. 34). Moreover, high IRD content throughout the core Kane2B suggest iceberg calving and active ice stream during most of the Holocene in Kane Basin but a reduced iceberg delivery is recorded from 7.5 to 1.9 cal ka BP, linked to the retreat of ice sheets on land (Georgiadis *et al.*, 2018).

3.8 CONCLUSIONS

Results on the mineralogical and geochemical compositions of three sediment cores from the northwestern Greenland margin and Kane Basin revealed different sediment dynamics during the last deglaciation and Holocene. A main change was recorded for the three regions, corresponding to the transition from deglacial to postglacial conditions, occurring around 7.7/7.5 cal ka BP for cores 204 and 210, and around 8.0 cal ka BP for core Kane2B. Moreover, there is some evidence for changes of the detrital sediment inputs, dynamics and transport pathways during the Holocene, respectively for each location:

- (i) In the Upernavik cross-shelf trough (core 204) data suggest a sediment input from a local source (directly from the Upernavik ice stream) at the end of the deglaciation (early Holocene) and a more distal source during the Holocene Thermal Maximum and Neoglaciation. There is strong evidence of an intensification in the strength and/or influence of the West Greenland Current after ca. 7.5 cal ka BP, with an increase of basalts input from Disko Bugt in the Upernavik cross-shelf trough.
- (ii) Prior ca. 9.5 cal ka BP, the central Melville Bay cross-shelf trough (core 210) is associated to ice-proximal conditions and the sediment provenance is almost exclusively composed of granite and gneiss from the Precambrian Shield. After 9.5 cal ka BP, Archean Gneiss (Precambrian Shield) originating from northwest Greenland become the major source of detrital sediment, while ice distal conditions are progressively established. Variable sediment transport processes

are observed until 7.5 cal ka BP, followed by the establishment of the modern hemipelagic sedimentation.

- (iii) In Kane Basin (core Kane2B), data revealed a sediment dynamic strongly dependent on the asynchronous retreat of IIS and GIS. Indeed, sedimentation and the sediment provenance were firstly affected by the opening of Nares Strait and establishment of the modern BIC, then later by ice stream dynamics from both IIS and GIS.

This paper provides a better understanding of regional paleoenvironmental changes occurring in the Northwestern Greenland margin during the Holocene, through multi-proxy reconstructions, which would not had been achievable with a single proxy. It highlights how oceanographic patterns, ice sheet dynamics and climatic changes are interconnected, and confirms the Holocene thermal maximum diachrony between west Greenland and uppermost Baffin Bay and Nares Strait. Lastly, it demonstrates the importance of mineralogical and geochemical analyses of sediments in differentiating provenance and transport processes changes in glacial marine environments.

3.9 ACKNOWLEDGMENTS

We are grateful to the captain, officers, crew and scientists on board the CCGS Amundsen during the 2014 ArcticNet (Leg 1b) expedition for the recovery of cores 204, 210 and Kane2B. This study was supported by ArcticNet, the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada (NSERC) through Discovery Grants to JCMS, GS, and AR, and the CREATE ArcTrain program through a PhD scholarship to the first author. We thank Quentin Beauvais and Marie-Pier St-Onge (ISMER) for technical support in the laboratory. All analytical data presented are available electronically in the PANGAEA database (<https://www.pangaea.de/>).

3.10 REFERENCES

- Aitchison, J. 1990. Relative variation diagrams for describing patterns of compositional variability. *Mathematical Geology*, 22(4), 487–511. <https://doi.org/10.1007/BF00890330>
- Aksu, A.E., Piper, D.J.W., 1987. Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay. *Can. J. Earth Sci.* 24, 1833–1846.
- Alley, R.B., Andrews, J.T., Brigham-Grette, J., Clarke, G.K.C., Cuffey, K.M., Fitzpatrick, J.J., Funder, S., Marshall, S.J., Miller, G.H., Mitrovica, J.X., Muhs, D.R., Otto-bliesner, B.L., Polyak, L., White, J.W.C., 2010. History of the Greenland Ice Sheet: paleoclimatic insights. *Quaternary Science Review* 29, 1728–1756.
- Andrews, J. T., Kirby, M. E., Aksu, A., Barber, D. C., & Meese, D. 1998. Late Quaternary detrital carbonate (DC-) layers in Baffin Bay marine sediments (67°–74° N): correlation with Heinrich events in the North Atlantic?. *Quaternary Science Reviews* 17(12), 1125-1137.
- Andrews, J.T., Eberl, D.D., 2012. Determination of sediment provenance by unmixing the mineralogy of source-area sediments: The “SedUnMix” program. *Marine Geology* 291–294, 24–33.
- Andrews, J.T., Bigg, G.R., Wilton, D.J., 2014a. Holocene ice-rafting and sediment transport from the glaciated margin of East Greenland (67-70°N) to the N Iceland shelves: Detecting and modelling changing sediment sources. *Quat. Sci. Rev.* 91, 204–217.
- Andrews, J.T., Gibb, O.T., Jennings, A.E., Simon, Q., 2014b. Variations in the provenance of sediment from ice sheets surrounding Baffin Bay during MIS 2 and 3 and export to the Labrador Shelf Sea: Site HU2008029-0008 Davis Strait. *Journal of Quaternary Science* 29, 3–13.
- Andrews, J.T., Bjork, A.A., Eberl, D.D., Jennings, A.E., Verplanck, E.P., 2015. Significant differences in late Quaternary bedrock erosion and transport: East versus West Greenland ~70°N - evidence from the mineralogy of offshore glacial marine sediments. *Journal of Quaternary Science* 30, 452–463.

- Andrews, J.T., Klein, A.J., Jenner, K.A., Jennings, A.E., Campbell, C., 2018. The variability of Baffin Bay seafloor sediment mineralogy: The identification of discrete glacial sediment sources and application to Late Quaternary downcore analysis. *Can. J. Earth Sci.* 55, 620–639.
- Andrews, J.T., Stein, R., Moros, M., Perner, K., 2016. Late Quaternary changes in sediment composition on the NE Greenland margin (~73° N) with a focus on the fjords and shelf. *Boreas* 45, 381–397.
- Batchelor, C. L., & Dowdeswell, J. A. 2014. The physiography of High Arctic cross-shelf troughs. *Quaternary Science Reviews*, 92, 68-96.
- Batchelor, C.L., Dowdeswell, J.A., Rignot, E., 2018. Submarine landforms reveal varying rates and styles of deglaciation in North-West Greenland fjords. *Marine Geology* 402, 60–80.
- Blaauw, M., & Christen, A. (2011). Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, 6(3), 457–474.
- Briner, J. P., Håkansson, L., & Bennike, O. 2013. The deglaciation and neoglaciation of Upernavik Isstrøm, Greenland. *Quaternary Research* 80(3), 459-467.
- Caron, M., St-Onge, G., Montero-Serrano, J. C., Rochon, A., Georgiadis, E., Giraudeau, J., & Massé, G., 2019. Holocene chronostratigraphy of northeastern Baffin Bay based on radiocarbon and palaeomagnetic data. *Boreas* 48, 147-165.
- Caron, M., Rochon, A., Montero-Serrano, J.-C., St-Onge, G., under review. Evolution of sea-surface conditions on the northwestern Greenland margin during the Holocene. *Journal of Quaternary Science*.
- Casse, M., Montero-Serrano, J. C., & St-Onge, G., 2017. Influence of the Laurentide Ice Sheet and relative sea-level changes on sediment dynamics in the Estuary and Gulf of St. Lawrence since the last deglaciation. *Boreas* 46(3), 541-561.
- Comas, M., Thió-Henestrosa, S., 2011. CoDaPack 2.0: a stand-alone multi-platform compositional software. In: Egozcue, J.J., Tolosana-Delgado, R., Ortego, M.I. (Eds.), *CoDaWork'11: 4th International Workshop on Compositional Data Analysis*. Saint Feliu de Guixols, Girona, Spain
- Cordua, A. M., 2016. Development of the late Holocene deglacial environment in Upernavik Isfjord, Northwest Greenland, Msc thesis, University of Copenhagen.

- Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (Eds.), 2015. *Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences* (Vol. 17). Springer.
- Darby, D. A., Myers, W. B., Jakobsson, M., & Rigor, I., 2011. Modern dirty sea ice characteristics and sources: The role of anchor ice. *J. Geo. Res. Oc.*, 116, C09008.
- Dawes, P.R., 2009. Precambrian - Palaeozoic geology of Smith Sound, Canada and Greenland: Key constraint to palaeogeographic reconstructions of northern Laurentia and the North Atlantic region. *Terra Nov.* 21, 1–13.
- Dawes, P.R., Frisch, T., Garde, A.A., Iannelli, T.R., Ineson, J.R., Jensen, S.M., Pirajno, F., S nderholm, M., Stemmerik, L., Stouge, S., Thomassen, B., Gool, J.A.M. Van, 2000. Kane Basin 1999: mapping, stratigraphic studies and economic assessment of Precambrian and Lower Palaeozoic provinces in north-western Greenland. *Geol. Greenl. Surv. Bull.* 186, 11–28.
- Deschamps, C.-E., Montero-Serrano, J.-C., St-Onge, G., 2018. Sediment Provenance Changes in the Western Arctic Ocean in Response to Ice Rafting, Sea Level, and Oceanic Circulation Variations Since the Last Deglaciation. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 1–19.
- Dowdeswell, J. A., Hogan, K. A., Cofaigh, C.  ., Fugelli, E. M. G., Evans, J., & Noormets, R. 2014. Late Quaternary ice flow in a West Greenland fjord and cross-shelf trough system: submarine landforms from Rink Isbrae to Uummannaq shelf and slope. *Quaternary Science Reviews*, 92, 292-309.
- Dowdeswell, J. A., 2015. The Late Weichselian and Holocene glacial geology of north-western Svalbard. *Atlas Submar. Glacial Landforms Mod. Quat. Ancient. Geol. Soc. London, Mem.* xx, 1-4 1–8
- Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J., Veillette, J.J., 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* 21, 9–31.
- Dyke, A. S. (2004). An outline of the deglaciation of North America with emphasis on central and northern Canada. *Quaternary Glaciations-Extent and Chronology, Part II: North America, 2b*, 373–424. [https://doi.org/10.1016/S1571-0866\(04\)80209-4](https://doi.org/10.1016/S1571-0866(04)80209-4)
- Eberl, D. D. (2003). User guide to RockJock—A program for determining quantitative mineralogy from X-ray diffraction data. USGS Open File Report, OF 03-78, 40.

- England, J.H., Atkinson, N., Bednarski, J., Dyke, A.S., Hodgson, D. a., Ó Cofaigh, C., 2006. The Innuitian Ice Sheet: configuration, dynamics and chronology. *Quat. Sci. Rev.* 25, 689–703.
- Escher, J.C. and Pulvertaft, T.C.R. 1995: Geological map of Greenland, 1:2 500 000. Copenhagen. Geological Survey of Greenland.
- Fagel, N., & Hillaire-Marcel, C., 2006. Glacial/interglacial instabilities of the Western Boundary Under Current during the last 365 kyr from Sm/Nd ratios of the sedimentary clay-size fractions at ODP site 646 (Labrador Sea). *Marine Geology*, 232(1), 87-99.
- Funder, S., Kjeldsen, K.K., Kjær, K.H., Ó Cofaigh, C., 2011. The Greenland Ice Sheet During the Past 300,000 Years: A Review. *Dev. Quat. Sci.* 15, 699–713.
- Gamboa, A., Montero-Serrano, J. C., St-Onge, G., Rochon, A., & Desiagne, P. A., 2017. Mineralogical, geochemical, and magnetic signatures of surface sediments from the Canadian Beaufort Shelf and Amundsen Gulf (Canadian Arctic). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(2), 488-512.
- Georgiadis, E., Giraudeau, J., Martinez, P., Lajeunesse, P., St-Onge, G., Schmidt, S., & Massé, G., 2018: Deglacial to postglacial history of Nares Strait, Northwest Greenland: a marine perspective, *Climate of the Past Discuss.* doi.org/10.5194/cp-2018-78.
- Giraudeau J, Georgiadis E, Caron M, et al. under review. A high-resolution elemental record of post-glacial lithic sedimentation in Upernavik Trough, western Greenland: history of ice-sheet dynamics and ocean circulation changes over the last 9 100 years. *Paleoceanography and Paleoclimatology*.
- Hamel, D., de Vernal, A., Gosselin, M., 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. Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 49, 5277–5295.
- Hiscott, R.N., Aksu, A.E., Nielsen, O.B., 1989. Provenance and dispersal patterns, Pliocene-Pleistocene section at 80°W 80°N 68°W 56°W 76°N 72°N 68°N 64°N, Baffin Bay, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*.
- Howat, I.M., Joughin, I., Fahnestock, M.A., Smith, B.E., Scambos, T.A., 2008. Synchronous retreat and acceleration of southeast Greenland outlet glaciers 2000 – 06 : ice dynamics and coupling to climate. *J. Glaciol.* 54, 646–660.

- Jakobsson, M., Mayer, L., Coakley, B., Dowdeswell, J. A., Forbes, S., Fridman, B., ... & Schenke, H. W. 2012. The international bathymetric chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 3.0. *Geophysical Research Letters*, 39(12).
- Jennings, A., Sheldon, C., Cronin, T.M., Francus, P., Stoner, J., Andrews, J.T., 2011. The Holocene History of Nares Strait: Transition from Glacial Bay to Arctic-Atlantic Throughflow. *Oceanography* 24, 26–41.
- Jennings AE, Walton ME, Ó Cofaigh C, et al. 2014. Paleoenvironments during Younger Dryas-Early Holocene retreat of the Greenland Ice Sheet from outer Disko Trough, central west Greenland. *Journal of Quaternary Science* 29(1): 27-40.
- Jennings, A.E., Andrews, J.T., Ó Cofaigh, C., St. Onge, G., Sheldon, C., Belt, S.T., Cabedo-Sanz, P., Hillaire-Marcel, C., 2017. Ocean forcing of ice sheet retreat in central West Greenland from LGM through deglaciation. *Earth and Planetary Science Letter* 472, 1–13.
- Jennings, A. E., Andrews, J. T., Cofaigh, C. Ó., St-Onge, G., Belt, S., Cabedo-Sanz, P., ... & Campbell, D. C., 2018. Baffin Bay paleoenvironments in the LGM and HS1: Resolving the ice-shelf question. *Marine Geology* 402, 5-16.
- Joughin, I., Das, S.B., King, M.A., Smith, B.E., Howat, I.M., Moon, T., 2008. Seasonal Speedup Along Flank of the Greenland Ice Sheet the Western. *Science* 320, 781–783.
- Joughin I, Smith B, Howat I, et al. 2016. A SAR record of early 21st century change in Greenland. *Journal of Glaciology* 62(231): 62-71.
- Larsen, L. M., & Pedersen, A. K., 2009. Petrology of the Paleocene picrites and flood basalts on Disko and Nuussuaq, West Greenland. *Journal of Petrology*, 50(9), 1667-1711.
- Lloyd, J. M., Park, L. A., Kuijpers, A., & Moros, M. 2005. Early Holocene palaeoceanography and deglacial chronology of Disko Bugt, west Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 24(14-15), 1741-1755.
- MacLean, B., Williams, G. L., Srivastava, S. P., & Keen, M. J. (1990). Geology of Baffin Bay and Davis Strait. *Geology of Canada*, 2, 293-348.
- Marlowe, J.I., 1966. Mineralogy as an indicator of long-term current fluctuations in Baffin Bay. *Can. J. Earth Sci.* 3, 191–201.

- Montero-Serrano, J. C., Palarea-Albaladejo, J., Martín-Fernández, J. A., Martínez-Santana, M., & Gutiérrez-Martín, J. V., 2010. Sedimentary chemofacies characterization by means of multivariate analysis. *Sedimentary Geology*, 228(3-4), 218-228.
- Moros, M., Lloyd, J. M., Perner, K., Krawczyk, D., Blanz, T., de Vernal, A., ... & Schneider, R. 2016. Surface and sub-surface multi-proxy reconstruction of middle to late Holocene palaeoceanographic changes in Disko Bugt, West Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 132, 146-160.
- Ó Cofaigh, C., Taylor, J., Dowdeswell, J.A., Pudsey, C.J., 2003. Palaeo-ice streams, trough mouth fans and high-latitude continental slope sedimentation. *Boreas* 32, 37–55.
- Ó Cofaigh, C., Andrews, J.T., Jennings, A.E., Dowdeswell, J.A., Hogan, K.A., Kilfeather, A.A., Sheldon, C., 2013a. Glacimarine lithofacies, provenance and depositional processes on a West Greenland trough-mouth fan. *Journal of Quaternary Science* 28, 13–26.
- Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J. A., Jennings, A. E., Hogan, K. A., Kilfeather, A., Hiemstra, J. F., ... & Lloyd, J. M., 2013b. An extensive and dynamic ice sheet on the West Greenland shelf during the last glacial cycle. *Geology* 41(2), 219-222.
- Perner, K., Moros, M., Snowball, I. A. N., Lloyd, J. M., Kuijpers, A., & Richter, T. 2013a. Establishment of modern circulation pattern at c. 6000 cal a BP in Disko Bugt, central West Greenland: opening of the Vaigat Strait. *Journal of Quaternary Science*, 28(5), 480-489.
- Perner, K., Moros, M., Jennings, A., Lloyd, J. M., & Knudsen, K. L. 2013b. Holocene palaeoceanographic evolution off West Greenland. *The Holocene*, 23(3), 374-387.
- Pourmand, A., Dauphas, N., & Ireland, T. J. 2012. A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Scand Y: Revising CI-chondrite and post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. *Chemical Geology*, 291, 38–54.
- Rignot, E., Koppes, M., & Velicogna, I., 2010. Rapid submarine melting of the calving faces of West Greenland glaciers. *Nature Geoscience*, 3(3), 187.

- Rignot, E., Fenty, I., Xu, Y., Cai, C., Velicogna, I., Ó Cofaigh, C., Dowdeswell, J.A., Weinrebe, W., Catania, G., Duncan, D., 2016. Bathymetry data reveal glaciers vulnerable to ice-ocean interaction in Uummannaq and Vaigat glacial fjords, west Greenland. *Geophysical Research Letter* 43, 2667–2674.
- Schweinsberg, A. D., Briner, J. P., Miller, G. H., Bennike, O., & Thomas, E. K. 2017. Local glaciation in West Greenland linked to North Atlantic Ocean circulation during the Holocene. *Geology*, 45(3), 195-198.
- Sheldon, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Ó Cofaigh, C., Hogan, K.A., Dowdeswell, J.A., Seidenkrantz, M.-S., 2016. Ice stream retreat following the LGM and onset of the west Greenland current in Uummannaq Trough, west Greenland. *Quaternary Science Review* 147, 27–46.
- Simon, Q., 2013. Propriétés magnétiques, minéralogiques et sédimentologiques des sédiments profonds de la baie de Baffin : chronologie et dynamique des glaciers ouest groenlandais, innuitiens et laurentidiens au cours de la dernière glaciation.
- Simon, Q., Hillaire-Marcel, C., St-Onge, G., Andrews, J.T., 2014. North-eastern Laurentide, western Greenland and southern Innuitian ice stream dynamics during the last glacial cycle. *Journal of Quaternary Science* 29, 14–26.
- Simon, Q., Thouveny, N., Bourlès, D.L., Nuttin, L., Hillaire-Marcel, C., St-Onge, G., 2016. Authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ ratios and ^{10}Be -fluxes ($^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$ -normalized) in central Baffin Bay sediments during the last glacial cycle: Paleoenvironmental implications. *Quaternary Science Review* 140, 142–162.
- Sinclair, G., Carlson, A. E., Mix, A. C., Lecavalier, B. S., Milne, G., Mathias, A., ... & DeConto, R. 2016. Diachronous retreat of the Greenland ice sheet during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 145, 243-258.
- Slabon, P., Dorschel, B., Jokat, W., Myklebust, R., Hebbeln, D., Gebhardt, C., 2016. Greenland ice sheet retreat history in the northeast Baffin Bay based on high-resolution bathymetry. *Quaternary Science Review* 154, 182–198.
- St-Onge, M.P., St-Onge, G., 2014. Environmental changes in Baffin Bay during the Holocene based on the physical and magnetic properties of sediment cores. *Journal of Quaternary Science* 29, 41–56.
- Tang, C.C.L., Ross, C.K., Yao, T., Petrie, B., DeTracey, B.M., Dunlap, E., 2004. The circulation, water masses and sea-ice of Baffin Bay. *Progress in Oceanography*. 63, 183–228.

- Thomas, E. K., Briner, J. P., Ryan-Henry, J. J., & Huang, Y., 2016. A major increase in winter snowfall during the middle Holocene on western Greenland caused by reduced sea ice in Baffin Bay and the Labrador Sea. *Geophysical Research Letters*, 43(10), 5302-5308.
- von Eynatten, H., Barceló-Vidal, C., & Pawlowsky-Glahn, V., 2003. Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks. *Mathematical Geology*, 35(3), 231-251.
- von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., Bachmann, K., & Caracciolo, L., 2016. Sediment generation in humid Mediterranean setting: Grain-size and source-rock control on sediment geochemistry and mineralogy (Sila Massif, Calabria). *Sedimentary geology*, 336, 68-80.
- Young, N. E., & Briner, J. P., 2015. Holocene evolution of the western Greenland Ice Sheet: Assessing geophysical ice-sheet models with geological reconstructions of ice-margin change. *Quaternary Science Reviews*, 114, 1-17.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude de trois carottes sédimentaires collectées sur la marge nord-ouest du Groenland et dans le détroit de Nares a mené à l'accomplissement de l'objectif général de cette thèse, soit d'étudier les variations paléo-environnementales dans le nord-est de la Baie de Baffin et le détroit de Nares au cours de l'Holocène. Cette étude s'est basée sur une approche multi-traceurs incluant des analyses des propriétés physiques, paléomagnétiques, palynologiques, minéralogiques et géochimiques des sédiments, et c'est la réalisation des trois objectifs spécifiques de recherche qui a permis d'accomplir l'objectif principal. Ces objectifs spécifiques étaient : 1) établir une chronostratigraphie fiable pour les trois carottes sédimentaires, 2) déterminer les variations de l'apport sédimentaire et des processus et parcours de transport du sédiment, et 3) estimer l'évolution des conditions de surface de l'eau au cours de l'Holocène.

Beaucoup d'études paléoclimatiques et paléocéanographiques se sont focalisées sur la baie de Baffin, mais très peu d'entre elles se sont intéressées à la baie de Melville et au détroit de Nares, situés respectivement dans les parties les plus au nord-est et nord de la baie de Baffin. Or, ces régions ont pu enregistrer les variations de la dynamique glaciaire et des conditions océanographiques depuis la dernière déglaciation. Ces variations ne sont toutefois pas synchrones spatialement, c'est pourquoi des carottes provenant de trois zones distinctes ont été choisies pour cette étude ayant une approche multi-traceurs (permettant d'étudier différents paramètres environnementaux pour une période de temps donné).

Etudier des changements climatiques passés nécessite d'avoir un cadre temporel. Ainsi, l'établissement d'une chronologie robuste pour les trois carottes sédimentaires a été le premier objectif à atteindre afin de pouvoir réaliser cette thèse. Le problème qui se posait pour des séquences sédimentaires provenant des régions arctiques ou subarctiques était la difficulté de collecter du matériel carbonaté pour des méthodes de datation traditionnelles. Seules quelques dates ont été obtenues pour les carottes 204 et 210 sur la marge nord-ouest

groenlandaise (respectivement 4 et 3 âges radiocarbone), trop peu pour développer des modèles âge-profondeur fiables. Cependant, un nombre suffisant d'échantillons datables a pu être collecté pour la carotte provenant du bassin de Kane (Kane2B), ce qui a permis d'établir une chronologie fiable, entièrement basée sur des datations radiocarbone pour cette carotte (Georgiadis *et al.*, 2018). Afin d'améliorer les modèles d'âges initiaux basés sur les datations radiocarbone préliminaires, une méthode de datation complémentaire a été choisie : l'étude des variations séculaires paléomagnétiques (cf. section sur le paléomagnétisme, p. 23). Cependant, tous les sédiments n'ont pas les caractéristiques requises pour la datation grâce au paléomagnétisme. Par exemple, les sédiments déposés très rapidement tels que les turbidites, n'ont pas pu enregistrer correctement les variations du champ magnétique, ou encore, les sédiments peuvent ne pas être assez riches en minéraux magnétiques (magnétite). Cela nécessitait donc une étude précise et extensive des caractéristiques sédimentaires et propriétés magnétiques des sédiments collectés afin de déterminer leur potentiel pour l'utilisation de cette méthode.

Ainsi, le premier chapitre de cette thèse a permis de démontrer que les caractéristiques sédimentaires des trois carottes étaient adéquates pour l'utilisation de la méthode de paléomagnétisme, hormis quelques intervalles qui n'ont donc pas été pris en considération. En effet, les propriétés physiques et magnétiques des trois séquences sédimentaires (204, 210 et Kane2B) ont indiqué que la NRM est généralement caractérisée par une aimantation forte, stable et portée par des minéraux ferrimagnétiques de faible coercivité dans le pseudo-mono-domaine, et que les valeurs de MAD sont majoritairement inférieures à 5°. Cela signifie que les données paléomagnétiques de la majeure partie des trois carottes sédimentaires étaient de bonne qualité, et fiables pour permettre la reconstitution des variations séculaires paléomagnétiques et de la RPI. Par la suite, afin d'établir les chronostratigraphies pour les carottes 204 et 210, les courbes de variations des paramètres du champ magnétique terrestre (inclinaison, déclinaison et RPI) des trois carottes sédimentaires ont été comparés à des courbes de références compilées (Barletta *et al.*, 2008 ; Stoner *et al.*, 2013), à des archives bien datées (St-Onge et St-Onge, 2014) et à un modèle géomagnétique (Korte *et al.*, 2011). Sur base de 18 marqueurs

chronostratigraphiques (i.e., pics et creux), des modèles d'âge recouvrant la majeure partie de l'Holocène ont été établis pour les deux carottes de la marge nord-ouest du Groenland (204 et 210) et un nouvel enregistrement magnétique a été proposé pour le bassin de Kane (carotte Kane2B).

L'ensemble de ces analyses a donc mené à la réalisation du premier objectif spécifique de la thèse, soit d'établir le cadre chronostratigraphique pour les trois carottes sédimentaires. Les résultats obtenus montrent que les carottes couvrent bien la période de temps recherchée, soit l'Holocène, et apportent de nouvelles limites pour la chronologie de la déglaciation sur la marge nord-ouest groenlandaise. Cela confirme que la GIS était déjà distante vers 9,1 cal ka BP à la localisation des carottes 204 et 210, dans la baie de Melville (Figure 35) alors que dans le bassin de Kane, la base de la carotte Kane2B correspond au retrait de la glace du lieu de carottage vers 9,0 cal ka BP. Les résultats montrent aussi un changement majeur dans la déposition du sédiment qui correspond à la transition entre la fin de la déglaciation et l'établissement des conditions postglaciaire actuelles dans la baie de Baffin et le détroit de Nares. Ce changement varie légèrement temporellement entre les trois zones étudiées, mais il se produit assez clairement entre 8,0 (pour le bassin de Kane) et 7,5 ka BP (pour la baie de Melville). Ainsi, ce premier chapitre met déjà en lumière une asynchronie dans la transition de fin de déglaciation vers des conditions postglaciaires entre la baie de Melville et le détroit de Nares. Finalement, le cadre chronologique proposé dans ce premier chapitre est essentiel pour interpréter les variations paléo-environnementales et leurs liens avec les variations climatiques enregistrées (Chapitre 2 et 3).

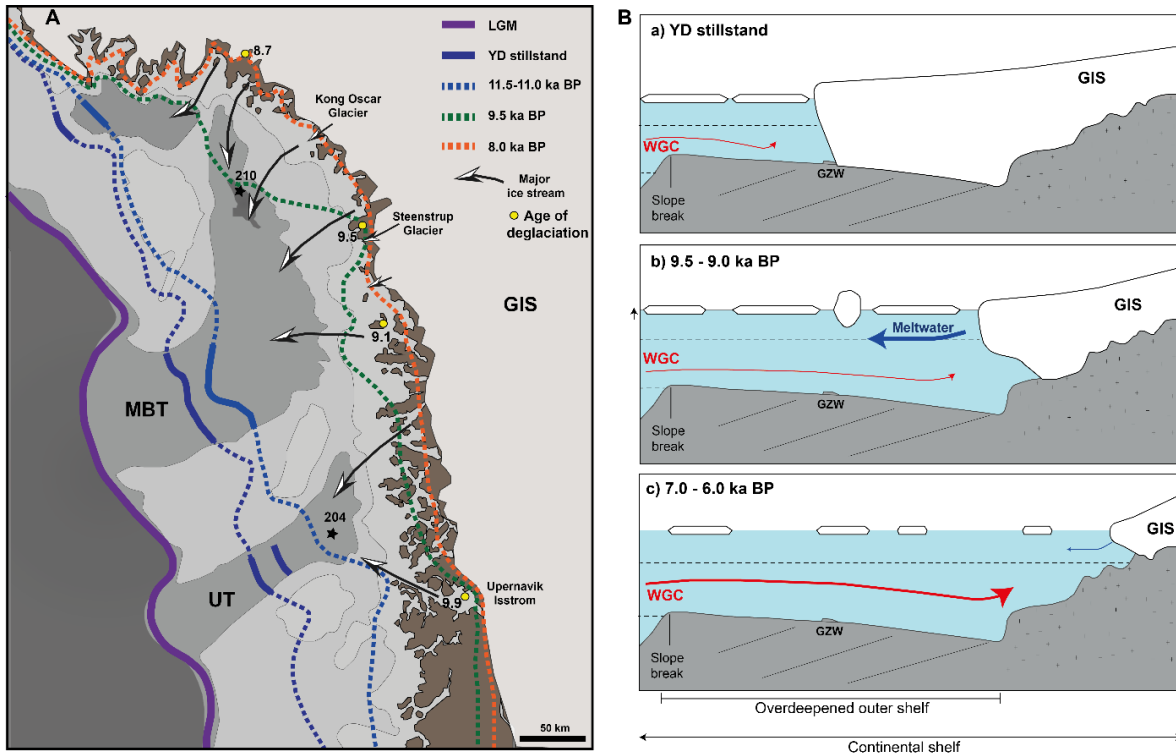


Figure 36. A. Carte schématique simplifiée de l'étendue et du retrait de la GIS depuis le LGM, avec les courants glaciaires majeurs et les dates de déglaciation déjà existantes pour la baie de Melville (d'après Slabon *et al.*, 2016 ; Batchelor *et al.*, 2017, en plus des résultats de cette étude). MBT=Melville Bay Trough ; UT=Upernavik Trough. B. Schémas simplifiés du retrait glaciaire sur le plateau nord-ouest groenlandais pour (a) le Dryas récent (YD), (b) 9,5 cal ka BP et (c) 6,0 cal ka BP avec représentation du WGC et de l'eau de fonte de la GIS. La présence de structures sous-marines indiquant la position de la calotte glaciaire (GZW=Grounded zone wedge) donne la position temporairement immobilisée de la GIS durant le YD (Slabon *et al.*, 2016).

Dans le deuxième chapitre de la thèse, nous nous sommes intéressés à l'évolution des conditions océaniques de surface dans le nord-est de la baie de Baffin (carotte 204) et dans le bassin de Kane (carotte Kane2B) au cours de l'Holocène. Pour cela, des assemblages de dinokystes (cf. section sur les dinokystes p.25) ont été étudiés, car leur composition en matière organique très résistante leur permet d'être très bien conservés dans le sédiment marin, et ainsi d'enregistrer les conditions océanographiques à l'époque de leur vivant. Ainsi, dans un premier temps, l'identification et le comptage des différentes espèces de dinokystes a permis de déterminer différentes zones d'assemblages pour les deux carottes étudiées dans ce chapitre. Par la suite, les conditions de surface de l'eau, incluant

température et salinité, durée de couvert de glace et productivité primaire, ont été reconstituées à partir des assemblages de dinokystes avec l'utilisation de la technique des analogues modernes (MAT). Ces analyses ont ainsi permis la réalisation du troisième objectif spécifique de la thèse, soit de reconstituer l'évolution des conditions de surface de l'eau au nord-est de la baie de Baffin et dans le détroit de Nares.

Ainsi, les résultats ont montré l'existence de conditions environnementales très distinctes entre les sites des deux carottes étudiées provenant du plateau continental nord-ouest groenlandais et du bassin de Kane, au cours de l'Holocène (Fig. 35). Pour la première région (Upernavik, carotte 204), les conditions correspondent à des eaux de surface froides avec un couvert de glace étendu (~10 mois/an) avant 7,7 cal ka BP, et cela est reflété par la dominance d'espèces hétérotrophes caractéristiques d'eau plus froide. Les reconstitutions révèlent aussi que cette période est associée à des salinités faibles, probablement liées à un fort apport d'eau de fonte de la GIS. Après 7,7 cal ka BP, les résultats montrent que les conditions se sont réchauffées, avec une dominance d'espèces autotrophes (particulièrement l'espèce *O. centrocarpum*) qui marque l'établissement de conditions postglaciaires plus chaudes. Cette période, qui est caractérisée par des salinités et températures de surface plus élevées, un couvert de glace plus saisonnier (~8 mois/an) et une plus forte productivité, correspond à l'optimum climatique de l'Holocène (MTH), avec des conditions chaudes maximales (up to 4-5°C) vers ~6,0 cal ka BP. Ces conditions plus chaudes reflètent vraisemblablement une augmentation de l'influence et/ou de l'intensité du WGC dans la région, associée à une diminution de l'apport d'eau de fonte par les glaciers qui se sont retirés sur le continent. Finalement, les résultats montrent une légère tendance de refroidissement après 3,5 cal ka BP, avec la mise en place progressif de l'assemblage de dinokystes moderne. Cette période, sûrement liée à la baisse de l'insolation et à la Néoglaciation, est ainsi associée à l'établissement des conditions actuelles de surface de l'eau.

En ce qui concerne la région du bassin de Kane, les résultats indiquent un assemblage de dinokystes entièrement dominé par des espèces hétérotrophes, suggérant des conditions

froides avec un couvert de glace de mer étendu (~10 mois/an) pendant l'Holocène. En effet, ces conditions semblent avoir prédominé pendant les derniers 9,0 cal ka BP. Cependant, un maximum de température de surface de l'eau a été enregistré pour la période de 8,0 à 7,0 cal ka BP. Ce pic chaud est marqué par l'abondance relative maximale de foraminifères et par l'apparition de taxa autotrophes de dinokystes (p. ex. *O. centrocarpum* et *S. elongatus*) et peut s'expliquer par la présence d'eau plus chaude dans le bassin, causée soit par les conditions atmosphériques plus chaudes, soit par l'entrée d'une masse d'eau plus chaude dans les eaux de surface du bassin. Après 5,5 cal ka BP, les conditions de surface de l'eau restent froides mais légèrement fluctuantes avec la mise en place du refroidissement Néoglaciare, qui s'est intensifié après 2,0 cal ka BP. Dans l'ensemble, les enregistrements palynologiques des deux carottes démontrent un lien proche entre les dynamiques de l'océan et de la glace liées elles-mêmes aux variations climatiques de l'Holocène. Finalement, cette étude confirme l'évidence d'une asynchronie que l'on peut observer entre ces deux régions, concernant la mise en place de conditions plus chaudes liées au MTH entre la baie de Melville et le détroit de Nares.

Dans le troisième et dernier chapitre de thèse, nous avons tenté de retracer les variations de l'apport sédimentaire, ainsi que des processus et voies de transport du sédiment. Pour parvenir à cela, des analyses minéralogiques, granulométriques, géochimiques et physiques sur les trois carottes sédimentaires ont été combinées afin de proposer des relations entre le dépôt, le transport et l'origine du sédiment. Cette analyse multi-traceurs a permis de mettre en évidence différents régimes sédimentaires au cours de l'Holocène pour les trois zones étudiées. En effet, les assemblages minéralogiques et géochimiques des trois carottes 204, 210 et Kane2B ont été comparés aux sources potentielles qui se trouvent à proximité des zones d'études (Groenland et AAC), telles que suggérées par Andrews *et al.* (2018) à partir d'analyses de sédiment de surface. L'utilisation du programme SedUnMixMC (Andrews et Eberl, 2012) a permis de distinguer les proportions des sources potentielles dans le sédiment des trois carottes en fonction de leurs localisations, et ainsi de révéler l'évolution de ces proportions au cours de l'Holocène. Les résultats montrent des sources sédimentaires locales distinctes pour chaque zone

d'étude, mais les trois carottes ont enregistré un changement majeur dans l'apport sédimentaire s'étant produit vers ~7,5 cal ka BP pour les carottes 204 et 210, et vers 8,0 cal ka BP pour la carotte Kane2B. Ce changement dans l'apport sédimentaire correspond aussi à des variations du type de sédimentation et des conditions environnementales démontrés par les chapitres 1 et 2.

Dans l'ensemble, les résultats de ce troisième chapitre ont mis en évidence des variations de provenance du sédiment détritique, de la dynamique sédimentaire et des voies de transport au cours de l'Holocène, respectivement pour chaque localisation :

- i) Pendant la fin de la déglaciation (début de l'Holocène) dans le chenal d'Upernavik (carotte 204), les données suggèrent un apport sédimentaire d'une source locale, provenant directement du courant glaciaire Upernavik. Avec la mise en place du MTH, la source sédimentaire devient moins locale (plus d'apport de sources environnantes d'Upernavik) et on observe une augmentation progressive de l'apport de basaltes (source plus au sud) qui suggère une plus grande influence du WGC après 7,7 cal ka BP.
- ii) Dans la région de la baie de Melville (carotte 210), les résultats montrent des variations majeures des processus de transport au cours de l'Holocène, associées à un éloignement progressif de la marge glaciaire. Le sédiment détritique pour ce site a directement été issu des glaciers environnants de la baie de Melville, dont les roches sont dominées par le bouclier Précambrien (Granite et Gneiss Archéen).
- iii) Dans le bassin de Kane (carotte Kane2B), les données révèlent une dynamique sédimentaire fortement dépendante du retrait asynchrone des IIS et GIS. En effet, après le retrait de la glace du site de la Kane2B, la sédimentation et la provenance sédimentaire ont tout d'abord été contrôlées par les retraits successivement dominants des glaciers de part et d'autre du bassin de Kane. Avec l'ouverture complète du détroit de Nares vers 8,3 cal ka BP qui a permis le passage de l'eau Arctique s'écoulant dans la baie de

Baffin, la sédimentation s'est progressivement stabilisée après 8,0 cal ka BP avec un apport sédimentaire détritique provenant de l'île d'Ellesmere, mais également du Nord du Groenland.

L'ensemble de ces analyses a donc mené à la réalisation du troisième objectif spécifique de la thèse, soit de déterminer les variations de l'apport sédimentaire et des processus et parcours de transport du sédiment. Il a été constaté que les variations des sources sédimentaires sont directement liées à la dynamique des glaciers proches de la localisation des carottes. Ainsi, au début de l'Holocène, la sédimentation de la marge nord-ouest du Groenland et du bassin de Kane a été fortement influencée par le retrait des glaciers de la GIS mais également de la calotte polaire d'Agassiz (restant de la IIS). Par la suite, des variations de l'apport sédimentaire sur le plateau continental nord-ouest groenlandais suggèrent une intensification du WGC à partir de 7,7 cal ka BP. De même, le sédiment du bassin de Kane reflète une intensification progressive du BIC après 8,0 cal ka BP, toujours associé à une intense activité glaciaire (présence d'IRD). Ces résultats montrent bien que la dynamique sédimentaire dans ces régions est fortement contrôlée par les marges glaciaires ainsi que par la circulation océanique.

Les variations paléoenvironnementales observées dans les chapitres 2 et 3 ont pu être placées dans un cadre temporel grâce aux modèles d'âges établis avec le chapitre 1. Ainsi, les trois carottes, qui couvrent la majeure partie de l'Holocène, représentent des séquences sédimentaires caractéristiques de la fin de transition de cycle glaciaire à interglaciaire. Tout d'abord, pour les trois régions, le début de l'Holocène (base des carottes) est associé à la fin de la déglaciation et reflète le retrait rapide des GIS et IIS. Cette période est par ailleurs associée à des conditions de surface de l'eau relativement froides avec à un couvert de glace étendu, le tout lié principalement à un important apport d'eau de fonte (par le retrait des glaciers) réduisant fortement la température et la salinité des eaux de surface. Par ailleurs, les carottes sédimentaires ont également enregistré des changements majeurs des processus de déposition lorsque les sites sont passés de conditions proches de la glace à des conditions éloignées de la glace.

Une fois les glaciers retirés sur le continent, très proches de leurs limites actuelles, l'apport de sédiment détritique et d'eau de fonte provenant de l'activité des glaciers s'est grandement réduit, en particulier pour les chenaux transverses du plateau nord-ouest groenlandais. Ce changement majeur s'est produit vers 7,7 cal ka BP pour la carotte 204, vers 7,5 cal ka BP pour la carotte 210 et vers 8,0 cal ka BP pour la carotte Kane2B, et il marque la mise en place de conditions de surface plus chaudes, associées au MTH. Les résultats mettent donc en lumière le pic de température du milieu de l'Holocène s'étant produit plus tôt pour le détroit de Nares que pour le nord-est de la baie de Baffin, en cohérence avec les conclusions d'études précédentes. Pour le nord-est de la baie de Baffin, la période du MTH est associée à une intensification du WGC, suggérant un plus fort apport d'eau Atlantique via le IC. Finalement, les résultats montrent des variations de plus faibles intensités qui se produisent vers ~3,5 cal ka BP pour le plateau nord-ouest groenlandais et vers ~5 cal ka BP pour le bassin de Kane. Ces variations sont liées à la période de refroidissement de la Néoglaciation, associée à des réavancées de glaciers et réduction de la fonte enregistrées pour la GIS et la calotte polaire Agassiz. Les résultats reflètent ainsi une lente et progressive tendance de refroidissement des eaux de surface pendant cette période, mais ne sont pas associés à des changements de la dynamique sédimentaire, ni de provenance du sédiment.

Cette étude utilisant une approche multi-proxy et s'intéressant à trois zones particulières a permis de mettre en évidence les grandes variations paléoenvironnementales s'étant produites sur la marge nord-ouest groenlandaise au cours de l'Holocène. Bien que la résolution des analyses ait permis d'observer ces variations majeures, liées aux trois grandes subdivisions de l'Holocène et à la fin de transition glaciaire/interglaciaire, elle n'a cependant pas été suffisante pour détailler de potentielles variations s'étant produites à plus courtes échelles de temps. Ainsi, il serait intéressant d'améliorer la résolution des analyses, spécialement dans certains intervalles, afin de pouvoir observer plus en détails les variations liées à des événements rapides tel que l'évènement de 8,2k. De plus, la région de la baie de Melville est une région encore peu étudiée à l'aide de carottes sédimentaires, et cette étude fait donc partie des premières à utiliser le sédiment marin pour couvrir

l'évolution paléoenvironnementale depuis le dernier maximum glaciaire dans cette partie du plateau continental groenlandais. Cependant, nos archives sédimentaires n'ont pu couvrir que la période de l'Holocène jusqu'à ~9/9,5 cal ka BP et n'ont pas permis d'obtenir une séquence complète de dépôt après le retrait de la glace. Ainsi, il serait particulièrement intéressant d'étudier une carotte sédimentaire ayant enregistré les variations depuis le dépôt de sédiment de contact glaciaire, lorsque la GIS était plus étendue, et incluant la période du Dryas récent (pause dans le retrait glaciaire).

Cette étude multi-proxy a permis d'obtenir des informations générales sur différents paramètres environnementaux, couvrant une étendue spatiale relativement large qui avait jusqu'à présent été peu étudiée comparativement à d'autres régions de la baie de Baffin (p. ex., Disko Bugt). Les travaux présentés ici peuvent ainsi servir de fondements pour des études plus spécifiques, se focalisant sur une zone particulière (p. ex., baie de Melville ou bassin de Kane) ou un proxy particulier et/ou complémentaire (p. ex., foraminifères ; biomarqueurs IP25 ; isotope radiogénique). Il serait aussi intéressant d'étudier plus spécifiquement les mécanismes de transport sédimentaire et de déposition associés aux chenaux transverses (*cross-shelf troughs*) lors de périodes de retraits ou réavancées glaciaires. De telles études complémentaires permettraient d'apporter plus de détails sur les variations des conditions paléoenvironnementales depuis la dernière déglaciation. Finalement, les résultats de cette étude pourront être utilisés pour vérifier et améliorer les modèles, afin de mieux comprendre les interactions entre océan-glace-climat.

ANNEXES

ANNEXE I. CHAPITRE 2

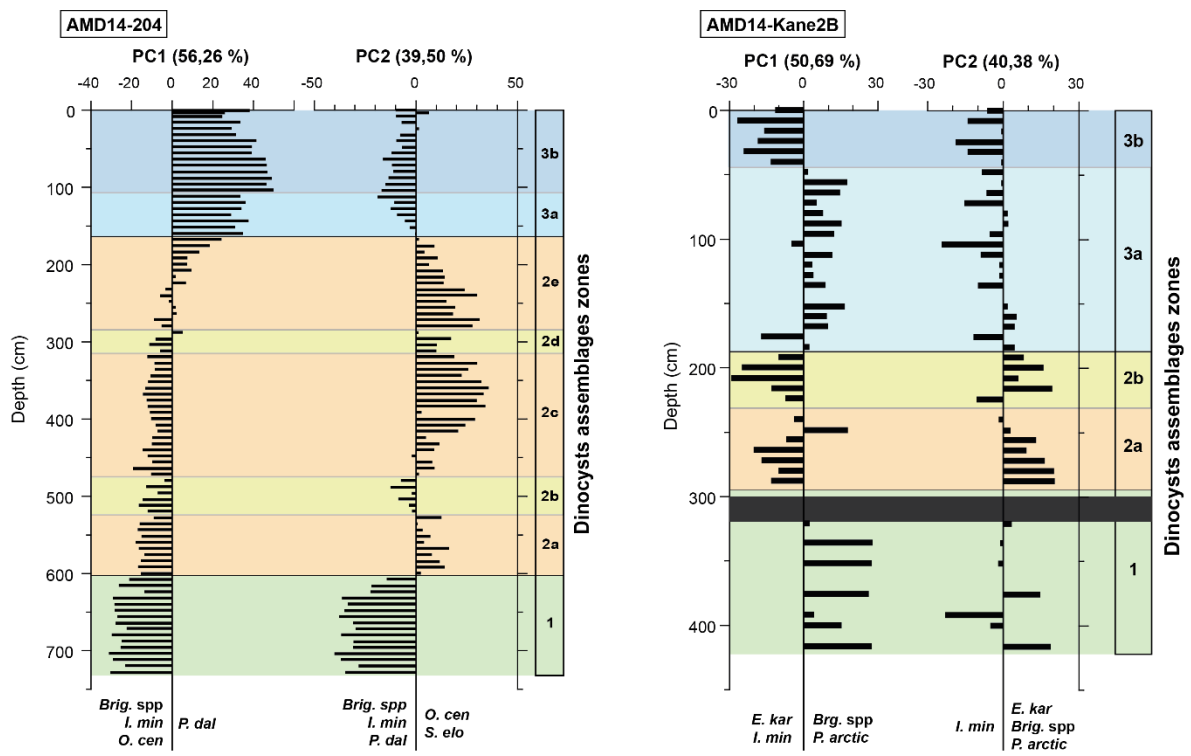


Figure 37. Résultats des analyses à composantes principales utilisée pour déterminer les zones d'assemblages de dinokystes pour les deux carottes étudiées : 204 et Kane2B

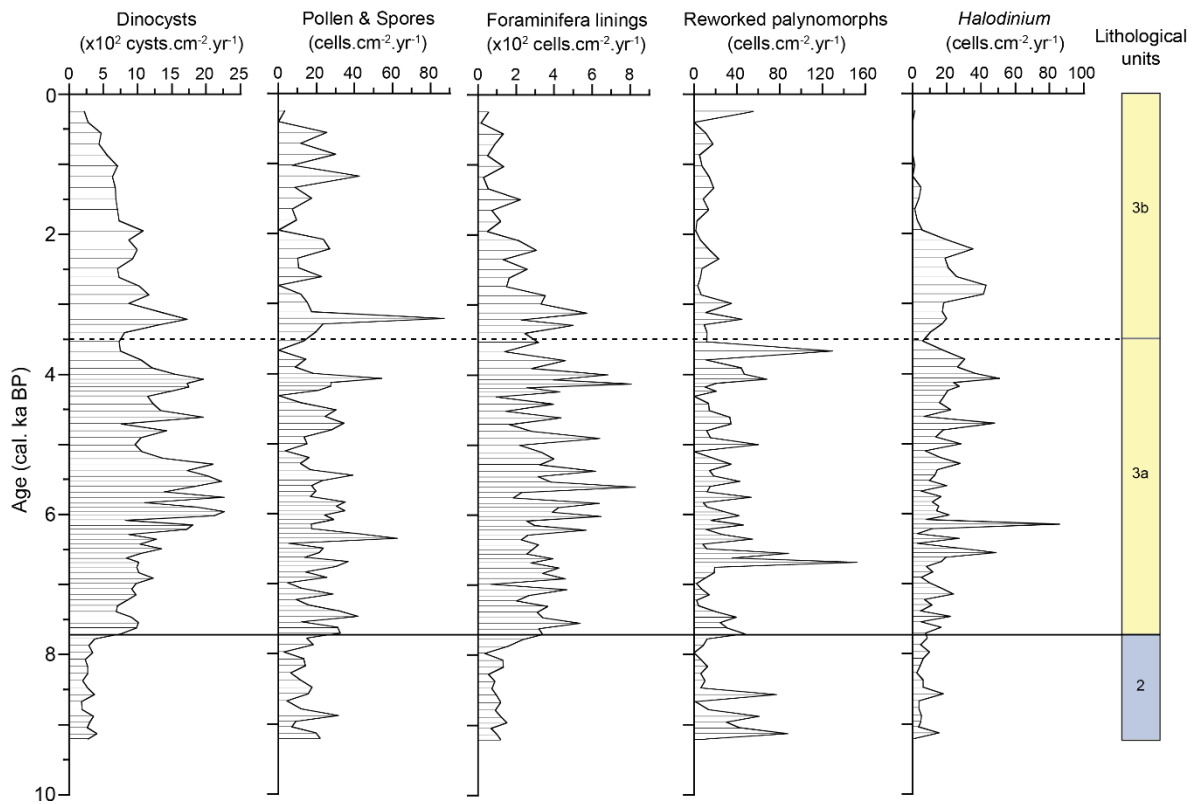


Figure 38. Flux de dinokystes, pollen & spores, foraminifères, palynomorphes remaniés et Halodinium pour la carotte AMD14-204. Unités stratigraphiques à droites.

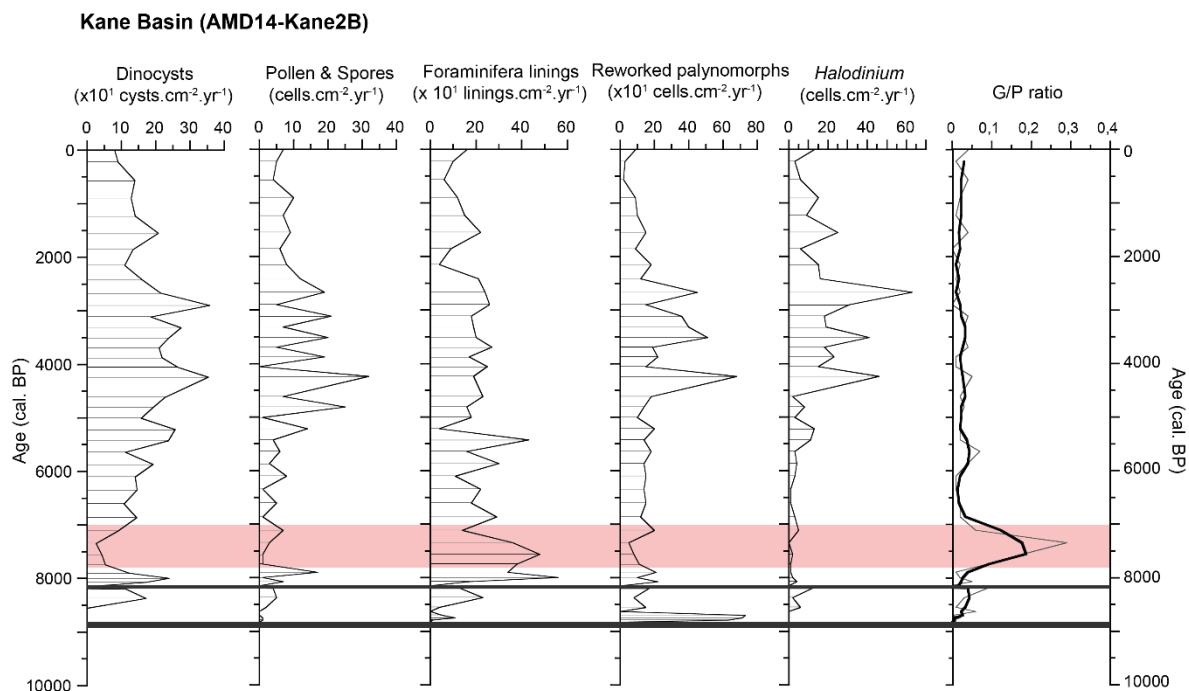


Figure 39. Flux de dinokystes, pollen & spores, foraminifères, palynomorphes remaniés, Halodinium et Gonyaulacals/Peridinoid (G/P) ratio pour la carotte AMD14-Kane2B.

ANNEXE II. CHAPITRE 3**Tableau 8.** Liste des minéraux utilisés dans le chapitre 3 et leurs abréviations :

| MINERAL | ABBREVIATIONS |
|-------------------------------------|----------------------|
| Quartz | Qz |
| Plagioclase | Pl |
| Feldspath Potassique ou Feldspath-K | Kfs |
| Calcite | Cal |
| Dolomite | Dol |
| Pyroxene | Px |
| Amphibole | Am |
| Amorphous silica | A. silica |
| Kaolinite | Kal |
| Smectite | Sme |
| Illite | Ill |
| Biotite & Chlorite | Bt&Chl |

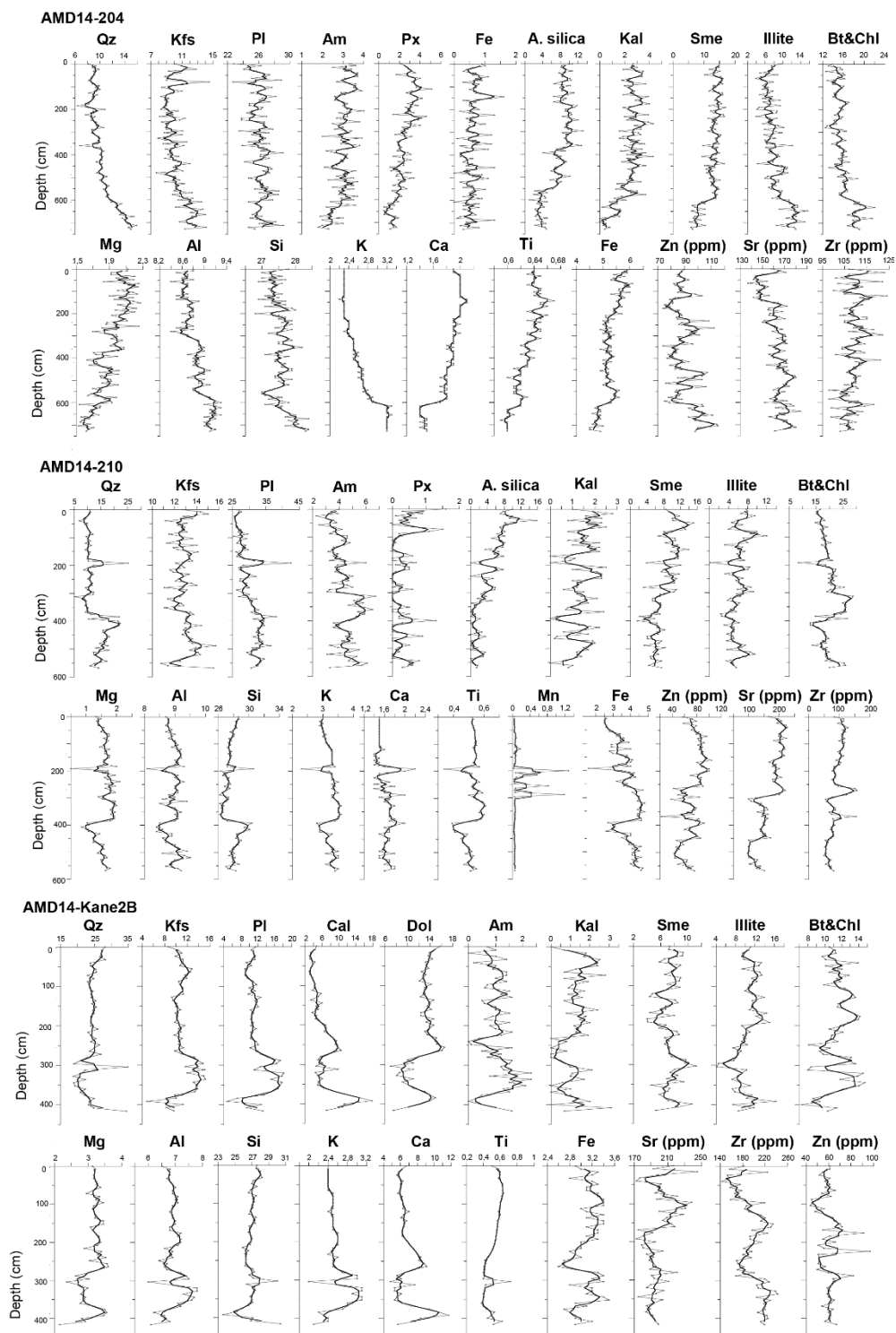


Figure 40. Résultats de DRX et FRX-ED avec moyenne sur trois points en gras noir pour les trois carottes sédimentaires de cette étude : 204, 210 et Kane2B.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AKSU, A. E. 1983. « Holocene and Pleistocene dissolution cycles in deep-sea cores of Baffin Bay and Davis Strait: Palaeoceanographic implications ». *Marine Geology*, 53(4), 331-348.
- AKSU, A. E., PIPER, D.J.W. 1987. « Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay ». *Canadian Journal of Earth Science*, 24, 1833–1846.
- ALLAN, E., DE VERNAL, A., KNUDSEN, M. F., HILLAIRES-MARCEL, C., MOROS, M., RIBEIRO, S., ... & SEIDENKRANTZ, M. S. 2018. « Late Holocene sea surface instabilities in the Disko Bugt area, West Greenland, in phase with $\delta^{18}\text{O}$ oscillations at Camp Century ». *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 33(2), 227-243.
- ALLEY, R.B., ÁGÚSTSDÓTTIR, A.M. 2005. « The 8k event: Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change ». *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149.
- ALLEY, R.B., ANDREWS, J.T., BRIGHAM-GRETTE, J., CLARKE, G.K.C., CUFFEY, K.M., FITZPATRICK, J.J., ... & WHITE, J.W.C. 2010. « History of the Greenland Ice Sheet: paleoclimatic insights ». *Quaternary Science Reviews* 29, 1728–1756.
- ANDREWS, J. T., KIRBY, M. E., AKSU, A., BARBER, D. C., & MEESE, D. 1998. « Late Quaternary detrital carbonate (DC-) layers in Baffin Bay marine sediments (67°–74° N): correlation with Heinrich events in the North Atlantic? ». *Quaternary Science Reviews*, 17(12), 1125-1137.
- ANDREWS, J.T., KIHLE, R., KRISTJANSDOTTIR, G.B., SMITH, L.M., HELGADOTTIR, G., GEIRSDOTTIR, A., JENNINGS, A.E., 2002. « Holocene sediment properties of the East Greenland and Iceland continental shelves bordering Denmark Strait (64-68°N) North Atlantic ». *Sedimentology* 49, 5–24.
- ANDREWS, J. T., & EBERL, D. D. 2011. « Surface (sea floor) and near-surface (box cores) sediment mineralogy in Baffin Bay as a key to sediment provenance and ice sheet variations ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 48(9), 1307-1328.
- ANDREWS, J. T., & EBERL, D. D. 2012. « Determination of sediment provenance by unmixing the mineralogy of source-area sediments: the “SedUnMix” program ». *Marine Geology*, 291, 24-33.

- ANDREWS, J. T., KLEIN, A. J., JENNER, K. A., JENNINGS, A. E., & CAMPBELL, C. 2018. « The variability of Baffin Bay seafloor sediment mineralogy: the identification of discrete glacial sediment sources and application to Late Quaternary downcore analysis ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, (999), 1-20.
- AXFORD, Y., BRINER, J.P., MILLER, G.H., FRANCIS, D.R. 2009. « Paleoecological evidence for abrupt cold reversals during peak Holocene warmth on Baffin Island, Arctic Canada ». *Quaternary Research* 71, 142–149.
- BARBER, D. C., DYKE, A., HILLAIRE-MARCEL, C., JENNINGS, A. E., ANDREWS, J. T., KERWIN, M. W., ... & GAGNON, J. M. 1999. « Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes ». *Nature*, 400(6742), 344.
- BLAAUW, M. 2010. « Methods and code for ‘classical’ age-modelling of radiocarbon sequences ». *Quaternary Geochronology*, 5, 512–518.
- BLAAUW, M., CHRISTEN, J.A. 2011. « Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process ». *Bayesian Analysis* 6, 457-474
- BLOTT, S.J., PYE, K. 2001. « Technical Communication Gradistat: a Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments ». *Earth surface processes and Landforms*, 26(11), 1237-1248.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J., & BONANI, G. 1993. « Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice ». *Nature*, 365(6442), 143.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., PRIORE, P., ... & BONANI, G. 1997. « A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates ». *Science*, 278(5341), 1257-1266.
- BROECKER, W. S., ANDREE, M., WOLFLI, W., OESCHGER, H., BONANI, G., KENNETT, J., & PETEET, D. 1988. « The chronology of the last deglaciation: Implications to the cause of the Younger Dryas event ». *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 3(1), 1-19.
- BRINER, J. P., MCKAY, N. P., AXFORD, Y., BENNIKE, O., BRADLEY, R. S., DE VERNAL, A., ... & JENNINGS, A. 2016. « Holocene climate change in Arctic Canada and Greenland ». *Quaternary Science Reviews*, 147, 340-364.

- CARLSON, A.E., WINSOR, K., ULLMAN, D.J., BROOK, E.J., ROOD, D.H., AXFORD, Y., LEGRANDE, A.N., ANSLOW, F.S., SINCLAIR, G. 2014. « Earliest Holocene south Greenland ice sheet retreat within its late Holocene extent ». *Geophysical Research Letter*, 41, 5514–5521.
- CLARK, P. U., MARSHALL, S. J., CLARKE, G. K., HOSTETLER, S. W., LICCIARDI, J. M., & TELLER, J. T. 2001. « Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation ». *Science*, 293(5528), 283-287.
- COMAS, M., THIÓ-HENESTROSA, S. 2011. « CoDaPack 2.0: a stand-alone multi-platform compositional software ». In: *Egozcue, J.J., Tolosana-Delgado, R., Ortego, M.I. (Eds.), CoDaWork'11: 4th International Workshop on Compositional Data Analysis. Saint Feliu de Guixols, Girona, Spain*
- CROUDACE, I. W., & ROTHWELL, R. G. (Eds.). 2015. « Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences (Vol. 17) ». *Springer*.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., ... & BOND, G. 1993. « Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record ». *Nature*, 364(6434), 218.
- DAY, R., FULLER, M., ET SCHMIDT, V. A. 1977. « Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence ». *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13(4), 260-267.
- DESCHAMPS, C. E., ST-ONGE, G., MONTERO-SERRANO, J. C., & POLYAK, L. 2018. « Chronostratigraphy and spatial distribution of magnetic sediments in the Chukchi and Beaufort seas since the last deglaciation ». *Boreas*, 47(2), 544-564.
- DE VERNAL, A., BILODEAU, G., HILLAIRES-MARCEL, C., & 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., & ROCHON, A. 2011. « Dinocysts as tracers of sea-surface conditions and sea-ice cover in polar and subpolar environments ». In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science* (Vol. 14, No. 1, p. 012007). IOP Publishing.

- DE VERNAL, A., HILLAIRE-MARCEL, C., ROCHON, A., FRECHETTE, B., HENRY, M., SOLIGNAC, S., & BONNET, S. 2013. « Dinocyst-based reconstructions of sea ice cover concentration during the Holocene in the Arctic Ocean, the northern North Atlantic Ocean and its adjacent seas ». *Quaternary Science Reviews*, 79, 111-121.
- DICKSON, B., YASHAYAEV, I., MEINCKE, J., TURRELL, B., DYE, S., & HOLFORT, J. 2002. « Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades ». *Nature*, 416(6883), 832.
- DYKE, A. S., ANDREWS, J. T., CLARK, P. U., ENGLAND, J. H., MILLER, G. H., SHAW, J., & VEILLETTE, J. J. 2002. « The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum ». *Quaternary Science Reviews*, 21(1), 9-31.
- DYKE, A. S. 2004. « An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada ». In: *Developments in Quaternary Sciences*, Vol. 2, pp. 373-424. Elsevier.
- EBERL, D. D. 2003. « User guide to RockJock—A program for determining quantitative mineralogy from X-ray diffraction data ». *USGS Open File Report*, OF 03-78, 40.
- ENGLAND, J. 1999. « Coalescent Greenland and Innuitian ice during the last glacial maximum: revising the Quaternary of the Canadian High Arctic ». *Quaternary Science Reviews*, 18(3), 421-456.
- ENGLAND, J.H., ATKINSON, N., BEDNARSKI, J., DYKE, A. S., HODGSON, D. A., Ó COFAIGH, C. 2006. « The Innuitian Ice Sheet: configuration, dynamics and chronology ». *Quaternary Science Reviews*, 25, 689–703.
- EVITT, W. R. 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. *Amer Assn of Stratigraphic*.
- FAGEL, N. 2007. « Chapter four clay minerals, deep circulation and climate ». *Developments in marine geology*, 1, 139-184.
- FUNDER, S., KJELDSEN, K. K., KJÆR, K. H., & COFAIGH, C. Ó. 2011. The Greenland Ice Sheet during the past 300,000 years: A review. In *Developments in Quaternary Sciences* (Vol. 15, pp. 699-713). Elsevier.

- GEORGIADIS, E., GIRAudeau, J., MARTINEZ, P., LAJEUNESSE, P., ST-ONGE, G., SCHMIDT, S., & MASSÉ, G. 2018. « Deglacial to postglacial history of Nares Strait, Northwest Greenland: a marine perspective from Kane Basin ». *Climate of the Past*, 14(12), 1991-2010.
- GIRAudeau J, GEORGIADIS E, CARON M, et al. under review. « A high-resolution elemental record of post-glacial lithic sedimentation in Upernavik Trough, western Greenland: history of ice-sheet dynamics and ocean circulation changes over the last 9 100 years ». *Paleoceanography and Paleoclimatology*.
- GUIOT, J., & DE VERNAL, A. 2007. « Chapter thirteen transfer functions: methods for quantitative paleoceanography based on microfossils ». *Developments in marine geology*, 1, 523-563.
- HAMMER, Ø., HARPER, D. A. T., & RYAN, P. D. 2001. « PAST-Palaeontological statistics ». www.uv.es/~pardomv/pe/2001_1/past/pastprog/past.pdf, accessed em, 25(07), 2009.
- HILLAIRE-MARCEL, C., DE VERNAL, A., BILODEAU, G., & WEAVER, A. J. 2001. « Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period ». *Nature*, 410(6832), 1073.
- HILLAIRE-MARCEL, C., & DE VERNAL, A. 2008. « Stable isotope clue to episodic sea ice formation in the glacial North Atlantic ». *Earth and Planetary Science Letters*, 268(1-2), 143-150.
- HISCOTT, R. N., AKSU, A. E., & NIELSEN, O. B. 1989. « Provenance and dispersal patterns, Pliocene-Pleistocene section at site 645, Baffin Bay ». In *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* (Vol. 105, pp. 31-52).
- HOLLAND, P., 2010. « Climate change: warm bath for an ice sheet ». *Nature Publications Gr. 3*, 147–148.
- HOWAT, I.M., JOUGHIN, I., FAHNESTOCK, M., SMITH, B.E., SCAMBOS, T.A. 2008. « Synchronous retreat and acceleration of southeast Greenland outlet glaciers 2000–06: ice dynamics and coupling to climate ». *Journal of Glaciology*, 54, 646–660.
- HOWAT, I.M., AHN, Y., JOUGHIN, I., VAN DEN BROEKE, M.R., LENAERTS, J.T.M., SMITH, B. 2011. « Mass balance of Greenland's three largest outlet glaciers, 2000-2010 ». *Geophysical Research Letter*, 38, 1–5.

- JENNINGS, A.E., C. SHELDON, T.M. CRONIN, P. FRANCUS, J. STONER, J. ANDREWS. 2011. « The Holocene history of Nares Strait: Transition from glacial bay to Arctic-Atlantic throughflow ». *Oceanography*, 24(3):26–41,
- JOUGHIN, I., ABDALATI, W., & FAHNESTOCK, M. 2004. « Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbrae glacier ». *Nature*, 432(7017), 608.
- JOUGHIN, I., DAS, S.B., KING, M.A., SMITH, B.E., HOWAT, I.M., MOON, T. 2008. « Seasonal Speedup Along Flank of the Greenland Ice Sheet the Western ». *Science*, 320, 781–783.
- KAUFMAN, D. S., AGER, T. A., ANDERSON, N. J., ANDERSON, P. M., ANDREWS, J. T., BARTLEIN, P. J., ... & DYKE, A. S. 2004. « Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180 W) ». *Quaternary Science Reviews*, 23(5-6), 529-560.
- KAUFMAN, D. S., SCHNEIDER, D. P., MCKAY, N. P., AMMANN, C. M., BRADLEY, R. S., BRIFFA, K. R., ... & LAKES, A. 2009. « Recent warming reverses long-term Arctic cooling ». *Science*, 325(5945), 1236-1239.
- KERWIN, M. W., OVERPECK, J. T., WEBB, R. S., DE VERNAL, A., RIND, D. H., & HEALY, R. J. 1999. « The role of oceanic forcing in mid-Holocene northern hemisphere climatic change ». *Paleoceanography*, 14(2), 200-210.
- LI, G., PIPER, D.J.W., CALVIN CAMPBELL, D. 2011. « The Quaternary Lancaster Sound trough-mouth fan, NW Baffin Bay ». *Journal of Quaternary Science*, 26, 511–522.
- MACLEAN, B., WILLIAMS, G. L., SRIVASTAVA, S. P., & KEEN, M. J. 1990. « Geology of Baffin Bay and Davis Strait ». *Geology of Canada*, 2, 293-348.
- MANN, M. E., ZHANG, Z., RUTHERFORD, S., BRADLEY, R. S., HUGHES, M. K., SHINDELL, D., ... & NI, F. 2009. « Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly ». *Science*, 326(5957), 1256-1260.
- MARLOWE, J. I. 1966. « Mineralogy as an indicator of long-term current fluctuations in Baffin Bay ». *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3(2), 191-201.
- MAYEWSKI, P. A., ROHLING, E. E., STAGER, J. C., KARLÉN, W., MAASCH, K. A., MEEKER, L. D., ... & LEE-THORP, J. 2004. « Holocene climate variability ». *Quaternary research*, 62(3), 243-255.

- MAZAUD, A. 2005. « User - friendly software for vector analysis of the magnetization of long sediment cores ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(12).
- MILLER, G., HUBBERTEN, H. W., & ANDREEV, A. 2001. « Holocene paleoclimate data from the Arctic: testing models of global climate change ». *Quaternary Science Reviews*, 20(12), 1275-1287.
- MILLER, G.H., WOLFE, A.P., BRINER, J.P., SAUER, P.E., NESJE, A. 2005. « Holocene glaciation and climate evolution of Baffin Island, Arctic Canada ». *Quaternary Science Review*, 24, 1703–1721.
- MILLER, G.H., ALLEY, R.B., BRIGHAM-GRETTE, J., FITZPATRICK, J.J., POLYAK, L., SERREZE, M.C., WHITE, J.W.C. 2010. « Arctic amplification: Can the past constrain the future? » *Quaternary Science Review*, 29, 1779–1790.
- MÜNCHOW, A., FALKNER, K. K., & MELLING, H. 2007. « Spatial continuity of measured seawater and tracer fluxes through Nares Strait, a dynamically wide channel bordering the Canadian Archipelago ». *Journal of Marine Research*, 65(6), 759-788.
- NOËL, B., VAN DE BERG, W. J., LHERMITTE, S., WOUTERS, B., SCHAFFER, N., & VAN DEN BROEKE, M. R. 2018. « Six decades of glacial mass loss in the Canadian Arctic Archipelago ». *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*.
- Ó COFAIGH, C., ANDREWS, J. T., JENNINGS, A. E., DOWDESWELL, J. A., HOGAN, K. A., KILFEATHER, A. A., & SHELDON, C. 2013. « Glacimarine lithofacies, provenance and depositional processes on a West Greenland trough-mouth fan ». *Journal of Quaternary Science*, 28(1), 13-26.
- PARNELL, J., BOWDEN, S., ANDREWS, J.T., TAYLOR, C. 2007. « Biomarker determination as a provenance tool for detrital carbonate events (Heinrich events?): Fingerprinting Quaternary glacial sources into Baffin Bay ». *Earth and Planetary Science Letters*, 257, 71–82.
- PUJOL, N. 2014. « Caractérisation des sources terrigènes et de la sédimentation holocène de la Baie de Baffin : observations granulométriques, minéralogiques et isotopiques ». Mémoire Msc. Montréal (Québec, Canada), Université du Québec à Montréal, *Maîtrise en sciences de la Terre*.
- RAHMSTORF, S. 1995. « Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle ». *Nature*, 378(6553), 145.

- RAHMSTORF, S. 2002. « Ocean circulation and climate during the past 120,000 years ». *Nature*, 419(6903), 207.
- RENSSEN, H., MAIRESSE, A., GOOSSE, H., MATHIOT, P., HEIRI, O., ROCHE, D. M., ... & VALDES, P. J. 2015. « Multiple causes of the Younger Dryas cold period ». *Nature Geoscience*, 8(12), 946.
- RIGNOT, E., & KANAGARATNAM, P. 2006. « Changes in the velocity structure of the Greenland Ice Sheet ». *Science*, 311(5763), 986-990.
- RUDDIMAN, W. F. 2001. « Earth's Climate: past and future ». *Macmillan*.
- SADLER, H. E., 1976. « Water, heat, and salt transports through Nares Strait, Ellesmere Island ». *Journal of the Fisheries Board of Canada*, 33(10), 2286-2295.
- SERREZE, M.C., BARRETT, A. P., STROEVE, J.C., KINDIG, D.N., HOLLAND, M.M. 2008. « The emergence of surface-based Arctic amplification ». *Cryosphere Discussion*, 2, 601–622.
- SHARP, M., BURGESS, D. O., COGLEY, J. G., ECCLESTONE, M., LABINE, C., WOLKEN, G. J. 2011. « Extreme melt on Canada's Arctic ice caps in the 21st century ». *Geophysical Research Letter*, 38, L11501
- SHELDON, C., JENNINGS, A., ANDREWS, J. T., COFAIGH, C. Ó., HOGAN, K., DOWDESWELL, J. A., & SEIDENKRANTZ, M. S. 2016. « Ice stream retreat following the LGM and onset of the west Greenland current in Uummannaq Trough, west Greenland ». *Quaternary Science Reviews*, 147, 27-46.
- SIMON, Q., ST-ONGE, G., & HILLAIRES-MARCEL, C. 2012. « Late Quaternary chronostratigraphic framework of deep Baffin Bay glaciomarine sediments from high-resolution paleomagnetic data ». *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(11).
- SIMON, Q., HILLAIRES-MARCEL, C., ST-ONGE, G., ANDREWS, J.T. 2014. « North-eastern Laurentide, western Greenland and southern Inuitian ice stream dynamics during the last glacial cycle ». *Journal of Quaternary Science*, 29, 14–26.
- STONER, J.S., ST-ONGE, G. 2007. « Magnetic Stratigraphy in Paleooceanography: Reversals, Excursions, Paleointensity, and Secular Variation ». *Developments in marine geology*, 1, 99–138.

- ST-ONGE, G., MULDER, T., FRANCUS, P., & LONG, B. 2007. « Chapter two continuous physical properties of cored marine sediments ». *Developments in marine geology*, 1, 63-98.
- STROEVE, J. C. & D. NOTZ. 2018. « Changing state of Arctic sea ice across all seasons ». *Environmental Research Letters*. 103001
- SYVITSKI, J. P. 1991. « Towards an understanding of sediment deposition on glaciated continental shelves ». *Continental Shelf Research*, 11(8-10), 897-937.
- TANG, C.C.L., ROSS, C.K., YAO, T., PETRIE, B., DETRACEY, B.M., DUNLAP, E. 2004. « The circulation, water masses and sea-ice of Baffin Bay ». *Progress in Oceanography*, 63, 183–228.
- TAUXE, L. 1993. « Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice ». *Reviews of geophysics*, 31(3), 319-354.
- WEEKS, R., LAJ, C., ENDIGNOUX, L., FULLER, M., ROBERTS, A.P., MANGANNE, R., BLANCHARD, E., GOREE, W. 1993. « Improvements in long-core measurement techniques: applications in palaeomagnetism and palaeoceanography ». *Geophysical Journal International*, 114(3), 651-662.
- WINSOR, K., CARLSON, A.E., ROOD, D.H., 2014. « ^{10}Be dating of the Narsarsuaq moraine in southernmost Greenland: Evidence for a late-Holocene ice advance exceeding the Little Ice Age maximum ». *Quaternary Science Review*, 98, 135–143.
- WINSOR, K., CARLSON, A.E., CAFFEE, M.W., ROOD, D.H. 2015. « Rapid last-deglacial thinning and retreat of the marine terminating southwestern Greenland ice sheet ». *Earth and Planetary Science Letter*, 426, 1–12.

