

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CARACTÉRISATION DES SOURCES TERRIGÈNES ET DE LA SÉDIMENTATION HOLOCÈNE DE LA  
BAIE DE BAFFIN : OBSERVATIONS GRANULOMÉTRIQUES, MINÉRALOGIQUES ET ISOTOPIQUES

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE LA TERRE

PAR

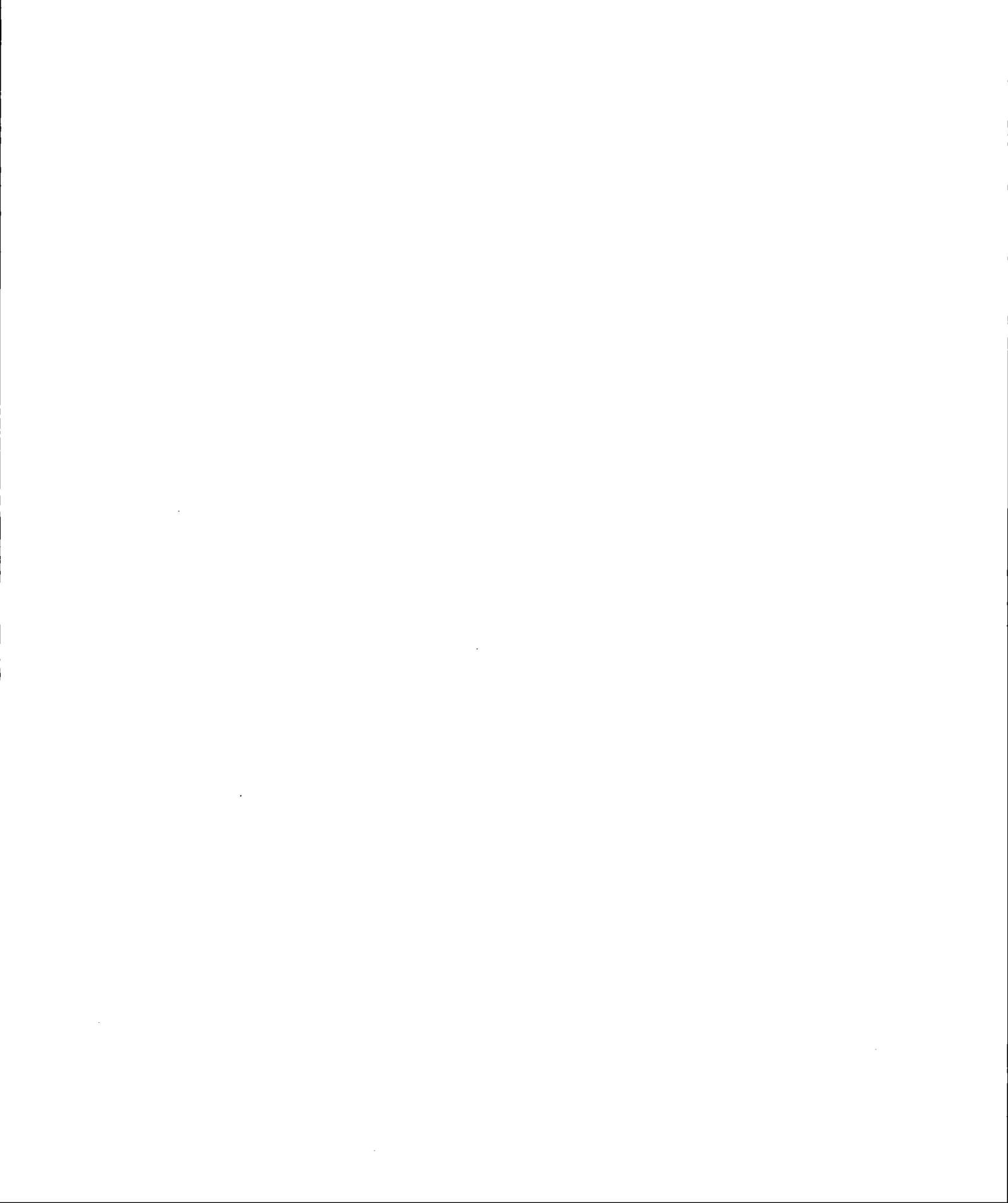
NICOLAS PUJOL

AVRIL 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal 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 Montréal 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.»



## AVANT-PROPOS

Le corps principal de ce mémoire de maîtrise est représenté par le chapitre I. En effet, ce chapitre, écrit en français sous la forme d'un article, sera partiellement retravaillé et traduit en anglais afin d'être potentiellement publié dans une revue scientifique. Cette partie est ainsi entourée d'une introduction et d'une conclusion générale qui suivent les conseils du *Guide de présentation des mémoires et thèse* conforme aux exigences de l'Université du Québec à Montréal.

Ma contribution à ce mémoire, en plus de sa rédaction, couvre la quasi-totalité du protocole analytique. J'ai effectué l'ensemble des prélèvements sédimentaires, soit à l'Université du Québec à Montréal, soit à l'Institut Océanographique de Bedford (Dartmouth, Nouvelle-Ecosse). J'ai également effectué leurs préparations (tamisage et broyage) en vue des traitements chimiques préalables aux différentes analyses isotopiques. Les analyses ont été réalisées par André Poirier à l'Université du Québec à Montréal sur le spectromètre de masse MC-ICP-MS *Nu* Instrument présent au laboratoire du Geotop. J'ai également préparé les échantillons pour des mesures granulométriques et minéralogiques. En ce qui concerne les mesures de taille des particules, elles ont été effectuées au laboratoire UQAR-ISMER avec Claude Belzille (Rimouski, Québec), tandis que les analyses minéralogiques ont été réalisées par Michel Preda au laboratoire des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQAM. J'ai finalement effectué l'ensemble des analyses de  $^{210}\text{Pb}$  pour les échantillons sédimentaires sous la supervision de Bassam Ghaleb. Des analyses géochimiques, telles que les concentrations de Pb et d'autres éléments traces, ont été effectuées par Geoscience Laboratoires (Geo Labs ; Sudbury, Ontario), afin de constituer une banque de donnée isotopique et géochimique complète.

Concernant la construction du mémoire, la partie introduction explique et énumère les objectifs de ce mémoire. De plus, j'y ai inséré des rappels sommaires afin de mieux comprendre le protocole analytique utilisé, et les interprétations obtenues pour cette étude principalement rédigée dans le chapitre I. En ce qui concerne la partie conclusion, elle résume les résultats obtenus pour notre raisonnement, et propose quelques perspectives afin de poursuivre et d'améliorer notre thème de recherche. Finalement, l'ensemble des résultats et des figures obtenus ont été ajoutés dans une partie annexe à la fin de ce mémoire.



## REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements se doivent d'aller à mon directeur de maîtrise : Claude Hillaire-Marcel, et à mon co-directeur : André Poirier. Je vous remercie de m'avoir donné la chance de venir travailler avec vous au Québec, ce qui m'a permis d'apprendre énormément sur les plans scientifique et humain. Merci pour tout, et notamment pour vos précieux conseils. Je souhaite également remercier Guillaume St-Onge et Jean-Carlos Montero-Serrano (UQAR/ISMER, Rimouski) pour leurs avis et leurs conseils lors de la notation de mon mémoire en tant que membre du jury.

Je tiens aussi à remercier différentes personnes m'ayant aidé pour la récupération de mes échantillons et le bon déroulement de mes analyses. Je pense à Kate Jarett (BIO, Dartmouth) et Maryse Henry (Geotop, Université du Québec à Montréal) pour le prélèvement des nombreux échantillons sédimentaires, l'équipe de l'Université du Québec à Rimouski (Guillaume St-Onge, Claude Belzille et Marie-Pier St Onge) pour les analyses granulométriques, Bassam Ghaleb (Geotop, Université du Québec à Montréal) pour son aide avec les analyses de  $^{210}\text{Pb}$  et ces conseils, et Michel Preda (Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal) pour son aide à la compréhension des analyses minéralogiques. Finalement, je souhaite aussi remercier Anne de Vernal qui m'a permis de participer à l'Artic Workshop (2013) et de connaître une petite partie des USA.

Finalement, je tiens aussi à remercier l'ensemble de ma famille pour son soutien. Celle avec qui j'ai partagé cette aventure, pas facile tous les jours mais très enrichissante. Et finalement, toutes les personnes rencontrées lors de ce séjour québécois.

Le Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie (CRSNG-Canada), ainsi que la Fondation Canadienne pour les Sciences du Climat et de l'Atmosphère (FCSCA) et le Ministère du Développement économique, de l'Innovation et de l'Exportation (MDEIE-Québec), sont remerciés pour leurs subventions accordées à Claude Hillaire-Marcel et à Anne de Vernal. Elles ont permis d'assurer le financement personnel et scientifique amenant aux résultats publiés dans ce mémoire.



## TABLE DES MATIÈRES

AVANT-PROPOS.....	iii
REMERCIEMENTS .....	iv
Liste des Figures.....	x
Liste des Tableaux .....	xiv
RÉSUMÉ.....	1
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	3
0.1. Rappels sommaires .....	5
0.1.1. Système isotopique Pb-Pb et géochimie du Plomb .....	5
0.1.2. Géologie des bassins versants adjacents.....	10
0.1.3. Glaciologie, sédimentologie et circulation des masses d'eaux.....	14
0.2. Objectif de la maîtrise.....	20
CHAPITRE I	
ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET ISOTOPIQUE (PB-PB) DES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BAFFIN, CONTRIBUTION DES BASALTES PALÉOCÈNES, CÔTE OUEST DU GROENLAND .....	21
RÉSUMÉ .....	21
I. INTRODUCTION.....	22
II. CARACTÉRISTIQUES RÉGIONALES.....	23
2.1. Géologie environnante.....	23
2.2. Sédimentation et évolution des marges glaciaires .....	24

2.3. Conditions océanographiques.....	25
III. MATÉRIELS ET MÉTHODES .....	26
3.1. Sites de prélèvement et préparation des échantillons .....	26
3.2. Méthodes analytiques .....	27
3.2.1. Détermination des assemblages minéralogiques.....	27
3.2.2. Analyses granulométriques.....	28
3.2.3. Analyses isotopiques de Plomb .....	28
Abondances de $^{210}\text{Pb}$ .....	28
Composition isotopique du Pb .....	29
IV. RÉSULTATS .....	30
Observations granulométriques et minéralogiques.....	30
Observations isotopiques et géochimiques.....	31
Analyse statistique de la banque de donnée .....	32
V. DISCUSSION.....	33
5.1. Propriétés et provenance des sédiments .....	33
5.2. Les signatures isotopiques .....	34
5.2.1. Traçage des sédiments par les isotopes du Plomb .....	34
5.2.2. Identification des sources terrigènes .....	35

5.2.3. Contributions sédimentaires et isotopiques.....	36
5.3. Sédimentologie et activité glaciaire pour la Baie de Baffin .....	38
5.4. Paléocéanographie et signature isotopique de la Baie de Baffin .....	40
VI. CONCLUSION .....	42
VII. RÉFÉRENCES.....	43
CONCLUSION GÉNÉRALE .....	59
APPENDICE A DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GRANULOMÉTRIQUES .....	61
APPENDICE B DONNÉES GÉOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES .....	65
BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE.....	73



## LISTE DES FIGURES

Figures	Page
0.1 : Océanographie de la Baie de Baffin (Tang et al., 2004), et dynamique glaciaire des calottes principales lors du dernier maximum glaciaire (Dyke, 2004 ; Funder et al., 2011 ; Simon et al., 2013).....	4
0.2 : Familles radioactives $^{238}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$ et $^{235}\text{U}$ avec la représentation des nombreuses étapes intermédiaires et le comportement géochimique des éléments concernés (modifié d'après schème LSCE).....	6
0.3 : Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'évolution isotopique de Pb pour la Terre comme définis par Stacey et Kramers (1975). Représentation des isochrones ( $t = 4$ Ga, 3 Ga, 2 Ga et 1 Ga) et des différentes courbes d'évolution selon les abondances initiales ( $\mu = 7, 8, 9$ et 10).....	8
0.4 : Carte géologique de l'île de Baffin, de la partie NE de l'archipel Nord Canadien et de la côte ouest du Groenland. CB = Batholites de Cumberland, PG = Groupe Piling, Nag = Nagssugtoqidian, Pr = groupe Prøven, Th = formation de Thule et B = l'île de Bylot. Illustration modifiée d'après Wodicka et al (2002).....	11
0.5 : Suite réactionnelle de Bowen (Pierre-André Bourgue et Université de Laval).....	13
0.6 : Carte bathymétrique actuelle de la Baie de Baffin avec illustration de la circulation des masses d'eau et des exportations sédimentaires des principaux systèmes glaciaires (i.e. courants de glace ou glaciers selon De Angelis et Kleman, 2007 ; Weidick et Bennike, 2007 ; Kelly et Lowell, 2009 ; Ó Cofaigh et al., 2013).....	15
0.7 : Processus de sédimentation glaciogénique à la sortie d'un courant de glace. Illustration dérivée de la figure d'Ó Cofaigh et al (2013).....	17
0.8 : Diagramme de Hjulström: réponse des particules sédimentaire selon la vitesse du courant et de leur taille. Dans notre étude, nous analysons les fractions fines ( $<0.106$ mm). .....	18
1.1 : Carte bathymétrique et géologique de la Baie de Baffin, et localisation des échantillons étudiés. Les carottes boîtes et les vibrocores échantillonnés sont représentés respectivement par des carrés et des losanges rouges. Principaux	

courants illustrés par des flèches bleues : WGC (courant ouest groenlandais) et BIC (courant de l'île de Baffin). Les flèches blanches symbolisent les principaux courants de glace de la région.....	53
1.2 : Résultats granulométriques et minéralogiques des sédiments glaciogéniques étudiés. Seuls les échantillons de fond sont illustrés ici. Les distributions statistiques des tailles de grain sont représentées par des diagrammes en boîte.....	54
1.3 : Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) des sédiments glaciogéniques (20-45 cm). (A) les deux tendances et les sources potentielles isotopiques peuvent être distinguées. (B) valeurs obtenues peu dispersées en comparaison de $D_1$ . Nos valeurs sont regroupées selon leur localisation ; B: marge de Baffin ; $D_1$ et $D_2$ : chenal et baie de Disko ; $N_1$ et $N_2$ : polynie Nord et $L_s$ : détroit de Lancaster.....	55
1.4 : Les axes PC1 et PC2 expliquent respectivement 41,21% et 24,85% de la variance totale. Cercle de corrélation de l'analyse statistique et représentation des échantillons sédimentaire étudiés. Cette analyse de distinguer nos échantillons selon le mode de sédimentation (PC1) et la nature des particules (PC2).....	56
1.5 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des compositions isotopiques des sédiments par rapport à des sources terrigènes potentielles. Nos données isotopiques sont comparées à celles de roches crustales précambriennes et basaltiques paléocènes, mais également celles de sédiments du bassin profond et des marges adjacentes (von Blackenburg et Nägler., 2001; Farmer et al., 2003). .....	57
1.6 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ représentant les tendances isotopiques obtenues pour la Baie de Baffin et celles en mer du Labrador (H-2, Gwiazda et al., 1996). .....	58
A.1 : Projection des échantillons étudiés (gauche) et cercle des corrélations (gauche) selon les axes PC1 (horizontal) et PC2 (vertical).L'axe PC1 est corrélé aux variations granulométriques, tandis que l'axe PC2 représente les différences minéralogiques. Notre banque de données est étudiée grâce aux variations de granulométrie, et surtout celles des plagioclases, pyroxène et dolomite. Nous distinguons les individus localisés côté groenlandais (bleus) du côté ouest et nord-ouest de la baie (rouge).....	61

A.2 : Comparaison des contributions des familles minéralogiques des échantillons de surface et de profondeur de la Baie de Baffin. ....	62
A.3 : Contributions des familles minéralogiques observées dans l'ensemble de la baie (n=30). Quartz et feldspaths sont les plus représentés au sein des échantillons. ....	62
A.4 : Figures des distributions statistiques des tailles des grains pour l'ensemble des prélèvements. Représentation des médianes, ainsi que des valeurs maximales et minimales. ....	63
B.1 : Projection des échantillons étudiés (gauche) et cercle des corrélations (gauche) selon les axes PC1 (horizontal) et PC2 (vertical). Les contributions géochimiques ont été choisies afin de diviser les données selon des contributions «mafique» vs «felsique» (Grunsky et al., 2013). Nous distinguons une bonne différence entre les données venant de la baie de Disko et celles de l'ouest et du nord-ouest de la baie de Baffin. ....	66
B.2 : Carte des concentrations en Pb (ppm) pour les sédiments en surface (A) et en profondeur (B).....	67
B.3 : Rapports isotopiques de Pb en surface (A) et en profondeur (B) .....	68



## LISTE DES TABLEAUX

Tableaux	Page
1.1 : Localisation et caractérisation des carottes boîtes et vibrocores utilisés dans cette étude.....	49
1.2 : Caractérisation granulométriques et minéralogiques des échantillons sédimentaires.....	50
1.3 : Composition isotopique des sédiments glaciogéniques (* $2\sigma = 10\%$ ) et activité de $^{210}\text{Pb}$ (* $2\sigma = 20\%$ ).....	51
1.4 : Résultats de l'analyse de composante principale pour l'ensemble des données obtenues. Coordonnées des variables et des individus.....	52
A.1 : Analyse de composante principale et coefficients de corrélation. ....	61
B.1 : Localisation et description des prélèvements sédimentaires utilisés pour les analyses et les interprétations de notre étude, ainsi que les prélèvements complémentaires. ....	65
B.2 : Analyse de composante principale et coefficients de corrélation.....	66
B.3 : Compilation des données géochimiques pour les échantillons sédimentaires.....	69



## RÉSUMÉ

Notre étude est focalisée sur la calotte groenlandaise, l'une des sources d'eau douce et de glace pour la Baie de Baffin et pour la région Nord Atlantique via la mer du Labrador. Cette dernière est considérée comme une zone de formation de masse d'eau pour la circulation thermohaline profonde. Par conséquent, une augmentation de l'exportation d'eau douce vers cette zone, à travers la Baie de Baffin, aura des effets sur le compartiment océanique, et sur le système climatique. De plus, la Baie de Baffin est une région intéressante en ce qui concerne les accumulations sédimentaires provenant de l'érosion des calottes Laurentidienne, Innuitienne et Groenlandaise, et notamment au cours de la dernière glaciation. Nous nous intéressons aux sources terrigènes environnantes et notamment à leur contribution pour les zones de dépôt sédimentaire de la baie. En effet, les sédiments des plateaux continentaux reflètent les caractéristiques des régions-sources continentales. Dans notre étude, nous utilisons, en plus d'observation minéralogique, des données isotopiques plomb-plomb (Pb-Pb). Elles nous permettent de relier le matériel sédimentaire étudié aux sources terrigènes influentes.

Les compositions isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des sédiments glaciogéniques, et de source potentielles, ont permis de mettre en évidence deux tendances isotopiques impliquant trois sources terrigènes majeures. La première source est la région centrale de la côte ouest groenlandaise, composées de séries basaltiques paléocènes. Les deux autres sources sont définies comme étant des roches felsiques des périodes Paléoprotérozoïque (1.7–1.9 Ga) et Archéenne (> 2.5Ga). Les compositions isotopiques sédimentaires pour la Baie de Baffin résultent d'un mélange entre ces sources paléoprotérozoïques et paléocènes. Ceci est vrai, à l'exception des sédiments des zones de Disko qui reflètent une contribution archéenne. Nos résultats sont comparés avec d'autres compositions isotopiques pour des dépôts profonds obtenues par lors d'études antérieures, et valident nos observations. Nos données isotopiques pour le Pb suggèrent les basaltes paléocènes des fjords de Disko et d'Uummannaq comme la source terrigène majeure et influente pour l'ensemble des dépôts de la baie. Les conditions océanographiques sont à prendre en compte dans la distribution des particules sédimentaires.

La méthode Pb-Pb, appliquée en plus d'observation minéralogique, a permis de caractériser les sources terrigènes majeures. En accord avec d'autres études minéralogiques, nous avons défini un axe E-O des exportations sédimentaires en plus des apports carbonatés NO. Ces sources carbonatées doivent être étudiées par d'autres analyses isotopiques (e.g. Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Nd...), au même titre que de potentielles sources terrigènes felsiques protérozoïques. Ces analyses confirmeraient les observations et permettraient de caractériser les exportations sédimentaires selon d'autres critères isotopiques, toujours dans le but de caractériser les sources terrigènes et leurs contributions au cours des temps géologiques, en corrélation avec la dynamique des calottes glaciaires.

**Mots clés :** Pb-Pb, géochimie, isotopie, granulométrie, minéralogie, Baie de Baffin, Fjords de Disko et d'Uummannaq, calotte Laurentidienne et Groenlandaise.



## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Notre climat se définit comme un état moyen de l'atmosphère, sur une période donnée, selon des variables telles que la température, les précipitations ou encore l'humidité de l'air (Deconinck, 2006). Ces paramètres présentent des variations interannuelles et décennales, notables à l'échelle humaine, résultant de modifications plus ou moins durables des compartiments terrestres (hydrosphère, cryosphère, biosphère et atmosphère), mais spécialement de leurs interactions (Ruddiman, 2001). Pour mieux comprendre les variations passées et futures du climat terrestre, il est primordial d'étudier ces compartiments, ainsi que leurs interactions et leurs fluctuations, sur de longues périodes de temps. Les activités humaines des derniers siècles ont affecté directement l'ensemble des compartiments terrestres, en plus des variations naturelles. Ces variations naturelles ne peuvent qu'être définies et reconstituées qu'en l'absence des influences de l'Homme. L'étude d'enregistrement paléoclimatique est donc une méthode indispensable pour définir les variations du système climatique, et les interactions entre les composants de ce système.

À partir d'observations sédimentaires, nous nous intéressons aux interactions entre la cryosphère et l'hydrosphère. En effet, il a été démontré que les calottes polaires jouent un rôle important sur le climat, principalement par les décharges d'eau de fonte et de glace au niveau de zone de formation d'eaux profondes (Rahmstorf, 2006). L'observation des variations des marges glaciaires actuelles, comme le Groenland ou l'Antarctique, passe donc par l'étude d'enregistrements sédimentaires profonds prélevés au sein des bassins sédimentaires adjacents. En effet, les séries sédimentaires accumulées au niveau de ces bassins profonds, ou au niveau des marges continentales, résultent de l'érosion mécanique intense des sources continentales. Les caractéristiques (i.e. minéralogique, granulométrique, isotopique, magnétique ...) de ces sources sont exportées au sein des dépôts sédimentaires permettant leur traçage après caractérisation des mélanges.

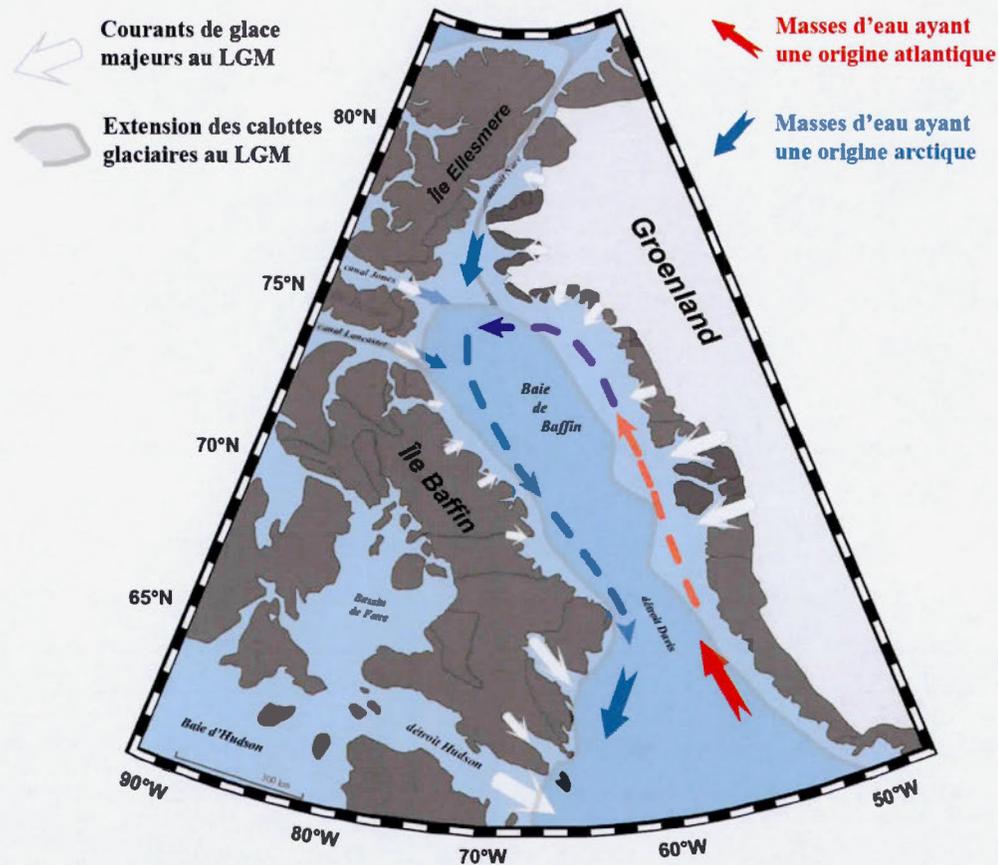


Figure 0.1 : Océanographie de la Baie de Baffin (Tang et al., 2004), et dynamique glaciaire des calottes principales lors du dernier maximum glaciaire (Dyke, 2004 ; Funder et al., 2011 ; Simon et al., 2013).

La Baie de Baffin est bassin sédimentaire profond ayant reçu les produits d'érosion des marges glaciaires Groenlandaises, Laurentidienne et Innuitienne (Aksu et Piper, 1987 ; Andrews et al., 1998 ; Li et al., 2011 ; Ó Cofaigh et al., 2013 ; Simon et al., 2013, 2014). Cependant, notre étude se focalise sur les sédiments des marges continentales environnantes (Figure 0.1 et 0.6), recevant le matériel sédimentaire à la suite du retrait des marges glaciaires (Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013). La Baie de Baffin est aussi considérée comme une source importante d'eau de fonte et de glaces pour la région Nord Atlantique, et plus particulièrement pour la région de formation des eaux profondes en Mer du Labrador (Figure 0.1). Nos analyses ont été effectuées sur des sédiments des marges continentales car, en plus d'être reliés aux exportations des marges glaciaires, ils sont considérés comme des

sources secondaires pour les dépôts profonds (e.g. glissements et courants gravitaires). Nous définissons donc les caractéristiques granulométriques, minéralogiques et isotopiques des sédiments des marges continentales afin de les comparer avec les données des régions continentales environnantes déjà étudiées. Elles seront également comparées avec d'autres données obtenues pour le matériel sédimentaire du bassin central. Les données granulométriques sont utilisées pour définir le mode de transport, ainsi que caractériser la fraction analysée ; tandis que les données minéralogiques et isotopiques sont utiles pour définir la nature du sédiment étudié, et par conséquent leurs sources potentielles.

### **0.1. Rappels sommaires**

Les sections suivantes constituent un rappel sur les aspects importants et utiles à la compréhension du chapitre I. En effet, toutes les informations et les interprétations dévoilées dans le chapitre I découlent des informations rassemblées dans cette section.

#### **0.1.1. Système isotopique Pb-Pb et géochimie du Plomb**

En géologie marine, les isotopes radiogéniques sont utilisés comme des traceurs géochimiques afin d'étudier la provenance des particules sédimentaires (Gwiazda et al., 1996 ; Hemming et al., 2000 ; Farmer et al., 2003), le transport par les glaces (Darby et al., 2003 ; Rashid et al., 2012 ; Maccali et al., 2013), l'érosion des continents (Crocket et al., 2012) ou l'étude des masses d'eaux (Carignan et al., 2008 ; Maccali et al., 2012). Dans notre cas, le système isotopique Pb-Pb est utilisé pour définir la provenance des particules sédimentaires.

Le système isotopique Pb-Pb est un sous-système du système isotopique U-Th-Pb. En effet, le système Pb-Pb est défini par l'observation de quatre isotopes stables :  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ , et  $^{208}\text{Pb}$ , dont les trois derniers résultent respectivement des désintégrations radioactives des isotopes  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$  (Figure 0.2). Les nombreuses étapes intermédiaires de ces chaînes ne sont pas considérées en comparaison avec les périodes radioactives des isotopes concernés ( $T_{1/2}$  de  $^{238}\text{U}$  = 4.47 Ga ;  $T_{1/2}$  de  $^{235}\text{U}$  = 0.704 Ga et  $T_{1/2}$  de  $^{232}\text{Th}$  = 14 Ga ; Dickin, 1995). Dans ce système isotopique, les abondances relatives des trois isotopes radiogéniques sont usuellement exprimées par rapport à celle du  $^{204}\text{Pb}$ , l'un des isotopes non-



primaires de la Terre à  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9.307$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10.294$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29.476$ . Ces compositions ont évolué suivant les lois de désintégration radioactive (équations [1], [2] et [3]). Ces équations définissent donc l'évolution des rapports isotopiques dans les différents diagrammes utilisés (i.e.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , Figure 0.3 ; ou  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ). Ainsi, l'évolution des courbes dépend du temps, mais aussi de deux variables :  $\mu$  et  $\kappa$  ( $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  et  $\kappa = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ). Selon Stacey et Kramers (1975), l'évolution du système Terre a commencé avec  $\mu$  proche de 7.2, pour finalement rester proche de 9.7 après la formation de la croûte terrestre à 3.7 Ga (courbe S-K, Figure 0.3).

$$[1] \quad \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{actuel}} = \left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t} - 1)$$

$$[2] \quad \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{actuel}} = \left( \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda' t} - 1)$$

$$[3] \quad \left( \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{actuel}} = \left( \frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{initial}} + \frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda'' t} - 1)$$

Où les  $\lambda$ ,  $\lambda'$  et  $\lambda''$  sont respectivement les constantes de désintégration des isotopes  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  et  $^{232}\text{Th}$  ( $\lambda = 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ;  $\lambda' = 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$  et  $\lambda'' = 0.49475 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ; Gariépy et Dupré, 1991).

Ce changement, pour les valeurs  $\mu$  et  $\kappa$ , est expliqué par le comportement des éléments U et Pb. En effet, le Pb étant chalcophile, il est plus présent au sein du manteau contrairement à l'U ou au Th plus abondant au sein de la croûte terrestre de par leur comportement lithophile. Cette différence, par les affinités chimiques, a ainsi transformé les rapports isotopiques définissant les valeurs  $\mu$  et  $\kappa$ , et donc l'évolution des deux réservoirs impacté (i.e. croûte et manteau terrestre).

À partir de cette observation, nous percevons bien l'importance des abondances des éléments chimiques du système U-Th-Pb. En effet, tout changement modifiant ces abondances (i.e. évènements de fusion partielle ou de métamorphisme) affecte les rapports isotopiques et leur évolution au cours du temps (i.e. désintégration radioactive ; différence entre les courbes  $\mu = 7, 8, 9$  et  $10$ , Figure 0.3). Ainsi, en mettant en avant la variable temps, nous pouvons définir des isochrones (e.g.  $t = 4 \text{ Ga}, 3 \text{ Ga}, 2 \text{ Ga}$  et  $1 \text{ Ga}$ ; Figure 0.3), où les

évolutions ont un même temps mais des compositions isotopiques différentes. Ainsi, à partir de : (1) l'abondance chimique et des rapports isotopiques initiaux, (2) du temps (i.e. désintégration radioactive) et d'éventuel changement isotopique (i.e. évènements de différenciation) mis en avant par les courbes d'évolution isotopique, nous pouvons définir différent réservoir. En effet, il y a autant de réservoir identifiable qu'il y a eu d'évènements métamorphiques sur Terre au cours de son histoire.

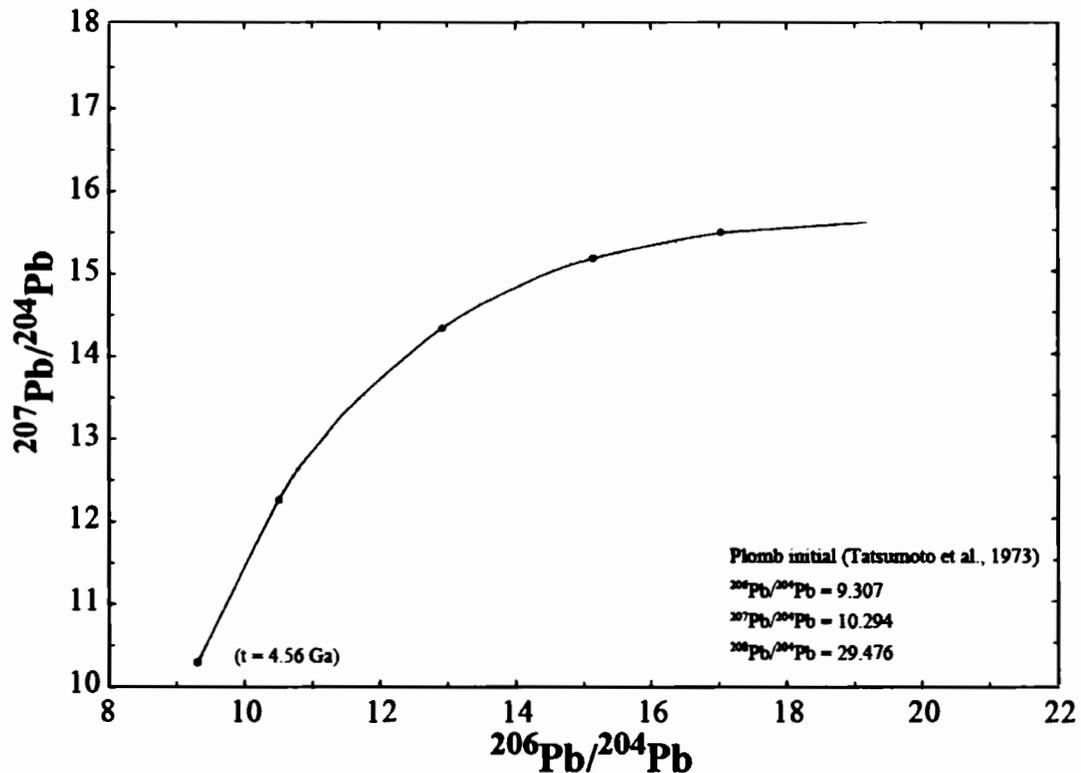


Figure 0.3 : Diagramme  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de l'évolution isotopique de Pb pour la Terre comme définis par Stacey et Kramers (1975). Représentation des isochrones ( $t = 4$  Ga, 3 Ga, 2 Ga et 1 Ga) et des différentes courbes d'évolution selon les abondances initiales ( $\mu = 7, 8, 9$  et 10).

Le traçage isotopique des sources terrigènes repose donc sur la mesure des rapports isotopiques des sédiments, mais aussi sur les caractéristiques isotopiques des roches sources (lithologie, histoire géologique, âge, valeurs  $\mu$  ou  $\kappa$ ). Généralement, les roches granitiques sont enrichies en U, Th et Pb, mais leur composition isotopique en Pb dépend des conditions de fusion et de la composition de la région affectée. Lors d'un évènement métamorphique,

une différenciation se déroule lors de la recristallisation des minéraux. U et Th se retrouvent préférentiellement dans les phases solides de haute température telles que le zircon et la monazite, tandis que le Pb est plus présent dans des minéraux comme les feldspaths. En ce qui concerne l'altération chimique en surface, U et Th se différencient, car malgré leur similarité ionique ( $U^{4+} = 0.100 \text{ nm}$ ,  $Z = 90$  ;  $Th^{4+} = 0.105 \text{ nm}$ ,  $Z = 92$ ), le premier constitue des ions uranyles  $UO_2^{+2}$  très solubles alors que le second est très peu soluble. Le Pb a tendance, lui, à se complexer avec la matière organique et à s'adsorber sur les particules sédimentaires (Gariépy et Dupré, 1991).

L'avantage du traçage isotopique est que les processus récents, pouvant modifier les concentrations (altération, dissolution, diagenèse ou processus biologiques), n'ont pas d'effet mesurable sur les compositions isotopiques. De plus, dans les régions de hautes latitudes comme la Baie de Baffin, les processus chimiques sont moins intenses que les processus mécaniques d'érosion (i.e. gel/dégel, abrasion par les glaces...). Par conséquent, les compositions isotopiques obtenues pour le matériel sédimentaire sont donc directement héritées de celles des sources terrigènes.

Néanmoins, il existe certaines limites à la méthode du traçage isotopique. En effet, afin de discriminer deux réservoirs géologiques, la différence isotopique entre les deux doit être significative. Ceci signifierait donc que leurs évolutions ont été différentes (i.e. intensité ou source du métamorphisme différents, rapports élémentaires U/Pb et U/Th ...), ou qu'ils présentaient des rapports élémentaires et isotopiques initiaux différents. Or, deux réservoirs bien distincts (i.e. lithologie, histoire géologique, âge...) peuvent-ils avoir une composition isotopique similaire, malgré une évolution et des rapports initiaux différents ? Millot et al (2004) ont étudié les sédiments des fleuves importants de la planète, dans le but de définir une moyenne des compositions isotopiques de la croûte continentale. Ainsi, ces sédiments proviennent de l'érosion de diverses provinces géologiques, ayant des roches et des minéraux présentant des compositions isotopiques également diverses. Or, les compositions isotopiques des échantillons ( $n=44$ ) sont peu écartées de la composition isotopique moyenne de la croûte continentale supérieure ( $^{206}Pb/^{204}Pb = 19.07$  et  $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.74$ ). Ceci est également montré par Farmer et al (2003), où différentes compositions isotopiques sont comparées pour tracer les sources des sédiments nord atlantiques, et ils démontrent que deux provinces

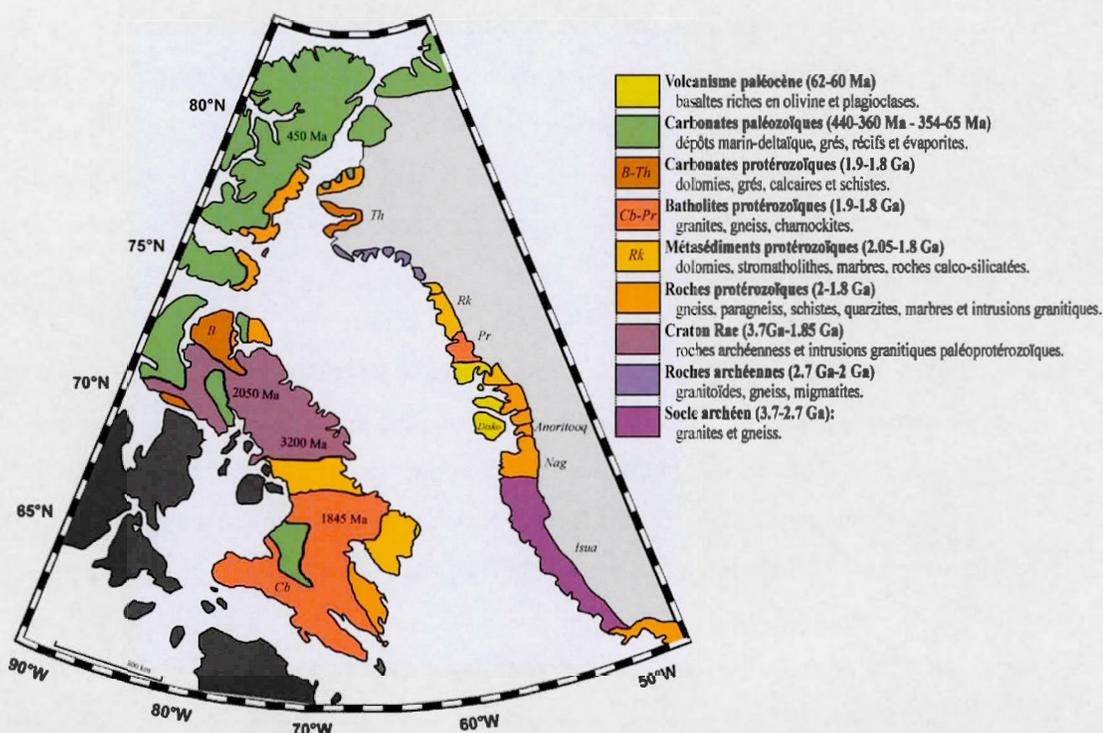
géographiquement éloignées peuvent avoir des domaines isotopiques (i.e. moyenne et écart-type) qui se chevauchent. Ils caractérisent donc différentes régions, ayant une histoire et une évolution différente mais ont en commun une origine commune : la croûte continentale. LA différenciation est seulement possible s'il y a donc une différenciation importante due à des évènements métamorphiques. Dans notre cas, l'histoire géologique de la Baie de Baffin se retraçant sur des milliards d'années, nombreux évènements géologiques permettront de différencier nos sources terrigènes.

Une seconde limite est l'influence humaine. En effet, les Hommes ont appris à exploiter les gisements de plomb ; et plus particulièrement depuis l'ère industrielle et les additions de composés de Pb aux carburants automobiles (Sturges et Barrie, 1987 ; Bollhöfer et Rosman, 2001 ; Poirier, 2005). Actuellement, les abondances de Pb, au même titre que celles de ces isotopes, sont directement affectées par cette pollution. Cependant, ce plomb additif provient de gisements ayant des compositions isotopiques distinctes, et peuvent donc être caractérisées et tracées (Sturges et Barrie, 1987). Dans notre cas, les valeurs isotopiques des sédiments de surface sont contaminées par ces apports atmosphériques, et seules les mesures en profondeur sont utilisables pour caractériser et tracer les sources terrigènes.

### **0.1.2. Géologie des bassins versants adjacents**

La Baie de Baffin est entourée de masses continentales constituées en grande majorité par des roches archéennes et paléoproterozoïques (Figure 0.4). L'ensemble des formations géologiques archéennes définissent le craton Laurentia (Whitmeyer et Karlstrom, 2007), qui résulte du rassemblement de cratons archéens (Rae, Hearne, Slave, Supérieur, Nain et Supérieur) lors de l'orogénèse Trans-hudsonienne (1.9 - 1.8 Ga). Les plus anciennes roches retrouvées dans la région sont localisées au sein du craton Nain (SO du Groenland : Isua, Figure 0.4), mais aussi au nord de l'île de Baffin avec la province Rae (>2.5 Ga : Jackson et Barnes, 2000 ; Wodicka et al., 2002 ; Nutman et al., 2008) qui se retrouvent de l'autre côté, sur la côte groenlandaise au niveau de la baie de Melville. Généralement, ces roches sont de type felsique avec des formations de granite, diorite, gneiss plus ou moins retravaillés par des intrusions paléoproterozoïques. Ces roches sont définies par les abondances des minéraux de quartz, des feldspaths et avec une contribution plus faible des pyroxènes (Figure 0.5). Ces roches affleurent dans d'autres régions (Gneiss d'Anoritoq, région de Disko : Kalsbeek et

Taylor, 1999). Lors de l'orogénèse Trans-hudsonienne, des unités archéennes ont donc été retravaillées par des événements thermo-tectoniques (collision, subduction, remontées magmatiques...).



**Figure 0.4 :** Carte géologique de l'île de Baffin, de la partie NE de l'archipel Nord Canadien et de la côte ouest du Groenland. CB = Batholites de Cumberland, PG = Groupe Piling, Nag = Nagssugtoqidian, Pr = groupe Prøven, Th = formation de Thule et B = l'île de Bylot. Illustration modifiée d'après Wodicka et al (2002).

L'une des sutures de cette orogénèse est la ceinture Nagssugtoqidian (Nag ; Figure 0.4). Cette dernière est le résultat de la collision entre le craton Nain et une partie de Rae (1850-1750Ma : Whitehouse et al., 1998). Leur lithologie est assez proche des roches archéennes présentées précédemment, néanmoins elles ont été affectées par un métamorphisme de basses pressions et de hautes températures (faciès granulite et amphibolite). Ces unités sont généralement définies par des abondances des minéraux d'amphiboles et de feldspaths plagioclases (Na- et Ca- : type albite - anorthite) avec une contribution faible de quartz (Figure 0.5). Lors d'événements de collision et de subduction

d'un craton, des roches mantelliques intrusives peuvent se mettre en place. L'un de ces évènements paléoprotérozoïques est la mise en place du complexe Cumberland-Prøven (1865-1845Ma). Les batholites de Cumberland sont massivement retrouvées (221 000 km<sup>2</sup>, Whalen et al., 2010) au sud de l'île de Baffin (CB ; Figure 0.4). Ces roches plutoniques se retrouvent aussi du côté du Groenland avec le complexe igné Prøven (Thrane et al., 2005), au nord de Disko, non loin de la ceinture méta-sédimentaire de Rinkian (Figure 0.4). En effet, lors de la phase de collision et de subduction, ces roches intrusives ont affecté les dépôts sédimentaires carbonatés d'une marge passive. La côte ouest groenlandaise est également définie par des affleurements de flysch carbonatés déposés durant cette période. Ces formations, définissant le groupe Karrat, ont été métamorphosées par ces remontées magmatiques (flyschs composés de grès et de schistes, Kalsbeek et al., 1998). De plus, ce groupe est corrélé avec d'autres formations méta-sédimentaires retrouvées sur l'île de Baffin (Whalen et al., 2010 ; Groupe Piling) constituant la ceinture de Foxe (Figure 0.4; Wodicka et al., 2002). D'autres formations sédimentaires protérozoïques sont retrouvées plus au nord, au niveau des régions de Bylot (île de Baffin) et de Thule (Groenland), qui correspondent aussi à des dépôts carbonatés liés à d'anciens dépôts de plateforme.

La majorité des formations continentales de la région s'est formée à l'Archéen et a pu être influencée par l'orogénèse Trans-Hudsonienne et des intrusions paléoprotérozoïques. Cependant, des formations plus récentes datant du Paléozoïque sont observées au nord du Groenland et au niveau des îles de l'archipel nord canadien (île de Baffin, de Devon et d'Ellesmere : Figure 0.4). Cette couverture paléozoïque est composée en grande majorité de roches sédimentaires carbonatées datant du Cambrien-Dévonien (Patchett et al., 1999) et du Carbonifère-Crétacé (Patchett et al., 2004). Des faciès carbonatés similaires sont aussi retrouvés sur la partie nord et ouest de l'île de Baffin avec des formations datant de la période Crétacé-Éocène (Figure 0.4).

Les formations les plus récentes observées dans la région sont des séries basaltiques retrouvées au niveau de la région de Disko et d'Uummanaq (Figure 0.4). Ces roches, datées entre 62-60 Ma, présentent des faciès basaltiques subdivisés en six membres et représentant l'évolution des phases volcaniques (Larsen et Pedersen, 2009). La première phase, la formation Vaigat, est symbolisée par d'important volume de picrite (plagioclase, pyroxène et

olivine ; Figure 0.5). La seconde, la formation Maligât, est définie par des épanchements basaltiques reliés à un volcanisme de type tholéiitique (basalte saturé en silice, contenant beaucoup d'olivine; Larsen et Pedersen, 2009). Cette forte activité volcanique est corrélée avec la province ignée nord-atlantique, qui s'étend sur 3000 km de l'île de Baffin au nord de l'Écosse. Une similarité est observée entre les épanchements basaltiques des côtes ouest et est du Groenland, de l'Islande et des îles Féroé (Larsen et Pedersen, 2009). Cette activité volcanique intense est expliquée par la présence d'une plume mantellique (~62 Ma) influant sur l'activité et l'ouverture de la dorsale médio-atlantique. D'un point de vue isotopique, et plus particulièrement pour les compositions en Pb, les basaltes paléocènes de Disko sont légèrement moins radiogéniques que ceux d'Islande (Larsen et Pedersen, 2009). Néanmoins, ils correspondent tous les deux à des signatures proches de celles des MORB (Mid Ocean Ridge Basalt ou basaltes de dorsale).

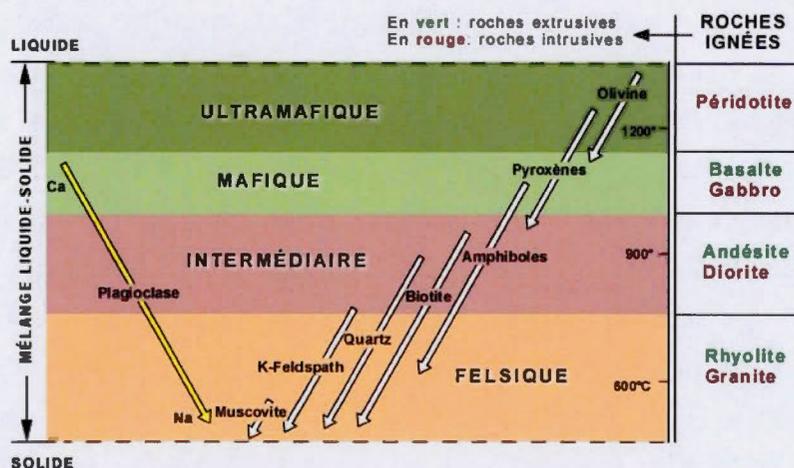


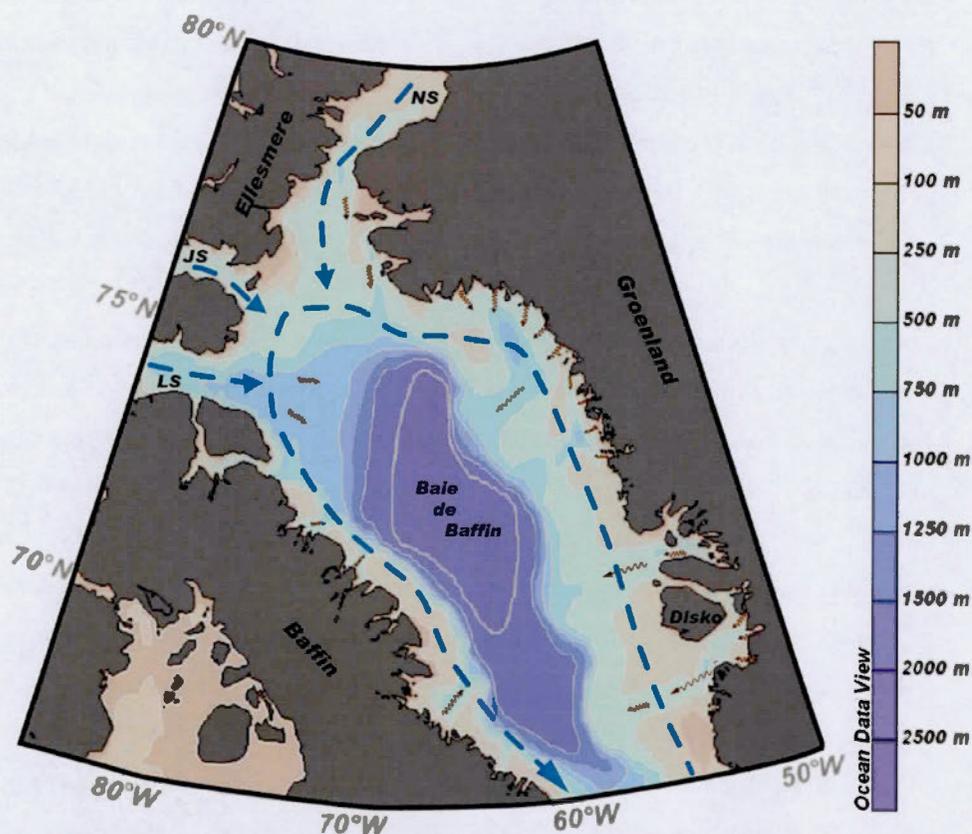
Figure 0.5 : Suite réactionnelle de Bowen (Pierre-André Bourgue et Université de Laval).

L'ensemble de ces régions géologiques peut être caractérisé par leurs compositions isotopiques, mais aussi par leur minéralogie se retrouvant au sein du matériel sédimentaire. Les caractéristiques isotopiques sont acquises lors du refroidissement des magmas, et donc lors de la cristallisation des minéraux (série de Bowen, Figure 0.5). Il y a donc une relation entre la composition minéralogique et la composition isotopique en Pb des roches magmatiques. Généralement, les roches mafiques (i.e. roches riches en Mg et Fe comme les gabbros et les basaltes) sont riches en feldspaths plagioclases (Na- et Ca- feldspaths) et

pyroxènes (Figure 0.5). Contrairement aux roches felsiques qui sont composées des derniers minéraux à se former tels que le quartz, la muscovite (i.e. micas riches en Al et K), et les feldspaths potassiques (K-feldspaths). De plus, à cause de son comportement géochimique lors de la cristallisation ou d'évènement de fusion partielle (i.e. métamorphisme), le Pb est plus abondant au sein de minéraux comme les feldspaths (Gariépy et Dupré, 1991 ; Gwiazda et al., 1996). Les compositions minéralogiques observées dans nos échantillons sédimentaires sont donc le reflet de la nature des roches adjacentes, au même titre que leur composition isotopique. Ces informations complémentaires permettront de définir la provenance des particules sédimentaires.

### **0.1.3. Glaciologie, sédimentologie et circulation des masses d'eaux**

Nos observations ont été effectuées sur des fractions sédimentaires fines (i.e. fractions silteuses et argileuses). Les silts et les argiles déposés sur les marges continentales proviennent de l'érosion de masses proches, et ces matériaux fins sont transportés en suspension vers l'océan par les rivières. Dans notre cas, les systèmes fluviaux sont peu nombreux, et l'exportation sédimentaire est grandement assurée par l'activité glaciaire (Fagel et al., 2002 ; Desloges et al., 2002 ; Ó Cofaigh et al., 2012). Cette dernière est donc considérée comme notre agent principal d'érosion, de transport et d'exportation vers le large. À la suite de leur érosion et de leur transport par abrasion mécanique, les particules sont amenées au sein de fjord ou directement vers l'océan (e.g. baie de Melville, Figure 6). À la sortie des courants glaciaires se déroule donc des processus de sédimentation glaciogénique (e.g. courants de débris, turbidites, Figure 0.7). Au niveau des marges glaciaires, grâce au contact de la glace avec l'eau, les conditions climatiques et surtout océanographiques affectent leur stabilité, et influent sur la production d'eaux de fonte, de fragment de glace et d'exportation sédimentaire. Plus les systèmes glaciaires sont déstabilisés, plus ils exportent vers l'océan et donc, par effet de tension, plus les courants de glace avancent et érodent le socle continental. Ceci est aussi à l'inverse s'il y a trop d'accumulation de glace en amont de ces systèmes glaciaires.

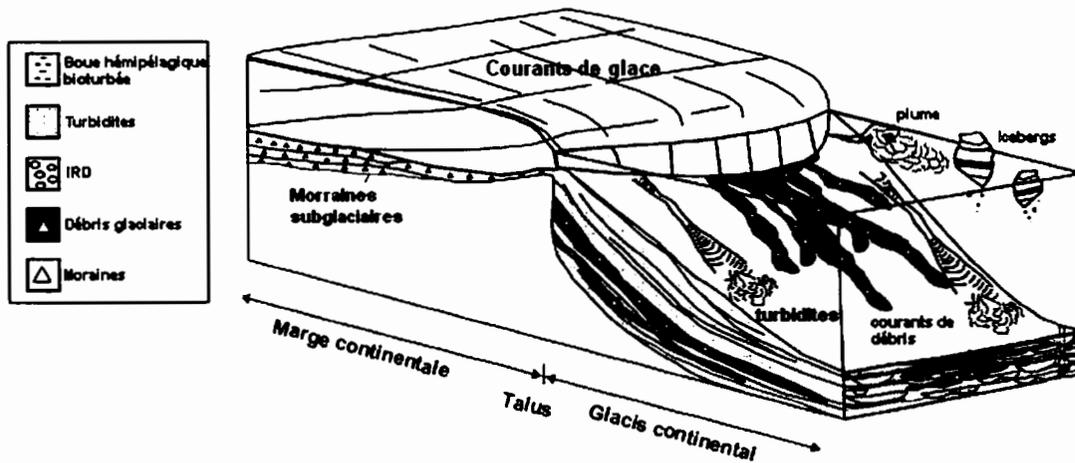


**Figure 0.6 :** Carte bathymétrique actuelle de la Baie de Baffin avec illustration de la circulation des masses d'eau et des exportations sédimentaires des principaux systèmes glaciaires (i.e. courants de glace ou glaciers selon De Angelis et Kleman, 2007 ; Weidick et Bennike, 2007 ; Kelly et Lowell, 2009 ; Ó Cofaigh et al., 2013).

L'exportation sédimentaire est donc corrélée avec la production d'eaux douces et de glaces, lors de la fonte des courants de glace ou des glaciers (Figure 0.6 et 0.7). Actuellement, la partie centrale de la côte est du Groenland est considérée comme une source importante d'eaux douces et de glaces (Weidick et Bennike, 2007 ; Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013 ; Simon et al., 2014). En effet, depuis la déglaciation et le retrait des calottes Laurentidienne et Inuitienne (Dyke, 2004), l'inlandsis groenlandais est le seul système glaciaire majeur de la région. Il reste bien des reliquats des anciennes calottes glaciaires, tels que les systèmes de Barnes et de Penny sur l'île de Baffin ou les systèmes d'Agassiz et de Devon. Cependant, même en considérant les systèmes glaciaires indépendants (Kelly et

Lowell, 2009), les productions et les exportations sont largement localisées au niveau des systèmes de Disko et d'Uummannaq (Weidick et Bennike, 2007 ; Ó Cofaigh et al., 2013). Il a été démontré, à partir d'un enregistrement sédimentaire recouvrant 115 ka, que la majorité des faciès étudiés proviennent de la région central de la côte est du Groenland, et notamment celle d'Uummannaq (HU2008-029-016PC, Simon et al., 2014). En effet, ces régions sont alimentées par d'importants courants de glace tels que le Jakobshavn Isbrae (35-50 km<sup>3</sup> d'icebergs/ans ; 5-7 km/ans d'avancement), le Store Gletscher (14-18 km<sup>3</sup>/ans ; 4.2-4.9 km/ans) et le Rink Isbrae (11-17 km<sup>3</sup>/ans ; 3.7-4.5 km/ans). La production d'icebergs pour cette partie de l'inlandsis est estimée à 100-120 km<sup>3</sup>/ans, ce qui correspond à une production d'eaux douces autour de 180-200 km<sup>3</sup>/an (Bigg, 1999). À cause des exportations importantes vers la Baie de Baffin (Tang et al., 2004 ; Weidick et Bennike, 2007 ; Bamber et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013 ; Simon et al., 2014), la côte centrale ouest du Groenland est l'une des sources importantes pour nos séries sédimentaires.

L'une des caractéristiques bathymétriques de la baie est la présence de chenaux traversant les plateaux continentaux (Figure 0.6). Ces chenaux résultent de la dynamique d'érosion qu'a connue la région au cours du dernier cycle glaciaire, et notamment lors du maximum glaciaire avec une extension au-dessus du plateau continental (Dyke, 2004 ; Li et al., 2011 ; Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013 ; Simon et al., 2014). Lors de cette période, les calottes présentes étaient plus étendues et dynamiques qu'actuellement et formaient alors une ceinture de glace continue sur l'ensemble du périmètre côtier de la baie. Cette caractéristique bathymétrique met donc en avant les systèmes glaciaires important de la Baie de Baffin, et ainsi les zones d'exportation sédimentaire intéressante pour notre étude. Grâce à cette caractéristique bathymétrique pour les régions de Disko et d'Uummannaq, récemment étudiées (Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013), démontrent l'importance de ces régions pour la Baie de Baffin, et son matériel sédimentaire. De plus, comme démontré par Li et al (2011), la région du détroit de Lancaster est aussi intéressante de par sa contribution dans les apports bilan sédimentaires lors du LGM (De Angelis et Kleman, 2007). Ceci met en avant la région NO de la baie, avec les apports d'eau et de glace d'origine arctique (détroit de Lancaster, de Jones et de Smith ; Figure 0.6).



**Figure 0.7 : Processus de sédimentation glaciogénique à la sortie d'un courant de glace. Illustration dérivée de la figure d'Ó Cofaigh et al (2013).**

Lors de l'avancée maximale des calottes glaciaires, les processus d'exportations sédimentaires observés au niveau de ces marges (Figure 0.7) ont délivré de large quantité de sédiment (Li et al., 2011 ; Hogan et al., 2012; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013). Aujourd'hui, avec le retrait des systèmes glaciaires, ces chenaux sont des zones de dépôts éloignées, moins alimentés (i.e. dépôts hémipélagiques ; Hogan et al., 2012, Ó Cofaigh et al., 2013), mais toujours utilisé pour l'exportation vers le bassin central. Elle s'effectue via les courants gravitaires et un transport par les glaces (Darby, 2003 ; Kuijpers et al., 2007).

La Baie de Baffin est donc un bassin océanique étroit (690 000 km<sup>2</sup>) où se mélangent des eaux atlantiques et arctiques. En effet, elle est seulement connectée avec la région Nord Atlantique par le détroit de Davis où, de part et d'autre, sont localisés les flux entrants et sortants (Tang et al., 2004). Le courant entrant est situé au niveau des côtes groenlandaises avec le courant chaud ouest groenlandais (WGC : 0.97 Sv, 2-4°C, 34-35 ; Tang et al., 2004). Le courant sortant, plus froid (3.54 Sv, -1-1°C, 32-33; Tang et al., 2004), se situe de l'autre côté le long de l'île de Baffin. Ce courant résulte du mélange entre les apports arctiques (1.1 Sv, 0.2 Sv et 0.9 Sv pour les détroits de Lancaster, Jones et Smith, respectivement) et atlantiques au niveau de la région NO de la baie (Figure 0.6). Ce courant est aussi alimenté par les eaux douces de la fonte des systèmes glaciaires adjacents. La circulation des masses d'eaux est donc antihoraire (Figure 0.1 et 0.6) et se localisent principalement en surface (100-

200 m), le long des plateaux continentaux (Tang et al., 2004). Les vitesses sont comprises entre 0 et  $17 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ , dont 62% principalement entre  $2\text{-}7 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ . Cependant, l'intensité des courants de augmentent en été et en automne, contrairement aux périodes hivernales et printanières (Tang et al., 2004). Une variabilité saisonnière est aussi observée pour les courants profonds. Malgré une tendance à la diminution des intensités en fonction de la profondeur, des régions présentent des courants plus intenses en profondeur (e.g. détroit de Jones, Smith et Lancaster ; plateau continental est du Groenland ; Tang et al., 2004). En ce qui concerne le bassin central de la baie (1250-2500 m), les courants ont des vitesses inférieurs à  $3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  (Tang et al., 2004). Elles sont dues aux faibles échanges profonds entre la baie et la mer du Labrador, à cause du haut fond qu'est le détroit de Davis (650 m). Cette particularité fait le bassin central ne reçoit que les exportations sédimentaires des marges continentales adjacentes.

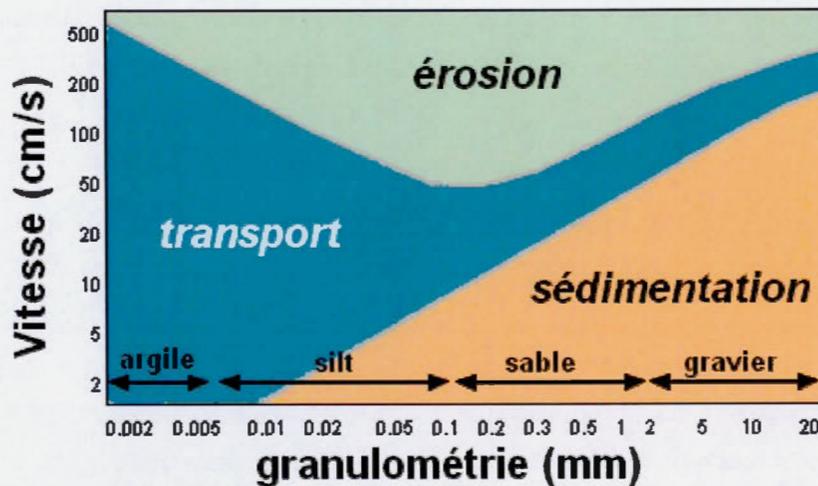


Figure 0.8 : Diagramme de Hjulström: réponse des particules sédimentaire selon la vitesse du courant et de leur taille. Dans notre étude, nous analysons les fractions fines (<0.106 mm).

Le dernier point à aborder est la relation entre les marges glaciaires et les conditions océanographiques. En effet, la température ou la salinité des masses d'eau proche des marges glaciaires entraînent une dégradation des ces dernières. Au printemps et en été, les marges glaciaires sont déstabilisées par les changements des conditions climatiques et océaniques, et exportent davantage les particules sédimentaires vers l'océan. Au début de ces changements,

la glace de mer présentes se fissure et libèrent le passage au iceberg formés lors du vèlage. Les nombreuses fragments de glace formés ont piégées des particules sédimentaire, et les transportent sur de longues distances (Darby et al., 2003 ; Farmer et al., 2003 ; Ó Cofaigh et al., 2013 ; Figure 0.7). Lors de la fonte de ces fragments les particules sont libérées et sont soumises aux courants présents qui peuvent les déplacer sur de longues distances dépendamment de leur intensité, de leur turbulence et de la taille des grains (Figure 0.8), et aussi de la profondeur d'eau (loi de Stokes). Farmer et al., (2003), grâce à d'autres études glaciologiques, propose que les produits d'érosion déposés sur les pentes continentales représentent la géologie des bassins versants proches dans un rayon de 50-100 km. De plus, ces courants ont une influence sur la direction des blocs de glace produits, au même titre que celles des glaces de mer. Cette dernière est une caractéristique océanographique importante de la baie, puisqu'elle recouvre entièrement la baie au moins 10 mois par ans (Tang et al., 2004). Ces commentaires sont également possibles pour les particules remobilisées lors des déstabilisations gravitaires (Figure 0.7). Cependant, nos zones de dépôts sont assez éloignées des marges glaciaires, et ces processus sont moins importants au large que le transport et la sédimentation des particules par les glaces (Hogan et al., 2012 ; Li et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013)

La production de glace et d'eau de fonte, l'exportation sédimentaire et les conditions océanographiques sont des variables à prendre en compte pour caractériser la distribution des particules sédimentaires. Il est important de les considérées dans notre interprétation car ils rentrent en compte dans le transport des particules sédimentaires, et par conséquent la répartition des caractéristiques minéralogiques et isotopiques au sein de la Baie de Baffin.

## **0.2. Objectif de la maîtrise**

Notre principal objectif est de développer une banque de donnée isotopique des compositions de Pb à partir de sédiments fins ( $< 106 \mu\text{m}$ ) et pré-anthropogéniques (20-50 cm de profondeur) déposés au niveau des plateaux continentaux de la Baie de Baffin.

La principale utilisation de cette banque de données est de caractériser les sources terrigènes alimentant les séries sédimentaires grâce aux données isotopiques obtenues. Ces sédiments fins dérivent des régions-sources continentales environnantes, et héritent des caractéristiques minéralogique et isotopique. En comparant les données isotopiques de Pb avec celles des roches continentales caractérisant les régions-sources, nous pourrions définir les contributions sédimentaires majeures de la baie, qui fluctuent selon l'activité glaciaire.

Finalement, ces observations sur des sédiments récents seront utiles pour caractériser l'origine des dépôts d'enregistrement plus anciens recouvrant une plus longue période de temps (e.g. ODP 645 leg 105, HU2008-029-016PC). Ainsi, comme les sources continentales n'ont pas changé depuis le début du Cénozoïque, seul les variations de contribution de ces sources, corrélées à la dynamique glaciaire, expliquent les différents faciès sédimentaires observés. Ceci permettra donc de produire une reconstitution des contributions des sources terrigènes sur de longue période temporelle comme le dernier cycle glaciaire. Mais aussi de proposer une reconstitution de la dynamique glaciaire des calottes Laurentienne, Innuïtienne et Groenlandaises.

## CHAPITRE I

### ÉTUDE MINÉRALOGIQUE ET ISOTOPIQUE (Pb-Pb) DES SÉDIMENTS RÉCENTS DE LA BAIE DE BAFFIN; CONTRIBUTION DES BASALTES PALÉOCÈNES, CÔTE OUEST DU GROENLAND.

#### RÉSUMÉ

La Baie de Baffin est une zone d'étude intéressante pour comprendre et reconstruire la dynamique glaciaire actuelle et passée. Durant le dernier maximum glaciaire, la baie a été entourée par trois calottes glaciaires, alimentant les plateaux continentaux d'importantes quantités de matériel sédimentaire. Ces dépôts sédimentaires reflètent les caractéristiques minéralogiques et isotopiques des formations géologiques des bassins versants environnants. Afin d'étudier les contributions sédimentaires actuels, une banque de données isotopiques a été constituée à partir des compositions isotopiques en Pb des sédiments glaciogéniques fins (<106 µm). Les rapports  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  obtenus ont permis de définir deux tendances isotopiques représentant des mélanges entre trois sources terrigènes majeures. Comparées à d'autres données isotopiques de formation géologique, nous suggérons que les basaltes paléocènes, localisés au sein des fjords de Disko et d'Uummannaq, sont une source isotopique majeure et influente pour toutes les séries sédimentaires de la Baie de Baffin. Nous avons pu observer une distinction entre les compositions isotopiques de la baie et celles de la région de Disko, expliquée par une contribution archéenne en plus des basaltes paléocènes. Contrairement à la signature de la Baie de Baffin qui résulte d'un mélange entre les contributions de formation géologique paléoprotérozoïques et des formations basaltiques paléocènes. Actuellement, cette signature isotopique régionale est corrélée à la dynamique de la calotte groenlandaise, mais des observations pour des séries sédimentaires profondes sont aussi liées à des contributions de la calotte Laurentidienne. Les conditions océanographiques sont à prendre en compte dans la distribution des particules sédimentaires et l'étendue des contributions isotopiques au sein de la Baie de Baffin, mais aussi dans leur exportation vers la mer du Labrador.

## I. INTRODUCTION

L'un des enjeux scientifiques actuels est de comprendre comment vont répondre les calottes polaires, et le niveau moyen des océans, aux conditions de réchauffement climatique global. Notre système climatique est contrôlé par des forçages extérieurs (i.e. astronomiques et solaires) mais aussi internes tels que la circulation thermohaline. Cette circulation profonde provient du plongement de masses d'eau non loin des calottes polaires, notamment en ce qui concerne l'Atlantique Nord, au niveau des mers de Labrador et de Norvège (Rahmstorf, 2006). Il a été démontré que ce plongement, résultant de changement de densité des eaux de surface, était affecté par les fluctuations des apports d'eau de fonte des calottes polaires et, pouvait expliquer des variations climatiques passés (McManus et al., 2004 ; Bamber et al., 2012). Afin d'estimer la dynamique futur des calottes glaciaires en réponse au changement climatique, nous devons reconstituer les dynamiques glaciaires passées, notamment au sein d'échelle temporelle importante recoupant d'éventuels analogues climatiques (Caseldine et al., 2010).

La Baie de Baffin est une zone d'étude unique qui permet d'examiner la dynamique actuelle et passée des calottes Groenlandaise (GIS), Laurentidienne (LIS) et Innuïtienne (IIS) à partir d'enregistrements sédimentaires profonds (Aksu et Piper, 1987 ; Andrews et al., 1998 ; Simon et al., 2012, 2014). En effet, ce bassin océanique est une zone de dépôt important du matériel sédimentaire provenant de l'érosion des masses continentales adjacentes, et corrélé avec l'activité glaciaire présente à ces latitudes. Les caractéristiques granulométriques, minéralogiques et magnétiques de ces faciès sédimentaires profonds ont été étudié afin de définir leur provenance, notamment au cours du dernier cycle glaciaire (Aksu et Piper, 1987 ; Andrews et al., 1998 ; Simon et al., 2012, 2014). Ces caractéristiques héritées des roches continentales, au même titre que les compositions isotopiques, se retrouvent également au niveau des plateaux continentaux (50-100 km; Farmer et al., 2003).

Le but principal de cet article est de compléter les connaissances actuelles par des mesures isotopiques, toujours dans le but de caractériser les sources terrigènes majeures actuelles et passées. Les mesures isotopiques de faciès sédimentaires ont permis le traçage des sources terrigènes de plusieurs régions, telles que l'Atlantique Nord (Gwiazda et al., 1996 ; Farmer et al., 2003 ; Downing et Hemming, 2012), la mer du Labrador (Fagel et al., 2002)

ou l'océan Arctique (Carignan et al., 2008 ; Maccali et al., 2012, 2013). En conséquence, nous utilisons ici des données isotopiques de Pb, en plus des observations minéralogiques, pour identifier les sources influentes de la baie. Nos objectifs sont donc : (1) produire une base de donnée isotopique et minéralogique, (2) utiliser nos observations pour qualifier la sédimentologie et la dynamique glaciaire actuelle, (3) compléter les observations profondes par des données isotopiques afin d'améliorer les reconstitutions des dynamiques glaciaires passées.

## II. CARACTÉRISTIQUES RÉGIONALES

### 2.1. Géologie environnante

Les compositions isotopiques des roches continentales sont fortement liées à leur histoire géologique (i.e. formation crustale ou équilibration lors d'évènement métamorphique). La majorité des roches adjacentes à la Baie de Baffin sont felsiques et datées des périodes Archéennes et Protérozoïques (Figure 1.1 : 3.8–1.82 Ga, Jackson et Barnes, 2000 ; Wodicka et al., 2002). Les roches archéennes sont retrouvées de part et d'autre de la baie, et sont représentées par des granitoïdes des cratons Nain et Rae (Jackson et Barnes, 2000 ; Nutman et al., 2008 ; Wodicka et al., 2002). Cependant, durant la période Paléoproterozoïque, les granitoïdes archéens ont été retravaillés par des évènements métamorphiques, notamment corrélés à l'orogénèse Trans-Hudsonienne. L'un de ces résultats est la collision des cratons archéens définissant la région de la ceinture Nagssugtoqidian (Figure 1.1, Whitehouse et al., 1998). Cette période a aussi permis la mise en place de roches plutoniques telles que les roches des complexes Cumberland et Prøven datés à 1865-1845 Ma (Thrane et al., 2005 ; Whalen et al., 2010). Proches de ces régions, des affleurements carbonatés de cette période sont retrouvés. En effet, ces intrusions magmatiques ont pris place dans des dépôts carbonatés, aujourd'hui observés par des roches méta-sédimentaires (Kalsbeek et al., 1998) de la côte groenlandaise ou celles de la région de la partie centrale de l'île de Baffin. Ces formations définissent les ceintures de Rinkian et de Foxe à travers la baie et l'île de Baffin (Kalsbeek et al., 1998 ; Wodicka et al., 2002). D'autres faciès carbonatés de la période sont aussi retrouvés au niveau des régions de Bylot et de Thule (Figure 1.1). De plus, des formations carbonatées affleurent également dans la région nord du Groenland, des îles Ellesmere et Devon ainsi que la partie ouest de l'île de

Baffin (Figure 1.1). Cependant, ces terrains sont datés des périodes Cambrien-Dévonien et Carbonifère-Crétacé (Patchett et al., 1999 ; Patchett et al., 2004). Finalement, les roches les plus récentes sont retrouvées au niveau des régions de Disko et d'Uummannaq sur la côte ouest groenlandaise. Cette région a été affecté par un volcanisme intense il y a 62-60 Ma, concomitant avec l'ouverture du détroit de Davis et de la région Nord Atlantique. Ces roches volcaniques sont ainsi liées aux roches de la province ignée nord atlantique et d'autres formations basaltiques exposées sur la côte est groenlandaise, l'Islande et les îles Féroé (Larsen et Pedersen, 2009).

## 2.2. Sédimentation et évolution des marges glaciaires

La Baie de Baffin est un bassin océanique étroit qui se caractérise par un bassin central profond (2000-2500 m) entouré par d'importants plateaux continentaux (Figure 1.1). Le plateau continentale au niveau de l'île de Baffin est large de 25-50 km, tandis que celle du Groenland est ~250 km. La morphologie de la baie est aussi définie par le détroit de Davis (650 m) qui limite les échanges profonds entre la baie et la région Nord Atlantique via la mer du Labrador. L'une des caractéristiques notables de la morphologie de la baie est que les plateaux continentaux sont traversés par d'importants chenaux, s'étendant des côtes jusqu'aux talus continentaux (Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012). Ces particularités bathymétriques (Figure 1.1) sont résultent de l'érosion basale intense des principaux courants de glace lors des périodes glaciaires (« crag et tails » ou drumlins ; Hogan et al., 2012 , Ó Cofaigh et al., 2012). Durant le dernier maximum glaciaire, les trois calottes majeures de la région constituaient une ceinture de glace continue autour de la baie et s'étendait au-dessus des plateaux continentaux (Dyke, 2004 ; Funder et al., 2011 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013). La déglaciation a commencé dès 15-16k ans BP, et les chenaux majeurs connectant la baie à l'océan Arctique ont été déglacés à partir de 8.5-8.0k ans BP (Dyke, 2004 ; Funder et al., 2011, Simon et al., 2014). Actuellement, les marges continentales sont des zones de dépôts dominées par des apports hémipélagiques glaciaires, incluant des débris glaciaires (IRD ou Ice Rafted Debris en anglais). Les changements climatiques ont influé sur la dynamique glaciaire de la région (Dyke, 2004 ; Funder et al., 2011 ; Weidick et Bennike, 2007), impactant les flux sédimentaires et les taux de sédimentation, mais sont très variable selon le système d'exportation étudié (Desloges et al., 2002 ; Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al.,

2012). Cependant, le taux de sédimentation a été estimé à 50-140 cm/ka pour la région de la marge NO au niveau du polynie nord (Hamel et al., 2002).

### 2.3. Conditions océanographiques

La circulation est antihoraire au sein de la baie et est principalement localisée en surface le long des marges continentales (Tang et al., 2004). La circulation est représentée par des masses d'eaux entrantes relativement chaudes (courant ouest groenlandais, WGC :  $2 < \theta < 4^{\circ}\text{C}$ ,  $34 < S < 35$  et  $\sim 0.97 \text{ Sv}$  ; Tang et al., 2004) et par des masses d'eaux sortantes plus froides (courant de l'île de Baffin, BIC :  $-1 < \theta < 1^{\circ}\text{C}$ ,  $32 < S < 33$  et  $\sim 3.54 \text{ Sv}$  ; Tang et al., 2004) qui résulte du mélange entre les eaux arctiques (déroit de Lancaster, Jones et Smith ; respectivement 1.1 Sv, 0.2 Sv et 0.9 Sv ; Tang et al., 2004) et les eaux de fontes des systèmes glaciaires (GIS et les glaciers indépendants : Kelly et Lowell, 2009). Les vitesses des masses d'eau au sein de la baie sont comprises entre  $0-17 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  avec 60% inclus entre  $2-7 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  (Tang et al., 2004). Cependant, les courants sont soumis à des variabilités saisonnières, avec des courants plus intenses durant les saisons d'été et d'automne (Tang et al., 2004). L'une des caractéristiques océanographiques de la baie est une couverture de glace importante la recouvrant une grande partie de l'année, à l'exception des mois d'août et septembre (Tang et al., 2004). Cette couverture de glace est affectée par les eaux entrantes plus chaudes du WGC. Selon les conditions de température du courant, une zone libre le long de la côte groenlandaise se forme. La côte est groenlandaise est connue pour être une région productrice d'icebergs, formés lors du vêlage des courants de glace des régions de Disko et d'Uummannaq (Tang et al., 2004 ; Weidick et Bennike, 2007). Le taux de production d'icebergs pour la région a été estimé entre  $100-120 \text{ km}^3/\text{an}$ , incluant une production d'au moins 10% de tous les icebergs du Groenland (Bigg, 1999 ; Weidick et Bennike, 2007) ce qui implique une production d'eaux de fonte proche de  $400-460 \text{ km}^3/\text{an}$  (période moyenne de 1961-1990: Bamber et al., 2012). Il n'y a pas d'informations précises sur les charges sédimentaires transportées, cependant des traces de leur passage peuvent être observées sur les fonds marins accompagné par une remobilisation des dépôts sédimentaires (Desloges et al., 2002 ; Kuijpers et al., 2007).

### III. MATÉRIELS ET MÉTHODES

#### 3.1. Sites de prélèvement et préparation des échantillons

Dans notre étude, nous avons analysé les sédiments fins ( $<106 \mu\text{m}$ ) contenus dans des carottes boîtes ou des vibrocores obtenues sur les plateaux continentaux de la Baie de Baffin. Afin d'établir une banque de données sédimentaires, nous avons sélectionné plusieurs prélèvements à différents endroits de la baie. Les premières carottes analysées ont été prélevées durant les missions HU2008029 et JR175 (Campbell et de Vernal, 2009 ; Ó Cofaigh et Party, 2009). Onze sites de prélèvement ont été sélectionnés (Figure 1.1 et Tableau 1.1) et ont permis d'étudier les régions de Disko, du détroit de Lancaster et de la marge NW au niveau du polynie Nord. Une seconde série d'échantillons a été sélectionnée dans le but d'augmenter la couverture spatiale autour du bassin central. Nous avons sélectionné cinq autres sites localisés sur les marges de l'île de Baffin et du Groenland (Figure 1.1 et Tableau 1.1). L'ensemble de ces prélèvements ont été sous-échantillonnés au Dépôt de la Commission Géologique du Canada (Institut de Bedford, Dartmouth, Nouvelle-Écosse). D'autres échantillons sédimentaires de surface (bennes) ont été sélectionnés pour les observations granulométriques et minéralogiques.

La première région étudiée est celle de Disko avec des échantillons directement prélevés au sein de la baie de Disko ( $D_2$  : JR.02/JR.03/JR.04) et d'autres au niveau du chenal d'exportation ( $D_1$  : JR.01/JR.05 ; Weidick et Bennike, 2007 ; Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012). Nous avons aussi étudié deux régions au niveau du talus NO entre le détroit de Lancaster ( $L_s$  : Ech.47) et le polynie nord ( $N_1$  : Ech.19/Ech.36/Ech.24 and  $N_2$  : Ech.28/Ech.32). Ces régions sont soumises aux apports arctiques et aux apports des systèmes glaciaires adjacents, incluant le Harald Moltke Bræ (Weidick et Bennike, 2007 ; Kelly et Lowell, 2009). Finalement, nous avons étudié le plateau continental de Baffin avec l'Ech.14 issu du chenal à la sortie du fjord Gibbs (Jackson et Barnes, 2000 ; De Angelis et Kleman, 2007).

Chaque prélèvement sédimentaire a été sous-échantillonné et pesé pour obtenir approximativement 5 g de matériel sédimentaire à 2 cm (surface) et à 20-45 cm (profondeur). Concernant les analyses isotopiques en Pb, plusieurs études ont démontré qu'une partie du plomb déposée en surface provenait d'apports anthropogéniques, identifiables par des

signatures isotopiques distinctes (Simonetti et al., 1999 ; Bollhöfer et Rosman, 2000). Nous assumons donc que nos échantillons en surface sont contaminés, et que seuls les échantillons en profondeur représentent les apports naturels des sources terrigènes adjacentes. L'ensemble de nos échantillons a donc été préparé pour les mesures de granulométrie et de minéralogie en plus des analyses isotopiques. Ils ont d'abord été tamisés à travers une maille en nylon (106  $\mu\text{m}$ ) avec de l'eau Milli-Q, et 1 ml a été prélevé pour les mesures granulométriques, avant d'être séché à 40°C. Dans cette étude, nous nous sommes concentré sur la taille de grain inférieur à 106  $\mu\text{m}$ , car ils comprennent la fraction des grains <63  $\mu\text{m}$  bon représentant des sédiments produits par l'érosion glaciaire et, une bonne moyenne des compositions isotopique des roches continentales proches (Farmer et al., 2003). La fraction 63-106  $\mu\text{m}$  est représentative des débris transportés par les glaces. Les résidus ont ensuite été broyés à la main à l'aide d'un mortier et d'un pilon en agate favorisant la libération des éléments pièges et donc l'optimisation des analyses isotopiques.

### **3.2. Méthodes analytiques**

#### **3.2.1. Détermination des assemblages minéralogiques**

Les échantillons tamisés (<106  $\mu\text{m}$ ), séchés et broyés ont été compactés sur une lame circulaire via la technique back-side. La fine poudre homogène obtenue a permis d'optimiser l'identification des principaux assemblages minéralogiques. Les assemblages ont été identifiés par la méthode de diffraction rayon-X en utilisant un diffractomètre Siemens D5000™ (CoK $\alpha_1$ , 2 X-radiations et détecteur Si) au Laboratoire des sciences de la Terre et de l'Atmosphère à l'Université du Québec à Montréal, Canada. Les estimations quantitatives de ces assemblages minéralogiques ( $\pm 1\sigma$ , 5%) ont été basées sur l'identification des pics d'intensité (cps/s), et normalisées à 100% (Tableau 1.2). Les mesures ont toutes été observées et interprétées grâce au logiciel Diffracplus EVA™. Différentes familles ont été observées et identifiées par un type de minéral. Ainsi, les résultats de pyroxènes ont été définis par les caractéristiques d'un minéral de diopside, la hornblende pour les données d'amphiboles et muscovite ou biotite pour les données de micas (Tableau 1.2 et Figure 1.2). En ce qui concerne les feldspaths : les feldspaths potassiques (ou K-feldspaths) ont été estimés par les caractéristiques du microcline, et les plagioclases principalement par celles de l'albite (Na-feldspaths) malgré des observations du pôle Ca-feldspaths difficilement quantifiables

(Tableau 1.2 et Figure 1.2). Finalement, les carbonates ont été définis par les observations de calcites et de dolomites.

### 3.2.2. Analyses granulométriques

Les mesures granulométriques ont été effectuées selon la méthode de diffraction laser en utilisant l'analyseur Beckman Coulter LS13320™ (diode de 5mW produisant un laser monochromatique à 750 nm) disponible au laboratoire de géologie marine de l'Institut de science de la mer de Rimouski (ISMER) de l'Université du Québec à Rimouski (UQAR). Avant les mesures, nos solutions ont été agitées avec une solution de hexamétaphosphate de sodium afin de prévenir la floculation des particules fines et leur sédimentation. L'appareil incorpore la technologie PIDS (Lumière polarisée produite par une source lumineuse tungstène-halogène) maximisant les mesures pour les gammes fines. Les histogrammes de distributions de taille des grains (Tableau 1.2) ont été calculés avec l'aide du programme GRADISTAT™ (Blott et Pye, 2001) mais les résultats peuvent être aussi décrits et comparés par leur médiane ( $Q_{50}$ ) et leur mesure de dispersion tel que l'espace interquartiles  $Q_{75}$ - $Q_{25}$  (50% des grains représentés : Figure 1.2). Ils nous permettent de caractériser la distribution des fractions fines (i.e. % silts vs % argiles) et, leur comparaison caractérise le mode de transport des particules sédimentaires.

### 3.2.3. Analyses isotopiques de Plomb

#### Abondances de $^{210}\text{Pb}$

L'observation des abondances de  $^{210}\text{Pb}$  au sein d'un enregistrement sédimentaire permet de caractériser la zone de dépôt (e.g. zone de mélange en surface) et de les dater à partir de modèle de calcul (Ghaleb, 2009). Dans notre cas, il sert à caractériser les activités du  $^{210}\text{Pb}_{\text{excès}}$  (i.e. provenant d'apports atmosphériques récents) et du  $^{210}\text{Pb}_{\text{supporté}}$  (i.e. Pb in situ provenant seulement de la désintégration de  $^{222}\text{Rn}$ ), ce qui permettra de déterminer si nos sédiments profonds sont bien pré-anthropogéniques. En effet, plus la profondeur est grande plus l'activité du  $^{210}\text{Pb}$  (dpm/g) diminue par désintégration radioactive. À partir d'une certaine profondeur, et d'un certain temps ( $6 \times t_{1/2} = 132$  ans ; Ghaleb, 2009),  $^{210}\text{Pb}_{\text{excès}}$  est nul et nous considérons que les apports atmosphérique contaminants ne sont que naturels. En

effet,  $^{210}\text{Pb}$  faisant partit de la chaîne de désintégration de  $^{238}\text{U}$ , en surface nous ne pouvons pas avoir des données  $^{206}\text{Pb}$  seules représentatives des roches continentales.

L'activité du  $^{210}\text{Pb}$  a été calculée à partir des émissions  $\alpha$  du  $^{210}\text{Po}$  ( $t_{1/2}=138.4$  j), isotope fils du  $^{210}\text{Pb}$  ( $t_{1/2}=22.2$  j). Po a été extrait par des successions de traitement chimique acide ( $\text{HNO}_3/\text{HCl}$ , HF,  $\text{H}_3\text{BO}_4$  et  $\text{H}_2\text{O}_2$ ) avant un dépôt sur des disques d'argent. Un spike de  $^{209}\text{Po}$  a donc été ajouté (0.2 g) avant ces traitements chimiques afin de l'utiliser comme traceur. Les mesures des activités ont été réalisées avec un spectromètre alpha (récepteur silicidé EGG&ORTEC de type 576A). Finalement, le comptage statistique nous a permis de déterminer les activités de  $^{209}\text{Po}$  et  $^{210}\text{Po}$  afin de calculer celles du  $^{210}\text{Pb}$  avec une précision d'au moins 3%.

### Composition isotopique du Pb

Les analyses isotopiques ont été effectuées sur les résidus des processus de tamisage (<106  $\mu\text{m}$ ), séchage et de broyage. Approximativement 50 mg ont été pesés et attaqués par une mixture acide de HF- $\text{HNO}_3$  durant 48h sur une plaque chauffante à 100°C. Les protocoles chimiques ont tous été effectués dans un milieu à empoussièrement extrêmement faible (salle blanche classe 100) afin d'éviter toutes contaminations. Pb a été extrait chimiquement par l'utilisation de résine échangeuse d'ions AG1X8, comme proposé dans Manhes et al., 1980 et largement utilisé dans de nombreuses études pour définir les sources atmosphériques ou continentales (Gwiazda et al., 1996 ; Bollhöfer et Rosman, 2000 ; Simonetti et al., 2000 ; Fagel et al., 2002 ; Maccali et al., 2012, 2013). La procédure a été appliquée deux fois dans le but d'obtenir un Pb d'une plus grande pureté. Les solutions finales obtenues ont été mesurées dans une matrice  $\text{HNO}_3$  2% contenant 1.25 ppb Tl en utilisant un MC-ICP-MS *Nu Plasma II* présent au laboratoire Geotop, Montréal, Canada. Les biais de masse ont été évalués par l'addition d'une solution NIST 997 ( $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ : 2.3889) comme proposé dans Belshaw et al., 1998 et Thirlwall, 2002. Lors des analyses, nous avons effectué des mesures répétées d'un standard international (NIST 981) et d'un standard interne afin de définir les erreurs de mesures ( $2\sigma = 0.02\%$ ). De plus, nous avons mesuré les compositions isotopiques de répliques afin de valider notre protocole analytique (Tableau 1.3).

## IV. RÉSULTATS

### Observations granulométriques et minéralogiques

Les données granulométriques montrent une taille médiane à 11.50  $\mu\text{m}$  (n=33) avec des sédiments silteux (91.5 %) et argileux (9.8 %). Les distributions statistiques sont majoritairement bimodales et comprises dans les fractions des silts moyens et grossiers (Blott et Pye, 2001). Les données analysées avec GRADISTAT™ sont mal triées, mais les tailles étudiées correspondent à une boue fine pour tous les échantillons. Concernant les échantillons présentés ici, le plus fin est JR.02 tandis que le plus grossier est Ech.19 (Tableau 1.2 et Figure 1.2).

Les minéraux les plus abondants sont le feldspath (Tableau 1.2 et Figure 1.2), avec une contribution médiane à 39.8% (K-feldspaths : 14.8 % et Plagioclases : 25.05 %), et le quartz (26.9 %). L'un des points intéressants est la contribution des minéraux carbonatés (médiane : 5.4 %) qui, selon le site de prélèvement, n'est pas négligeable. En effet, comme dévoilé par la Figure 1.2, les minéraux carbonatés sont plus abondants au NO de la baie et le long de l'île de Baffin (i.e. calcite et dolomite > 5%). Au contraire de la région de Disko, et le long de la côte groenlandaise, qui présente des contributions très faibles (< 3%, Tableau 1.2). À noter aussi, la présence de pyroxène bien représenté pour la pente continentale groenlandaise ouest (Tableau 1.2 et Figure 1.2).

Les données minéralogiques et granulométriques ont été étudiées à travers une analyse de composante principale (ACP) afin de différencier les échantillons sédimentaires selon leur mode de sédimentation et la nature des particules (Tableau A.1 et Figure A.1). Cette analyse statistique peut être résumée par trois axes factoriels expliquant respectivement 27.6%, 19.7% et 17.3% de la variance totale. Plus les variables, ou les individus, ont une contribution importante aux axes, plus elles contribuent à la variance totale et peuvent être différenciés. Ainsi, notre base de données minéralogique et granulométrique est expliquée par les variations de taille des grains (PC1 ; Figure A.1) et par la nature des sédiments (PC2 ; Figure A.1). Chaque échantillon est défini par ces facteurs, et peuvent donc être différencier les uns par rapport aux autres. Nous distinguons ainsi les zones de dépôt de la pente groenlandaise de celles des régions nord-ouest et ouest de la Baie de Baffin. En effet, les échantillons sédimentaires le long des côtes groenlandaises sont définis par les minéraux de plagioclases

et de pyroxène, tandis que les autres échantillons sont définis par les minéraux carbonatés. Cette différenciation est due à la nature des sources terrigènes adjacentes aux zones de dépôts étudiées.

### Observations isotopiques et géochimiques

Concernant les valeurs d'activités du  $^{210}\text{Pb}$  ( $\text{dpm.g}^{-1}$ ), nous obtenons des activités en surface plus importantes qu'en profondeur (médiane surface =  $13.23 \text{ dpm.g}^{-1}$  vs médiane profondeur =  $1.50 \text{ dpm.g}^{-1}$ ; Tableau 1.3). Comme expliqué par Ghaleb en 2009, les valeurs importantes en surface suggèrent la présence de  $\text{Pb}_{\text{excès}}$  tandis que celles en profondeur sont liées au  $\text{Pb}_{\text{supporté}}$  (Tableau 1.3). Ces valeurs sont logiques grâce aux apports atmosphériques naturels de Pb. Ces fortes activités en surface représentent une forte désintégration radioactive du  $^{210}\text{Pb}$ . En profondeur, la désintégration radioactive est plus faible car la grande majorité du  $^{210}\text{Pb}$  s'est désintégré. Considérant la demi-vie de 22 ans du  $^{210}\text{Pb}$ , les échantillons étudiés en surface se sont donc déposés récemment ( $< 22$  ans) alors que ceux en surface sont plus anciens (i.e.  $\sim 6 \cdot t_{1/2} = 132$  ans). Nous considérons donc que les échantillons de surface sont contaminés par des apports anthropogéniques (Simonetti et al., 2000 ; Bollhöfer et Rosman, 2001) en plus de contributions naturelles, et qu'ils ne peuvent représenter uniquement les sources terrigènes environnantes.

Les données isotopiques ont été traitées à travers une ACP avec des données géochimiques complémentaires (Tableau B.2 et Figure B.1). En effet, comme démontré par Grunsky et al (2009), les éléments tels que Ni, Mg, Cr, V, Co, Fe et Sc représente une origine mafique des particules sédimentaires, tandis que l'enrichissement relatif d'élément comme K, Rb, Zr, Li et Al caractérise une origine felsique. L'analyse statistique des données en profondeur est résumée par trois axes factoriels expliquant respectivement 27.6%, 19.7% et 17.3% de la variance totale. Elle permet de différencier les échantillons entre eux, grâce à leur géochimie dérivée des sources terrigènes. Nous distinguons ainsi les échantillons de la région de Disko des autres zones de la Baie de Baffin. En effet, les données obtenues pour la baie de Disko (i.e. JR.04 / JR.03 / JR.05) ont une origine mafique et felsique mais distinctes de celles au large (e.g. JR.01 et JR.05). Par conséquent, nous recoupons les informations obtenues par les ACP pour subdiviser la Baie de Baffin et définir six zones de dépôt distinctes (i.e.  $N_1$ ,  $N_2$ ,  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $B$  et  $L_s$  ; Figure 1.3a et b).

Dans un premier temps, comme montré par les diagrammes de la Figure 3, les compositions isotopiques des zones de Disko ( $D_1$  et  $D_2$ ; Figure 1.3a et b) sont assez distinctes des autres zones de dépôt. En effet, la différenciation se fait pour le rapport isotopique  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , et notamment pour la zone  $D_1$  qui présente des rapports isotopiques moins radiogéniques ( $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 39$  ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15.25$  ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 18$ ). Les autres données peuvent être regroupées au sein d'un groupe ayant des compositions isotopiques proches ( $39 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 40$  ;  $15 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15.5$  ;  $18.25 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19$ ). Cependant, en connaissant les localisations et les informations des analyses statistiques, nous décidons de corrélérer les zones ouest et nord-ouest de la Baie de Baffin (i.e.  $B$ ,  $L_s$ ,  $N_1$  et  $N_2$ ; Figure 1.3a et b), d'une part, et celles des zones de Disko, d'autre part. Ceci permet de mettre en évidence deux tendances isotopiques. La tendance A se définit par une droite affine  $y = 0.11x + 13.48$  ( $R^2 = 0.60$ ; Figure 1.3a) tandis que la tendance B par  $y = 0.14x + 12.68$  ( $R^2 = 0.79$ ; Figure 1.3a). Ces tendances sont dues aux compositions isotopiques différentes des sources terrigènes influentes, et permettent de distinguer l'origine des sédiments. Nous définissons alors trois sources potentielles contribuant à ces compositions isotopiques sédimentaires (Figure 1.3a).

#### Analyse statistique de la banque de donnée

Une analyse de composante principale a été appliquée afin de simplifier l'ensemble des données obtenues par nos analyses (Tableau 1.4 et Figure 1.4). Les variables contribuant le plus aux variances d'autres ACP ont été sélectionnées pour en sortir un bilan de la sédimentologie et de la nature des sources terrigènes pour la Baie de Baffin. Cette analyse statistique est résumée par trois axes factoriels représentant 41.21%, 24.85% et 14.86% de la variance totale. Le premier axe (i.e. PC1; Figure 1.4 et Tableau 1.4) a des contributions positives pour les plagioclases, les pyroxènes, et également les valeurs de Sc (ppm). Il présente aussi des contributions négatives pour le quartz, les minéraux carbonatés et les concentrations de Zr (ppm). Cette observation statistique est cohérente avec des différences dans la nature des sédiments, et donc des sources terrigènes. Le second axe (i.e. PC2; Figure 1.4 et Tableau 1.4) présente des contributions positives pour les sédiments grossiers étudiés, et des contributions négatives pour les sédiments fins. Ainsi, les contributions positives des axes représentent une origine mafique de nos sédiments, et les individus contribuant le plus à

ces axes sont localisé au niveau de la baie de Disko. Contrairement aux contributions négatives des axes qui caractérisent les apports carbonatés et felsiques. Cette analyse met également en évidence que les données isotopiques sont plus corrélées aux apports sédimentaires d'origine felsique que ceux provenant de roches mafiques.

## V. DISCUSSION

### 5.1. Propriétés et provenance des sédiments

Les sédiments étudiés sont tous compris dans la gamme des silts fins suggérant donc une boue fine provenant d'une sédimentation hémipélagique (Farmer et al., 2003 ; Li et al., 2011 ; Ó Cofaigh et al., 2013). Cette sédimentation est donc caractéristique des processus d'exportation sédimentaire actuels liés à des environnements glaciaires distaux (IRD occasionnels et remobilisations possibles par courants turbiditiques : faciès LF2, Ó Cofaigh et al., 2013). Les grains fins observés dans nos prélèvements sont donc cohérents avec une origine glaciogénique dans l'exportation et le transport des particules (Desloges et al., 2002 ; Andrews et Eberl, 2011 ; Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013). En effet, une comparaison simple de taille est observable pour les sédiments légèrement plus fins le long de la marge glaciaire groenlandaise, lié à l'activité glaciaire plus importante de ce côté de la baie (Tableau 1.2 et Figure 1.2).

Ces sédiments hémipélagiques d'origine glaciaire sont principalement silicatés (80-99%), malgré une contribution carbonatée observable pour les régions nord et le long de l'île de Baffin (Tableau 1.2 et Figure 1.2 ; Andrews et al., 1998 ; Andrews et Eberl, 2011, Simon et al., 2013). Nos observations minéralogiques et statistiques suggèrent donc des apports sédimentaires au nord-ouest et à l'est, représentées principalement par les contributions des carbonates et des plagioclases (Tableau 1.2 et Figure 1.2). Ces observations sont en accord avec celles d'Andrews et Eberl (2011) et de Simon et al (2013), et ces minéraux carbonatés proviennent de l'érosion des terrasses paléozoïques des îles nord-canadiennes (Patchett et al., 1999 ; Patchett et al., 2004 ; Figure 1.1) tandis que les plagioclases observés sont reliés aux formations felsiques et mafiques des régions de la côte groenlandaises. Selon Andrews et al (2010), les roches felsiques présentent des contributions de quartz et de K-feldspaths tandis que les roches mafiques ont des contributions de plagioclases et de pyroxènes. Nous considérons donc que les sédiments des plateaux continentaux proviennent de l'érosion des

nombreuses formations felsiques adjacentes (Whitehouse et al., 1998, Jackson et Barnes, 2000; Wodicka et al., 2002 ; Figure 1.1), tandis que les contributions minéralogiques mafiques sont principalement dérivées de l'érosion des basaltes des régions de Disko et d'Ummannaq (Larsen et Pedersen, 2009). Comme montré par la Figure 1.4, notre analyse statistique différencie les échantillons de l'est de la baie à ceux de l'ouest de la baie. En accord avec les observations d'Andrews et Eberl (2011) et Simon et al (2013), nous pouvons qualifier les exportations au niveau du côté groenlandais de felsiques et mafiques, tandis que celles au niveau du nord de la baie et de l'île de Baffin sont felsiques et carbonatés. Ces observations caractérisent donc des apports sédimentaires O-E, entre l'île de Baffin et le Groenland, et des apports sédimentaires carbonatés provenant du NO.

## **5.2. Les signatures isotopiques**

### **5.2.1. Traçage des sédiments par les isotopes du Plomb**

Les données isotopiques de Pb obtenues pour les sédiments glaciogéniques sont utilisées afin de discriminer les sources terrigènes potentielles. Dans ce but, les isotopes radiogéniques ont démontré leur utilité, et plus particulièrement durant les événements d'Heinrich pour la région Nord Atlantique (Gwiazda et al., 1996 ; Hemming et al., 2000 ; Downing et Hemming, 2012), et pour des fractions sédimentaires fines ( $< 63 \mu\text{m}$  ; Farmer et al., 2003). Les compositions isotopiques sont utilisées comme un outil discriminatoire. En effet, les caractéristiques isotopiques d'une roche magmatique sont acquises lors de son refroidissement ou lors d'une rééquilibration (i.e. métamorphisme, Gwiazda et al., 1996). Par conséquent, l'importante variabilité des compositions isotopiques observées dans la nature contraint la distinction des sources terrigènes. Cependant, cette grande variabilité rend difficile l'identification précise de ces sources, en effet elles peuvent proposer d'autres sources présentant des compositions isotopiques proches (province d'Abitibi proche de celle des basaltes islandais, Farmer et al., 2003), malgré des différences notables entre elles (i.e. lithologie, histoire géologique, âge). C'est dans le but de mieux discriminer les sources que des études de traçage utilisent le Pb avec d'autres isotopes radiogéniques tel que le Rb/Sr ou Sm/Nd (Farmer et al., 2003 ; MacCalli et al., 2013). Cependant, comme le montre la Figure 1.3, nous obtenons une bonne discrimination entre nos échantillons résultant des nombreux événements géologiques ayant perturbés la région. En effet, peu de roches archéennes n'ont

pas dû être influencées par les intrusions magmatiques lors de l'orogénèse Trans-Hudsonienne. C'est notamment le cas, des formations archéennes de l'île de Baffin perturbées par des intrusions paléoprotérozoïques (Jackson et Barnes, 2000 ; Wodicka et al., 2002). De même du côté groenlandais avec les collisions et intrusions paléoprotérozoïques (Whitehouse et al., 1998 ; Kalsbeek et al., 1998 ; Thrane et al., 2005). Nous pouvons donc comparer les valeurs isotopiques à celles des sources terrigènes afin de définir leur provenance (Figure 1.5).

### 5.2.2. Identification des sources terrigènes

Afin d'identifier les sources terrigènes, nous avons comparé ces compositions isotopiques sédimentaires avec celles obtenues pour des formations géologiques adjacentes (Figure 1.5). Des analyses isotopiques similaires ont été réalisées dans la région et complètent également notre étude (von Blanckenburg et Nägler, 2001 ; Farmer et al., 2003). Comme dévoilé dans la Figure 1.3a, nous avons distingué trois sources potentielles à partir des deux tendances isotopiques caractérisées par les données isotopiques des prélèvements sédimentaires. Les compositions isotopiques de la zone  $D_1$ , bien distinctes des autres compositions (différence > 5%), ont permis une meilleure différenciation qui s'explique par la différence d'âge des sources terrigènes potentielles.

En effet, la tendance isotopique A est définie par les compositions isotopiques des zones de dépôts au nord et à l'ouest de la baie ( $B$ ,  $L_s$  et  $N$  ; Figure 1.3). Grâce aux compositions isotopiques des sources potentielles (Figure 1.5 ; Gwiazda et al., 1996 ; Kalsbeek et Taylor, 1999 ; Whitehouse et al., 1999 ; Fagel et al., 2002 ; Larsen et Pedersen, 2009), cette tendance symbolise une droite de mélange entre des formations « récentes » (i.e.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15.5$  ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18$  ; Figure 1.5) et des formations plus anciennes entourant la baie (i.e.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 15$  ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 14.5$  ; Figure 1.5). En ce qui concerne la tendance isotopique B, elle est expliquée par un mélange entre une source également « récente » et une source moins radiogénique (i.e.  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15$  ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 14.5$  ; Figure 1.5). D'après les données complémentaires de Gwiazda et al (1996), les sources #2 et #3 sont distinguables car représentant des roches d'âge différent et précisément des formations géologiques paléoprotérozoïques et archéennes. En ce qui concerne la source #1, considérée comme « récente », Farmer et al (2003) a défini un domaine isotopique pour les basaltes islandais qui

peut correspondre. Des observations isotopiques de Larsen et Pedersen (2009) démontrent que les basaltes à l'ouest du Groenland sont corrélés avec ceux observés à l'est (Andrews et al., 2010), mais aussi avec ceux d'Islande. D'autres données recueillies, par Fagel et al (1996), définissent les compositions isotopiques en Pb des basaltes de la dorsale océanique atlantique comme compris dans le domaine isotopique des basaltes islandais, et proche des données isotopiques de ceux de Disko (Figure 1.5). Toutes ces informations suggèrent donc que les récentes formations basaltiques des régions de Disko et d'Uummannaq sont une source terrigène majeure pour la Baie de Baffin.

Les sources #2 et #3 sont facilement distinguables mais les données isotopiques des formations paléoprotérozoïques n'ont pas été retrouvées et leur identification précise est plus difficile. Contrairement à la source archéenne qui est identifiée comme les formations géologiques au sud du Groenland (Whitehouse et al., 1998 ; Kalsbeek et Taylor; 1999). Cette interprétation est complétée et validée par des analyses isotopiques sur des sédiments de la région d'Isua, région archéenne du Groenland (von Blanckenburg et Nägler, 2001). En effet, les compositions isotopiques des sédiments de rivière de cette région sont peu radiogéniques ( $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 14.5$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15$  ; Figure 1.5). Ceci les distingue des autres données et suggèrent donc une forte corrélation entre les compositions isotopiques des roches archéennes et leurs sédiments.

### **5.2.3. Contributions sédimentaires et isotopiques.**

L'interprétation et l'analyse statistique de notre banque de donnée a permis de mettre en avant des zones d'influences au sein de la Baie de Baffin. En effet, le long de la côte groenlandaise, la minéralogie des sédiments est corrélée avec une influence sédimentaire mafique ; tandis qu'au nord et au large de l'île de Baffin, les minéraux observés sont corrélés aux influences felsiques et carbonatés (Figure 1.4). Ces observations sont en accord avec celles d'Andrews et Eberl (2012) et Simon et al (2013), et définissent les apports sédimentaires principaux de la Baie de Baffin selon un axe N-S et un axe E-O. L'axe N-S se caractérise par les apports sédimentaires de particules carbonatées provenant de l'érosion des plateformes paléozoïques des îles nord-est de l'archipel nord canadien (Aksu et Piper, 1987 ; Andrews et al., 1998 ; Simon et al., 2012, 2013), et ceux entrant dans la baie via le détroit de Davis et le courant ouest groenlandais. L'axe E-O caractérisent les particules venant des

marges continentales du Groenland et de l'île Baffin, et est donc relié à la dynamique des calottes glaciaires Laurentidienne et Groenlandaise notamment lors du dernier maximum glaciaire.

Concernant les données isotopiques, nous avons définis deux tendances (Figure 1.3 et 1.5). La tendance isotopique A, définie par les données des zones de dépôts nord et ouest de la baie, caractérise donc les apports sédimentaires d'origine felsique venant des formations protérozoïques localisées au nord et sur l'île de Baffin (Figure 1.1). La tendance isotopique B caractérise les apports sédimentaires paléocènes et ceux provenant de l'extérieur de la baie (i.e. apports sud via le courant ouest groenlandais), en plus des sédiments archéens corrélés aux formations érodées par la calotte glaciaire. En effet, cette tendance caractérise principalement le système d'exportation sédimentaire au niveau de la baie de Disko (Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013). Ce système d'exportation sédimentaire, vers le bassin profond central, est alimenté par les sédiments glaciogéniques des courants de glace de la zone (e.g. Jakobshavn Isbræ,  $\sim 35 \text{ km}^3/\text{an}$  ; Weidick et Bennike, 2007). Ces nombreux systèmes glaciaires érodent le socle archéen groenlandais et exportent donc des particules détritiques ayant les caractéristiques minéralogiques et isotopiques des formations géologiques composant le socle groenlandais. De plus, nous avons aussi observé que les données minéralogiques caractérisées une contribution mafique, ceci démontre que des particules sédimentaires proviennent de l'érosion des basaltes de l'île de Disko. Cette interprétation explique la différence entre les zones de dépôts  $D_1$  et  $D_2$ , démontrant une plus forte influence mafique au sein de la baie de Disko et une plus forte influence felsique archéenne au large.

La zone de dépôts  $D_2$  caractérise donc des sédiments d'origine felsique et mafique ayant une composition isotopique proche du domaine des basaltes islandais (Figure 1.5 ; Farmer et al., 2003) au même titre que ceux de la tendance isotopique A. Nous suggérons donc que les deux tendances, ainsi que la source #1, sont définies par la contribution isotopique de ces formations basaltiques paléocènes des régions de Disko et d'Uummannaq (Larsen et Pedersen, 2009). Par conséquent, les données minéralogiques et isotopiques sont fortement corrélées avec les régions d'importations sédimentaires majeures de la Baie de Baffin : (1) région nord-ouest avec les apports des masses d'eau arctiques caractérisées par des sédiments felsiques d'origine protérozoïque et carbonatés, (2) la région sud-est avec les apports

sédimentaires felsiques d'origine archéenne et mafique d'origine paléocène. Ainsi, en recoupant nos informations et nos interprétations, nous distinguons quatre sources terrigènes majeures : (1) plateformes carbonatées paléozoïques, (2) toutes formations archéennes (e.g. Nagssugtoqidian, Whitehouse et al., 1998 ; Kalsbeek et Taylor, 1999), (3) toutes formations protérozoïques fortement représentées des deux côtés de la baie mais majoritaire sur l'île de Baffin (Figure 1.1) et (4) les formations basaltiques localisées au centre de la côte ouest groenlandaise.

### 5.3. Sédimentologie et activité glaciaire pour la Baie de Baffin

Les interprétations permettent de dresser un bilan de la sédimentologie au sein de la Baie de Baffin, mais soulèvent également certaines questions : doit-on expliquer la sédimentologie au sein de la Baie de Baffin, par l'influence isotopique d'une seule source terrigène ; ou devons-nous considérer qu'il y a de multiples sources avec des compositions isotopiques proches ? En effet, les compositions isotopiques des zones de dépôt *B*, *Ls* et *N* sont toutes comprises au sein du domaine isotopique des basaltes islandais (Farmer et al., 2003) et nous avons suggéré qu'elles étaient corrélée aux basaltes paléocènes de Disko et d'Uummanaq, au même titre que les compositions isotopiques de la zone *D<sub>2</sub>* (Figure 1.5). Cependant, est-il possible que ces zones de dépôt éloignées puissent être alimentées par une quantité de sédiment suffisante ayant une même composition isotopique ?

Afin de répondre à cette question, nous devons considérer la dynamique glaciaire et océanographique de la Baie de Baffin. Actuellement, la production d'eau de fonte et de glace est assurée par la calotte groenlandaise (flux d'eau de fonte total pour 1958-2010 : 1000-1200 km<sup>3</sup>/an ; production de glace total pour 1958-2010 : 500-600 km<sup>3</sup>/an ; Bamber et al., 2012), et notamment au niveau de la partie centrale de la côte ouest groenlandais (~22% = 208±17 km<sup>3</sup>/an ; Bamber et al., 2012). Cette région est considérée comme une zone importante de production de glace et d'eau de fonte pour la Baie de Baffin, notamment grâce aux courants de glace et aux systèmes glaciaires indépendants groenlandais (Tang et al., 2004 ; Weidick et Bennike, 2007 ; Kelly et Lowell, 2009). Cette partie du Groenland est marquée par deux importants fjords (Ó Cofaigh et al., 2013) alimentés par le Jakobshavn Isbræ ou le Rink Isbrae (~35 km<sup>3</sup>/an et ~16 km<sup>3</sup>/an en production de glace, Weidick et Bennike, 2007). Ils sont responsables du développement des systèmes d'exportation sédimentaire (i.e. fjords, chenal

et delta sous-marin) et de l'importante accumulation des sédiments sur la marge groenlandaise notamment au cours du dernier cycle climatique (Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012, 2013). La dynamique de la calotte groenlandaise a donc favorisé cette importante exportation sédimentaire, contrairement à la calotte Laurentidienne qui a peu alimenté les systèmes d'exportations sédimentaire de la marge ouest de la Baie de Baffin (Andrews et Eberl., 2011 ; De Angelis et Kleman, 2007 ; Li et al., 2011). Par conséquent, au cours du dernier maximum glaciaire, la calotte groenlandaise avancée au-dessus du plateau continental (Dyle, 2004 ; Funder et al., 2011 ; Hogan et al., 2012 ; Ó Cofaigh et al., 2012 ; Simon et al., 2013) a exporté des sédiments glaciogéniques avec des compositions isotopiques des basaltes paléocènes vers le large. Ensuite, lors de la déglaciation, la marge glaciaire déstabilisée par les changements climatiques et océaniques se retire en favorisant les processus de sédimentation glaciogéniques (i.e. plumes hypopycnales, turbidites, fragments de glace ; Ó Cofaigh et al., 2012) et le dépôt de ces sédiments sur le plateau continental. En considérant le temps (~10.000 ans), l'importance de l'exportation sédimentaire par la dynamique glaciaire et le transport des particules sédimentaires par les glaces (Darby et al., 2003 ; Maccali et al., 2012, 2013) et le rôle des masses d'eau localisées au niveau des plateaux continentaux (Tang et al., 2004), il est possible que des accumulations sédimentaires éloignées des régions de Disko et d'Uummannaq puissent avoir des compositions isotopiques proches de celles des basaltes paléocènes. De plus, les observations minéralogiques par les minéraux carbonatés prouvent bien que des particules peuvent être transportées sur de longue distance par rapport à leur source (e.g. B.B.D.C., Aksu et Piper, 1987 ; Andrews et al., 1998 ; Simon et al., 2013).

En conséquent, nous considérons que la source terrigène basaltique, d'un point de vue isotopique, est la principale source influente des séries sédimentaires de la Baie de Baffin. La tendance isotopique B caractérise donc le système d'exportation sédimentaire de Disko, et la tendance A celui d'Uummannaq qui représente une région majeure en ce qui concerne les apports sédimentaires. Cette interprétation est validée par les données isotopiques obtenues pour des enregistrement profonds au sein du bassin central (von Blanckenburg et Nägler, 2001 ; Farmer et al., 2003). Des données qui appuient l'axe d'importations sédimentaires E-O entre des apports groenlandais, caractérisés donc par une composition basaltique, et des apports paléoprotérozoïques (Figure 1.1). Ce dernier point montre le besoin d'ajouter des

analyses isotopiques complémentaires pour mieux identifier ces sources terrigènes protérozoïques. En effet, nos analyses isotopiques de Pb, prenant en compte l'histoire et l'âge des formations géologiques, ne permettent pas une discrimination optimale de toutes les roches felsiques et métasédimentaires protérozoïques adjacentes (e.g groupe Prøven, Pilling, Rinkian, Cumberland...). Des analyses isotopiques complémentaires de Sm/Nd et Rb/Sr doivent être envisagées. De plus, des prélèvements sédimentaires au sein du système d'exportation d'Uummannaq, et le long de la côte groenlandaise doivent être également envisagés pour compléter la banque de donnée et la couverture spatiale.

#### **5.4. Paléocéanographie et signature isotopique de la Baie de Baffin**

Les sédiments de la Baie de Baffin sont caractérisés par une signature isotopique héritée des basaltes paléocènes (Figure 1.5). Or, en comparant nos données à celles de sédiments profonds et plus anciens (ODP-105, HU7707027, HU76029 et HU74026 ; von Blanckenburg et Nägler, 2001, Farmer et al., 2003), nous distinguons que les sédiments analysés n'ont pas une même composition isotopique moyenne (Figure 1.5). Actuellement, les compositions isotopiques sont corrélées avec la source basaltique paléocène, or auparavant les séries sédimentaires présentent une contribution paléoprotérozoïque plus importante. Ceci signifie que les sources terrigènes paléoprotérozoïques étaient plus érodées et exportaient plus vers les zones de dépôt du bassin central. La majorité des roches archéennes de l'île de Baffin a été soumise à des intrusions felsiques paléoprotérozoïques (Jackson et Barnes, 2000). Ces formations ont été métamorphosées, et d'un point de vue isotopique rééquilibrées, ce qui leur donne une signature plus protérozoïque qu'archéenne. Ceci est également vrai pour certaines formations géologiques appartenant à la région de Nagssugtoqidian (Whitehouse et al., 1998, Figure 1.5). Ainsi, ces données isotopiques reflètent les apports sédimentaires provenant de la calotte Groenlandaise et de la calotte Laurentienne. Il se peut aussi qu'une certaine quantité proviennent de la calotte Innuïtienne, mais doit être faible comparée aux deux autres plus influentes (i.e. exportations sédimentaires bien supérieures). Par conséquent, les compositions isotopiques des sédiments au sein de la Baie de Baffin reflétaient un mélange des deux contributions, et nous suggérerons qu'au fur et à mesure de la disparition de la calotte Laurentienne, les sédiments reflétaient de plus en plus les sources du côté

groenlandais. Cette interprétation doit être validée par des observations isotopiques pour des enregistrements sédimentaires recoupant une grande échelle temporelle.

Considérant que la Baie de Baffin est une signature isotopique liée à celles des basaltes paléocènes, nous l'avons comparé à des compositions isotopiques observées pour des sédiments de la mer du Labrador (HU87033, Figure 1.1, Gwiazda et al., 1996 et Hemming et al., 2000). Leurs analyses ont été effectuées uniquement sur des feldspaths, tandis que nos données isotopiques proviennent d'un ensemble de minéraux. Cependant, nos analyses minéralogiques démontrent que les feldspaths sont majoritaires (~37.38% ; Tableau 1.2 et Figure 1.2), comme le Pb est abondants au sein de ces minéraux, la comparaison est possible. Nos tendances isotopiques sont comparées avec celles obtenues à l'extérieur de la Baie de Baffin, et spécialement lors de l'événement d'Heinrich 2 en mer du Labrador (HU87033, Figure 1.1). Les tendances isotopiques de ces deux études démontrent que des sources archéennes et protérozoïques sont influentes (Figure 1.6). Gwiazda et al (1996) et Hemming et al (2000) ont proposé comme sources terrigènes les roches autour du détroit d'Hudson, voire de l'île de Baffin ainsi que les affleurements nord du Québec ou ceux du sud du Groenland. Les sédiments datés de l'événement d'H2 sont expliqués par les roches protérozoïques, et suggèrent donc une débâcle d'icebergs originaire du détroit d'Hudson et du sud de l'île de Baffin en corrélation avec la dynamique de la calotte Laurentidienne (Dyke, 2004 ; De Angelis et Kleman, 2007). Durant cette période, la Baie de Baffin n'a pas d'importantes exportations vers la mer du Labrador puisque la source paléocène n'y contribue pas, et suggèrent une baie totalement recouverte par la glace de mer (Simon et al., 2013). La seconde tendance isotopique est expliquée par les trois sources. En effet, la contribution archéenne est plus importante, suggérant des apports sédimentaires provenant du sud du Groenland, et un mélange entre les sources protérozoïque et la source paléocène. Cette tendance isotopique obtenue pour des sédiments glaciaire postérieurs au H2 suggèrent des apports de la Baie de Baffin non négligeable, grâce à une baie entourée par les marges glaciaires mais libre en glace favorisant l'exportation de fragments de glace (Simon et al., 2013).

## VI. CONCLUSION

L'étude des compositions isotopiques du Pb des sédiments fins des plateaux continentaux de la Baie de Baffin a permis de distinguer les sources terrigènes majeures. Les données minéralogiques et granulométriques nous renseignent sur les caractéristiques des sédiments déposés, ainsi que les processus sédimentaires impliquées. La glace de mer et les icebergs sont à prendre en compte pour le transport sur de longue distance. Des sources terrigènes majeures sont distinguées par leur différence d'âge, et les sédiments proviennent de l'érosion de source terrigènes archéennes, paléoprotérozoïques et paléocènes. La source archéenne est localisée au sud de la côte ouest groenlandaise. Nous suggérons que la source paléoprotérozoïque, qui se retrouve de part et d'autre de la baie, soit corrélée avec les formations de l'île de Baffin et la dynamique de la calotte Laurentidienne. Cependant, actuellement cette calotte ayant disparue, les contributions venant de cette région ne peuvent pas être distinguées de celles provenant du Groenland et d'autres formations dispersées autour de la baie. Finalement, la troisième source terrigène majeure et influente, d'un point de vue isotopique, est les basaltes paléocènes de la région d'Ummannaq. Ce fjord est considéré comme une région significative par rapport à celui de Disko car ce dernier est caractérisé par des contributions sédimentaires archéennes. Nos observations minéralogiques, et celles d'autres études, suggèrent d'autres sources terrigènes importante pour la baie mais qui ne sont pas identifiable par les analyses isotopiques de Pb. En effet, les plateformes paléozoïques des îles nord-est de l'archipel nord canadien, alimentent également les sédiments des marges continentales de la baie, et caractérisent le transport de sédiments sur de longue distance par les fragments de glace.

L'ensemble de nos analyses et de nos interprétations confirment et complètent les observations d'Andrews et Eberl (2010) et de Simon et al (2013), notamment les axes majeurs d'importations sédimentaires pour les accumulations sédimentaires de la Baie de Baffin. Cependant, des analyses complémentaires doivent être envisagées pour confirmer ces interprétations, et pour caractériser et identifier les sources. En effet, les influences felsiques et mafiques, au même titre que la distinction des sources terrigènes protérozoïques, peuvent être envisagées avec l'utilisation des isotopes du Nd et du Sr. Connaissant les limites d'interprétations des diagrammes isotopiques de Pb (i.e. superposition de domaine isotopique ; Farmer et al., 2003), ces isotopes permettraient de confirmer l'influence felsique (faible

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et fort  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) et l'influence mafique (MORB, fort  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et faible  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) au sein de la Baie de Baffin. Elles permettraient également de compléter notre banque de données pour mieux subdiviser et comparer les zones de dépôts entre elles, et les contributions sédimentaires au cours des temps géologiques, et notamment lors du dernier cycle glaciaire entre l'île de Baffin (i.e. calotte Laurentidienne) et le Groenland.

## VII. RÉFÉRENCES

- Aksu A. E. & Piper D.J.W. (1987) Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay, *Can. J. Earth Sci.* 24, 1833–1846.
- 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, *Can. J. Earth Sci.* 48, 1307–1328.
- 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., Jennings A.E., Coleman G.C. & Eberl D.D (2010), Holocene variations in mineral and grain-size composition along the East Greenland glaciated margin (ca 67°–70°N): Local versus long-distance sediment transport, *Quaternary Science Reviews* 29, 2619-2632.
- Bamber J., van den Broeke M., Ettema J., Lenaerts J. & Rignot E (2012) Recent large increases in freshwater fluxes from Greenland into the North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.* 39, L19501.
- Belshaw N.S., Freedman P.A., O'Nions R.K., Frank M. & Guo Y. (1998) A new variable dispersion double-focusing plasma mass spectrometer with performance illustrated for Pb isotopes, *International Journal of Mass Spectrometry* 181, 51-58.
- Blott S. J. & Pye K. (2001) GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, *Earth Surf. Processes Landforms* 26, 1237–1248.

- Bollhöfer A. & Rosman J.R. (2001) Isotopic source signatures for atmospheric lead: The Northern Hemisphere, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1727–1740.
- Bigg G.R. (1999) An estimate of the flux of iceberg calving from Greenland, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31(2), 174-178.
- Campbell D. C., & de Vernal A. (2009) CCGS Hudson Expedition 2008029: Marine geology and paleoceanography of Baffin Bay and adjacent areas, Nain, NL to Halifax, NS, August 28-September 23, Open File 5989, 212 pp., *Geol. Surv. of Can.*, Ottawa.
- Carignan J., Hillaire-Marcel C. & deVernal A. (2008) Arctic vs. North Atlantic water mass exchanges in Fram Strait from Pb isotopes in sediments, *Can. J. Earth Sci.* 45, 1253–1263.
- Caseldine C.J., Turney C.S.M. & Long A.J. (2010) IPCC and palaeoclimate – an evolving story. *Journal of Quaternary Science* 25, 1-4.
- Darby D.A. (2003) Sources of sediments found in the sea ice from the western Arctic Ocean, new insights into processes of entrainment and drift patterns. *Journal of Geophysical Research* 108.
- De Angelis H. & Kleman J. (2007) Palaeo-ice streams in the Foxe/Baffin sector of the Laurentide Ice Sheet, *Quaternary Science Reviews* 26, 1313-1331.
- Desloges J.R., Gilbert R., Nelsen N., Christiansen C., Rash M., & Øhlenschläger R. (2002) Holocene glacial marine sedimentary environments in fiords of Disko Bugt, West Greenland, *Quaternary Science Reviews* 21, 947-963.
- Downing G.E. & Hemming S.R. (2012) Late glacial and deglacial history of ice rafting in the Labrador Sea: A perspective from radiogenic isotopes in marine sediments, *The Geological Society of America Special Paper* 487, 113-124.
- Dyke A. (2004) An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada, *Dev. Quat. Sci.* 2, 373–424.
- Fagel N., Innocent C., Gariépy C. & Hillaire-Marcel C. (2002) Sources of Labrador Sea sediments since the last glacial maximum inferred from Nd-Pb isotopes, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2569-2581.

- Farmer G.L., Barber D. & Andrews, J. (2003) Provenance of Late Quaternary ice-proximal sediments in the North Atlantic: Nd, Sr and Pb isotopic evidence, *Earth and Planetary Science Letters* 209, 227-243.
- Funder S., Kjeldsen K.K., Kjær K.H. & Ó Cofaigh C. (2011) The Greenland Ice Sheet during the past 300,000 years: A review, in Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, Part IV, A Closer Look, *Dev. Quat. Sci.* 15, edited by J. Ehlers, P. L. Gibbard, & P. D. Hughes, 699–713.
- Ghaleb B. (2009), Overview of the methods for the measurement and interpretation of short-lived radioisotopes and their limits, From Deep-sea to Coastal Zones: Methods and Techniques for Studying Paleoenvironments, *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 5.
- Grunsky E.C., Drew L.J., Woodruff L.G., Friske P.W.B. & Sutphin D.M. (2013) Statistical variability of the geochemistry and mineralogy of soils in the Maritime Provinces of Canada and part of the Northeast United States. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 13, 249–266.
- Gwiazda R.H., Hemming S.R. & Broecker W.S (1996) Tracking the sources of icebergs with lead isotopes: The provenance of ice-rafted debris in Heinrich layer 2, *Paleoceanography* 11, 77-93.
- 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-sea Research II* 49, 5277-5295.
- Hemming S.R., Gwiazda R.H., Andrews J.T., Broecker W.S., Jennings A.E. & Onstott T.C. (2000)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Pb-Pb study of individual hornblende and feldspar grains from southeastern Baffin Island glacial sediments: implications for the provenance of the Heinrich layers, *Can. J. Earth Sci.* 37, 879-890.
- Hillaire-Marcel C., de Vernal A., Aksu A. E. & Macko S. (1989) High-resolution isotopic and micropaleontological studies of upper Pleistocene sediment at ODP site 645, Baffin Bay, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 105, 599–616,

- Hogan K.A., Dowdeswell J.A. & Ó Cofaigh C. (2012) Glacimarine sedimentary processes and depositional environments in an embayment fed by West Greenland ice streams, *Marine Geology 1-16*, 311-314.
- Jackson G.D. & Barnes R.G. (2000) Precambrian metamorphic and tectonic evolution of northern Baffin Island, Nunavut, Canada, *The Canadian Mineralogist* 38, 389-421.
- Kalsbeek F. & Taylor P.N. (1999) Review of isotope data for Precambrian rocks from the Disko Bugt region, West Greenland, *Geology of Greenland Survey Bulletin 181*, 41-47.
- Kelly M.A. & Lowell T.V. (2009) Fluctuations of local glaciers in Greenland during the latest Pleistocene and Holocene time, *Quaternary Science Reviews* 28, 2088-2106.
- 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, 1667-1711.
- Li G., Piper D.J.W. & Campbell D.C. (2011) The Quaternary Lancaster Sound trough-mouth fan, NW Baffin Bay, *Journal of Quaternary Science* 26, 511-522.
- Maccali J., Hillaire-Marcel C., Carignan J. & Reisberg L.C. (2012) Pb isotopes and geochemical monitoring of Arctic sedimentary supplies and water mass export through Fram Strait since the Last Glacial Maximum, *Paleoceanography* 27,
- Maccali J., Hillaire-Marcel C., Carignan J. & Reisberg L.C. (2013) Geochemical signatures of sediments documenting Arctic sea-ice and water mass export through Fram Strait since the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews* 64, 136-151.
- Manhes G., Allègre C.J., Dupré B. & Hamelin B. (1980) Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes: speculations about the age of the earth and primitive mantle characteristics, *Earth and Planetary Science Letters* 47, 370-382.
- McManus J.F., Francois R., Gherardi J.-M., Keigwin L.D. & Brown-Leger S. (2004) Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature* 428, 834-837.
- Ó Cofaigh & Party (2009) Marine geophysical and geological investigations of past flow and stability of a major Greenland ice stream in the late Quaternary, *RRS JAMES CLARK ROSS CRUISE REPORT – JR175 West Greenland and Baffin Bay*.

- Ó Cofaigh C., Dowdeswell J.A., Jennings A.E., Hogan K.A., Kilfeather A., Hiemstra J.F., Noormets R., Evans J., McCarthy D.J., Andrews J.T., Lloyd, J.M. & Moros M. (2012) An extensive and dynamic ice sheet on the West Greenland shelf during the last glacial cycle, *Geology*,
- 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.
- Patchett P.J., Roth M.A., Canale B.S., de Freitas T.A., Harrison J.C., Embry A.F. & Ross G.M. (1999) Nd isotopes, geochemistry, and constraints on sources of sediments in the Franklinian mobile belt, Arctic Canada, *Geological Society of American Bulletin* 111, 578-589.
- Patchett P.J., Embry A.F., Ross G.M., Beauchamp B., Harrison J.C., Marry U., Isachsen C.E., Mayr E.J., Rosenberg E.J. & Spence G.O. (2004) Sedimentary Cover of the Canadian Shield through Mesozoic Time Reflected by Nd Isotopic and Geochemical Results for the Sverdrup Basin, Arctic Canada, *The Journal of Geology* 112, 39-57.
- Rahmstorf S. (2006) Thermohaline Ocean Circulation. In: *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, S. A. Elias. Elsevier, Amsterdam.
- Simon Q., St-Onge G. & Hillaire-Marcel C. (2012) Late Quaternary chronostratigraphic framework of deep Baffin Bay glaciomarine sediments from high-resolution paleomagnetic data, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13.
- Simon Q., Hillaire-Marcel C., St-Onge G. & Andrews J.T. (2013) Northern-eastern Laurentide, western Greenland and southern Innuitian ice stream dynamics during the last glacial cycle, *Journal Quaternary Science* 29, 14–26.
- Simonetti A., Garièpy C. & Carignan J. (2000) Pb and Sr isotopic compositions of snowpack from Que'bec, Canada: Inferences on the sources and deposition budgets of atmospheric heavy metals, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 5–20.
- Sturges W.T. & Barrie L.A. (1987) Lead 206/207 isotope ratios in the atmosphere of North America as tracers of US and Canadian emissions, *Nature* 329, 144-146.

- Tang C., Ross C., Yao T., Petrie B., De Tracey B. & Dunlap E. (2004) The circulation, water masses and sea-ice of Baffin Bay, *Progress in Oceanography* 63, 183–228.
- Thirlwall M.F. (2002) Multicollector ICP-MS analysis of Pb isotopes using a  $^{207}\text{Pb}$ - $^{204}\text{Pb}$  double spike demonstrates up to 400 ppm/amu systematic errors in Tl-normalization, *Chem. Geol.* 184(3-4), 255-279.
- Thrane K., Baker J., Connelly J. & Nutman, A. (2005) Age, petrogenesis and metamorphism of the syn-collisional Prøven Igneous Complex, West Greenland, *Contrib. Mineral Petrol.* 149, 541-555.
- von Blanckenburg F. & Näger T.F. (2001) Weathering versus circulation-controlled changes in radiogenic isotope tracer composition of the Labrador Sea and North Atlantic Deep Water, *Paleoceanography* 16, 424-434.
- Weidick A. & Bennike O. (2007) Quaternary glaciation history and glaciology of Jakobshavn Isbrae and the Disko Bugt region, West Greenland: a review, *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 14.
- Whalen J.B., Wodicka N., Taylor B.E. & Jackson G.D. (2010) Cumberland batholith, Trans-Hudson Orogen, Canada : Petrogenesis and implications for Paleoproterozoic crustal and orogenic processes. *Lithos.* 117, 99-118.
- Whitehouse M.J., Kalsbeek F. & Nutman, A.P. (1998) Crustal growth and crustal recycling in the Nagsustoqidian orogen of West Greenland: Constraints from radiogenic isotope systematics and U-Pb zircon geochronology, *Precambrian Research* 91, 365-381.
- Wodicka N., St-Onge M.R., Scott D.J. & Corrigan D. (2002) Preliminary report on the U-Pb geochronology of the northern margin of the Trans-Hudson Orogen, central Baffin Island, Nunavut, Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 15, *Geological Survey of Canada, Current Research* 2002-F7, 12 p.

**Tableau 1.1 : Localisation et caractérisation des carottes boîtes et vibrocores utilisés dans cette étude.**

Sample Name	Latitude (N)	Longitude (W)	Water Depth (m)	Sediment Depth (m)	Sediment Depth (cm)	Cruises ID	Station Type	Geographic Region
Ech 14.S	71°23'35"	70°7'23"	378		2	2011804	BoxCore	Baffin Island margin - Scott Inlet
Ech 14.F					20			
Ech 19.S	75°28'39"	70°38'4,2"	602		2	2008029	BoxCore	North polynya
Ech 19.F					27			
Ech 24.S	77°17'16,45"	74°20'33,55"	728		2	2008029	BoxCore	North polynya
Ech 24.F					46			
Ech 28.S	76°58'43,88"	71°53'25,83"	1048		2	2008029	BoxCore	North polynya - Cap Parry
Ech 28.F					42			
Ech 32.S	76°19'43,61"	71°25'15,80"	686		2	2008029	BoxCore	North polynya - Thule
Ech 32.F					38			
Ech 36.S	76°34'22,81"	73°57'19,39"	680		2	2008029	BoxCore	North polynya
Ech 36.F					42			
Ech 47.S	74°1'23,40"	77°6'58,81"	870		2	2008029	BoxCore	Lancaster Sound
Ech 47.F					38			
JR 01.S	68°23'54"	55°53'54"	545		2	JR175	BoxCore	West Greenland margin - Disko Bay
JR 01.F					34			
JR 02.S	69°09'36"	51°31'37,8"	389		2	JR175	BoxCore	Disko Bay
JR 02.F					35			
JR 03.S	69°13'26,4"	51°56'33,6"	400		2	JR175	BoxCore	Disko Bay
JR 03.F					41			
JR 04.S	69°15'51"	52°25'5,4"	490		2	JR175	BoxCore	Disko Bay
JR 04.F					36			
JR 05.S	68°20'29,4"	56°44'38,4"	446		2	JR175	BoxCore	West Greenland margin - Disko Bay
JR 05.F					36			

**Tableau 1.2 : Caractérisation granulométriques et minéralogiques des échantillons sédimentaires.**

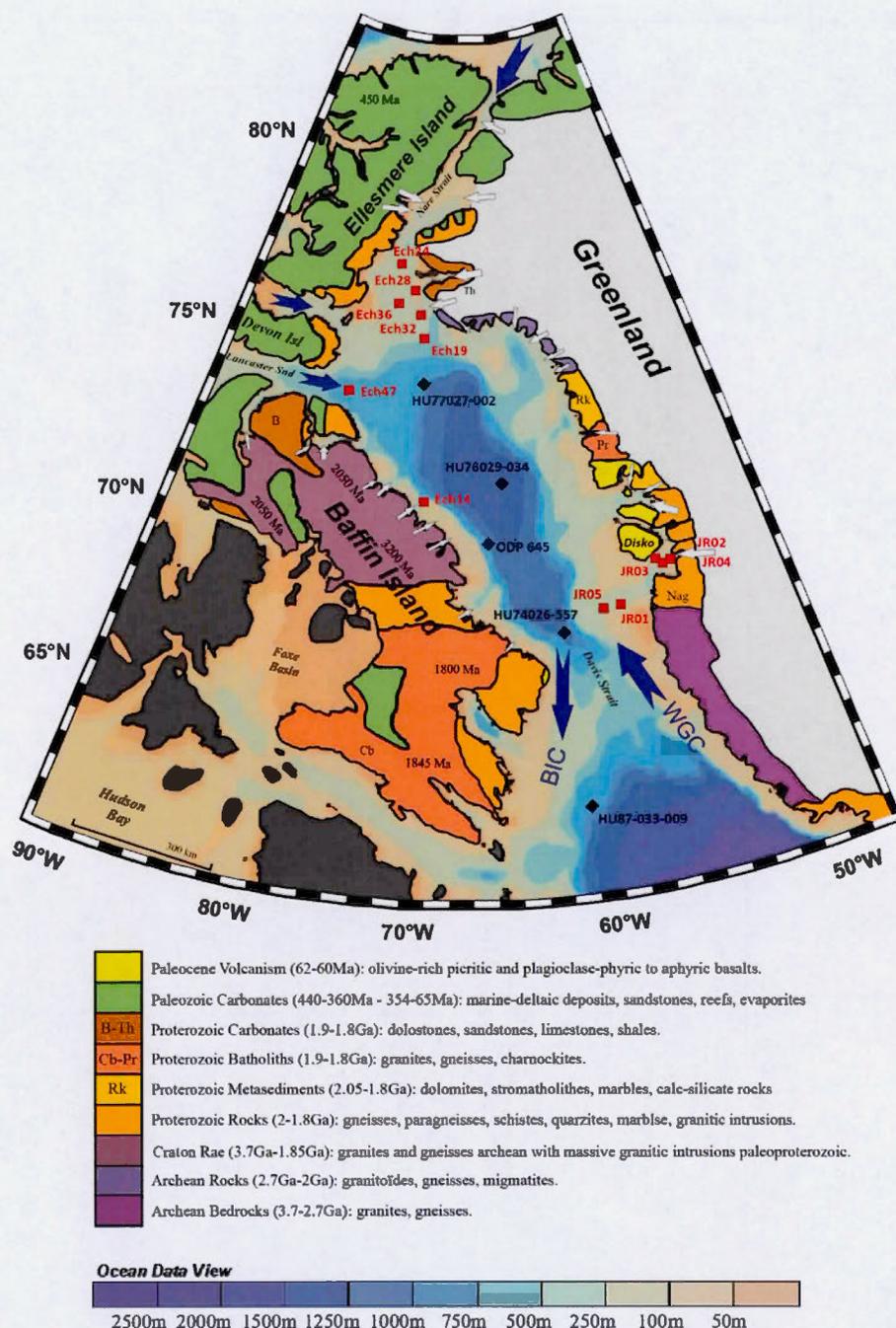
Sample Name	Median (µm)	Coarse Silt (%)	Medium Silt (%)	Fine Silt (%)	Clay (%)	Pyroxène (%)	Ampfibolites (%)	Micas (%)	Chlorites (%)	Quartz (%)	K-feldspath (%)	Plagioclases (%)	Carbonates (%)
Ech 14.S	6,39	13,9	24,6	16,7	14,3	3,5	3,6	5,7	5,7	29,9	15,1	30,7	5,8
Ech 14.F	7,15	11,6	24,1	13,7	24,9	2,5	3,6	9,5	5,1	40,8	13,4	17,6	7,7
Ech 19.S	12,11	19,3	27,5	12,1	9,7	3,4	2,6	14,2	5,9	19,9	34,1	16,5	3,4
Ech 19.F	13,67	23,4	16,2	12,5	11,5	8,4	5,8	4,7	8,1	35,7	10,1	23,1	8,1
Ech 24.S	12,56	19,8	32,1	11,2	6,0	5,1	5,5	10,1	7,9	29,3	10,3	25,6	6
Ech 24.F	10,83	16,4	33,4	13,8	8,2	3,3	4,3	10,3	8,8	34,5	9,8	20,4	9
Ech 26.S	11,73	17,9	33,6	12,3	6,0	3,6	10	5,4	10,5	24,6	18,1	20,6	7,2
Ech 26.F	10,84	15,8	31,6	14,0	8,5	4,6	5,6	8,2	8,2	30,6	20	13,2	11,4
Ech 32.S	9,46	12,2	34,3	15,9	9,6	4,7	6,8	12,2	7,6	33,4	7,7	17,1	10,5
Ech 32.F	9,67	13,6	31,0	15,9	9,0	5,4	6,5	11,8	8,6	26,4	14,1	16,3	11,1
Ech 36.S	10,83	14,9	35,1	13,4	6,4	5,1	4	13,7	6,7	16,8	20,6	21,3	9,8
Ech 36.F	9,96	14,0	32,1	15,6	8,6	2,4	5	22,8	6	33,5	10,8	6,7	13
Ech 47.S	12,94	19,8	31,6	11,8	5,8	3	6,3	7,2	8,3	30,1	15,3	11,5	20,3
Ech 47.F	6,31	10,2	32,0	17,3	13,0	2,7	5,6	11	7,2	22,4	18,2	21,4	13,3
JR 01.S	11,59	15,6	36,0	12,2	6,4	5	9	12	7,8	20,4	16,8	27,6	1,8
JR 01.F	11,08	14,8	37,7	13,0	6,9	8,2	13	9,2	5,7	22,6	5,7	33,9	1,7
JR 02.S	7,17	8,1	30,5	18,4	16,7	5,7	6,6	9,6	8,8	24,2	17,3	25,7	2,1
JR 02.F	7,14	7,7	31,2	16,9	15,8	3,4	4	5,8	8,3	23,8	13,5	40,9	0,3
JR 03.S	10,33	14,7	32,3	15,1	6,1	8,5	4,3	12,4	6,5	28,7	12,8	25,7	1,1
JR 03.F	9,94	16,8	26,0	16,1	8,0	4,8	6,7	11,3	10,1	24	20,7	19,4	1,2
JR 04.S	11,72	17,2	33,3	12,5	7,3	6,6	10,8	8,3	8,5	24,4	14,5	24,4	2,5
JR 04.F	9,93	14,8	30,6	16,7	6,3	7,5	8,2	5,1	7	32,1	9,6	26,9	3,6
JR 05.S	9,17	11,6	33,6	16,7	9,9	6,7	5,1	10,7	5,8	30	11,2	28,4	2,3
JR 05.F	11,42	17,5	30,6	14,0	6,5	5	10,5	2,7	8,3	28,6	16	26,8	2,1

**Tableau 1.3 : Composition isotopique des sédiments glaciogéniques (\*  $2\sigma = 10\%$ ) et activité de  $^{210}\text{Pb}$  ( $\times 2\sigma = 20\%$ ).**

Sample Name	Pb ( $\mu\text{g/g}$ )*	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{210}\text{Pb}$ (dpm/g) <sup>x</sup>
Ech 14.S	23,3	18,228 $\pm 0,004$	15,487 $\pm 0,001$	40,153 $\pm 0,001$	3,664
duplicate	—	18,079 $\pm 0,001$	15,459 $\pm 0,001$	39,923 $\pm 0,001$	—
Ech 14.F	20,8	18,422 $\pm 0,004$	15,528 $\pm 0,001$	40,000 $\pm 0,001$	1,360
duplicate	—	18,452 $\pm 0,001$	15,534 $\pm 0,001$	40,042 $\pm 0,001$	—
Ech 19.S	20,1	18,631 $\pm 0,001$	15,536 $\pm 0,001$	38,892 $\pm 0,000$	8,699
Ech 19.F	19,0	18,746 $\pm 0,002$	15,535 $\pm 0,001$	39,164 $\pm 0,001$	2,199
Ech 24.S	13,7	18,862 $\pm 0,001$	15,600 $\pm 0,000$	39,359 $\pm 0,000$	14,953
Ech 24.F	14,7	18,866 $\pm 0,003$	15,594 $\pm 0,001$	39,353 $\pm 0,001$	1,998
Ech 28.S	17,6	19,358 $\pm 0,001$	15,631 $\pm 0,000$	39,670 $\pm 0,000$	14,172
Ech 28.F	18,7	19,363 $\pm 0,002$	15,616 $\pm 0,001$	39,707 $\pm 0,001$	2,145
Ech 32.S	18,3	19,335 $\pm 0,004$	15,634 $\pm 0,002$	39,910 $\pm 0,002$	12,284
Ech 32.F	18,4	19,213 $\pm 0,003$	15,616 $\pm 0,001$	39,790 $\pm 0,001$	3,803
Ech 36.S	14,7	18,944 $\pm 0,003$	15,601 $\pm 0,001$	39,389 $\pm 0,001$	12,188
Ech 36.F	15,7	18,968 $\pm 0,001$	15,606 $\pm 0,000$	39,429 $\pm 0,000$	1,383
Ech 47.S	16,5	18,587 $\pm 0,002$	15,536 $\pm 0,001$	39,328 $\pm 0,001$	15,441
Ech 47.F	17,6	18,528 $\pm 0,002$	15,545 $\pm 0,001$	39,033 $\pm 0,001$	2,631
JR 01.S	18,2	17,894 $\pm 0,001$	15,297 $\pm 0,000$	38,705 $\pm 0,000$	9,922
JR 01.F	13,9	17,677 $\pm 0,003$	15,168 $\pm 0,001$	38,804 $\pm 0,001$	1,621
JR 02.S	20,6	18,400 $\pm 0,002$	15,309 $\pm 0,000$	39,617 $\pm 0,000$	14,248
JR 02.F	16,7	18,271 $\pm 0,002$	15,219 $\pm 0,001$	39,595 $\pm 0,000$	0,912
JR 03.S	20,6	18,666 $\pm 0,005$	15,354 $\pm 0,002$	39,849 $\pm 0,002$	15,731
JR 03.F	16,7	18,622 $\pm 0,002$	15,269 $\pm 0,001$	39,956 $\pm 0,001$	1,296
JR 04.S	20,9	18,574 $\pm 0,003$	15,269 $\pm 0,001$	39,867 $\pm 0,001$	14,794
JR 04.F	15,0	18,671 $\pm 0,002$	15,375 $\pm 0,001$	39,711 $\pm 0,000$	1,325
JR 05.S	16,0	17,603 $\pm 0,004$	15,223 $\pm 0,001$	38,406 $\pm 0,001$	6,441
JR 05.F	13,7	17,360 $\pm 0,003$	15,144 $\pm 0,001$	38,232 $\pm 0,001$	1,342

**Tableau 1.4 : Résultats de l'analyse de composante principale pour l'ensemble des données obtenues. Coordonnées des variables et des individus.**

	PC1	PC2	PC3
EigenValues	4,53	2,73	1,63
Variance (%)	41,21%	24,85%	14,86%
Variance (Cum.%)	41,21%	66,06%	80,92%
Glacial flour (0-4 $\mu\text{m}$ )	0,130	-0,948	-0,174
Coarse Silts (8-63 $\mu\text{m}$ )	-0,205	0,921	0,112
Pyroxene (diopside)	0,454	0,778	0,159
K-feldspaths (microcline)	-0,092	-0,311	0,429
Plagioclase (albite)	0,842	-0,040	-0,342
Quartz	-0,724	0,373	-0,475
Carbonate (calcite+dolomite)	-0,818	-0,217	0,326
Zr (ppm)	-0,735	0,204	-0,579
Sc (ppm)	0,679	0,228	0,543
207Pb/204Pb	-0,922	-0,014	0,235
206Pb/204Pb	-0,712	-0,054	0,497
Ech 14.F	-0,833	-0,241	-0,862
Ech 19.F	-0,317	1,163	-0,098
Ech 24.F	-0,464	0,061	-0,157
Ech 28.F	-0,559	-0,018	0,506
Ech 32.F	-0,299	-0,071	0,444
Ech 36.F	-0,776	-0,189	0,033
Ech 47.F	-0,084	-0,739	0,305
JR 01.F	1,045	0,243	-0,185
JR 02.F	0,802	-0,724	-0,336
JR 03.F	0,394	-0,026	0,365
JR 04.F	0,428	0,282	0,116
JR 05.F	0,663	0,260	-0,130



**Figure 1.1 :** Carte bathymétrique et géologique de la Baie de Baffin, et localisation des échantillons étudiés. Les carottes boîtes et les vibrocres échantillonnés sont représentés respectivement par des carrés et des losanges rouges. Principaux courants illustrés par des flèches bleues : WGC (courant ouest groenlandais) et BIC (courant de l'île de Baffin). Les flèches blanches symbolisent les principaux courants de glace de la région.

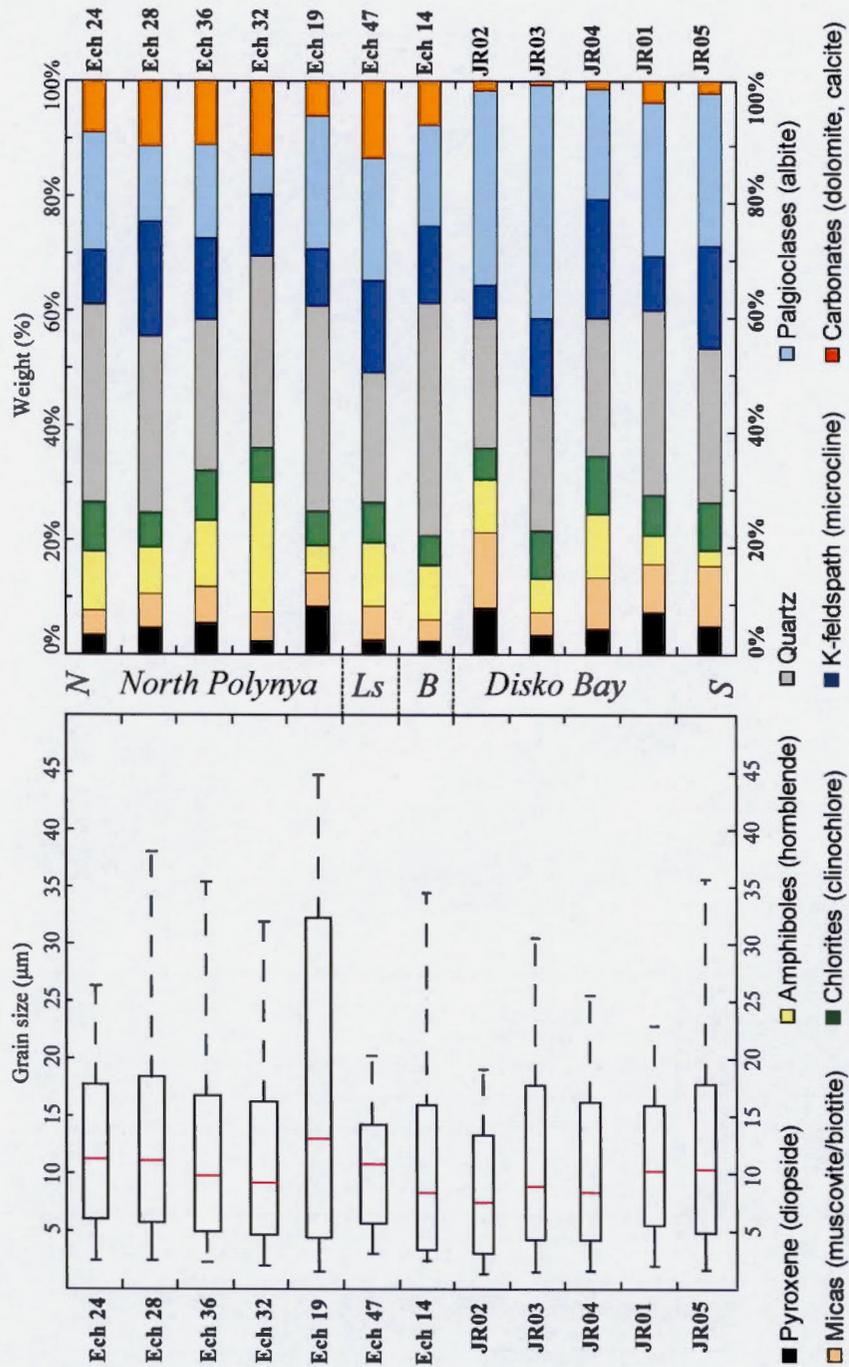


Figure 1.2 : Résultats granulométriques et minéralogiques des sédiments glaciogéniques étudiés. Seuls les échantillons de fond sont illustrés ici. Les distributions statistiques des tailles de grain sont représentées par des diagrammes en boîte.

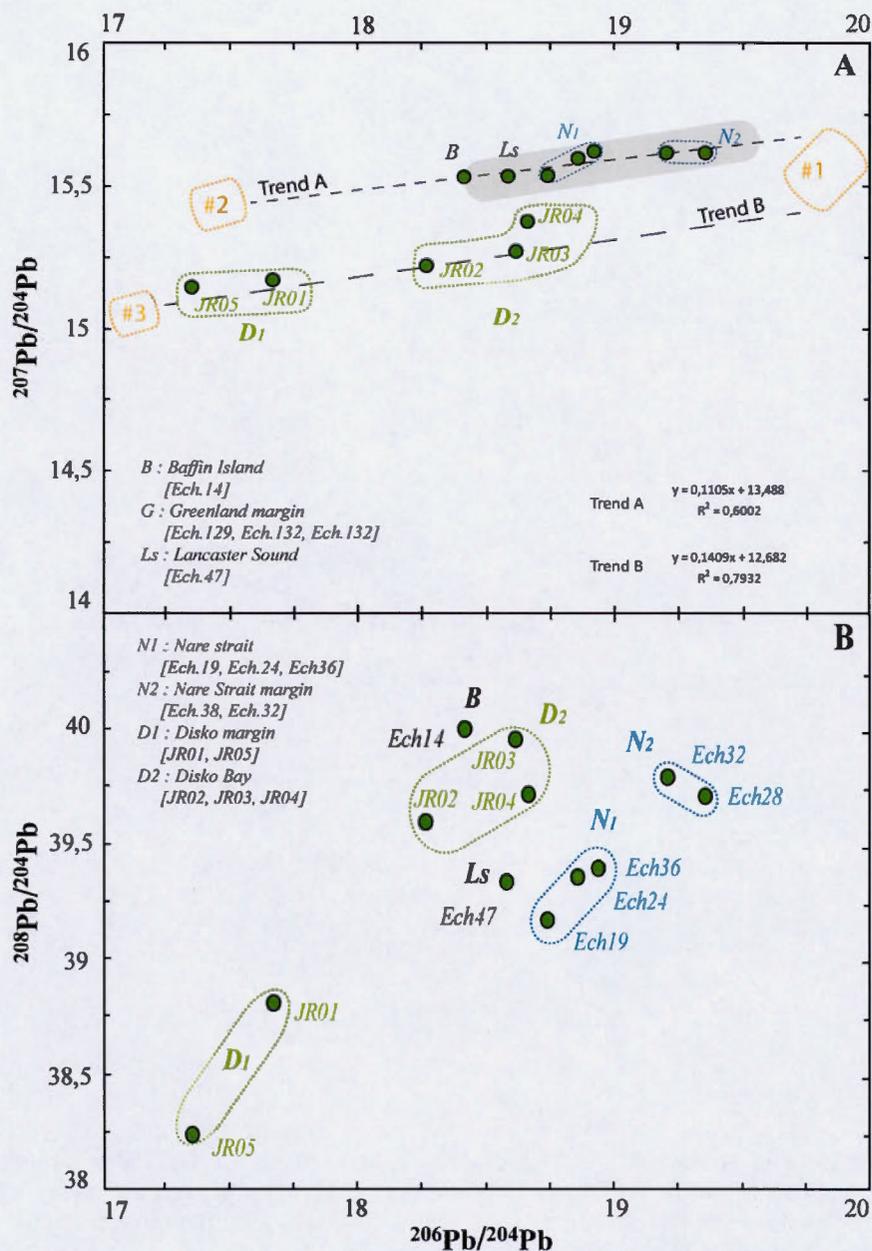
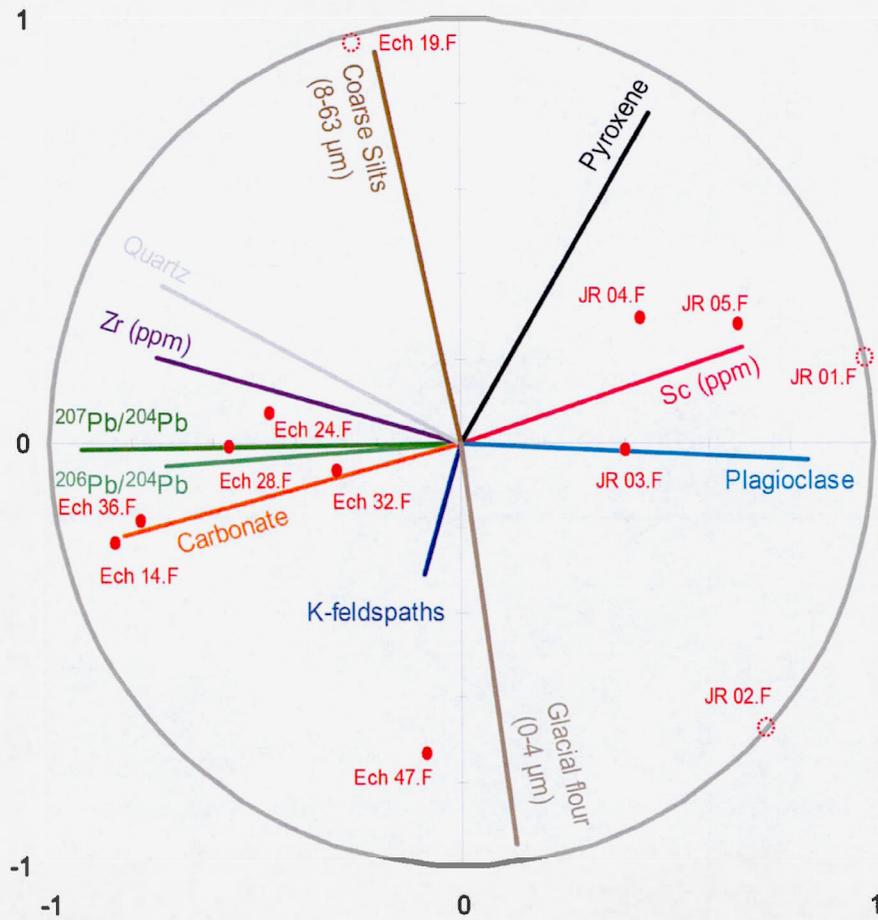


Figure 1.3 : Diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (A) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (B) des sédiments glaciogéniques (20-45 cm). (A) les deux tendances et les sources potentielles isotopiques peuvent être distinguées. (B) valeurs obtenues peu dispersées en comparaison de  $D_1$ . Nos valeurs sont regroupées selon leur localisation ; B: marge de Baffin ;  $D_1$  et  $D_2$ : chenal et baie de Disko ;  $N_1$  et  $N_2$ : polynie Nord et Ls: détroit de Lancaster.



**Figure 1.4 :** Les axes PC1 et PC2 expliquent respectivement 41,21% et 24,85% de la variance totale. Cercle de corrélation de l'analyse statistique et représentation des échantillons sédimentaire étudiés. Cette analyse de distinguer nos échantillons selon le mode de sédimentation (PC1) et la nature des particules (PC2).

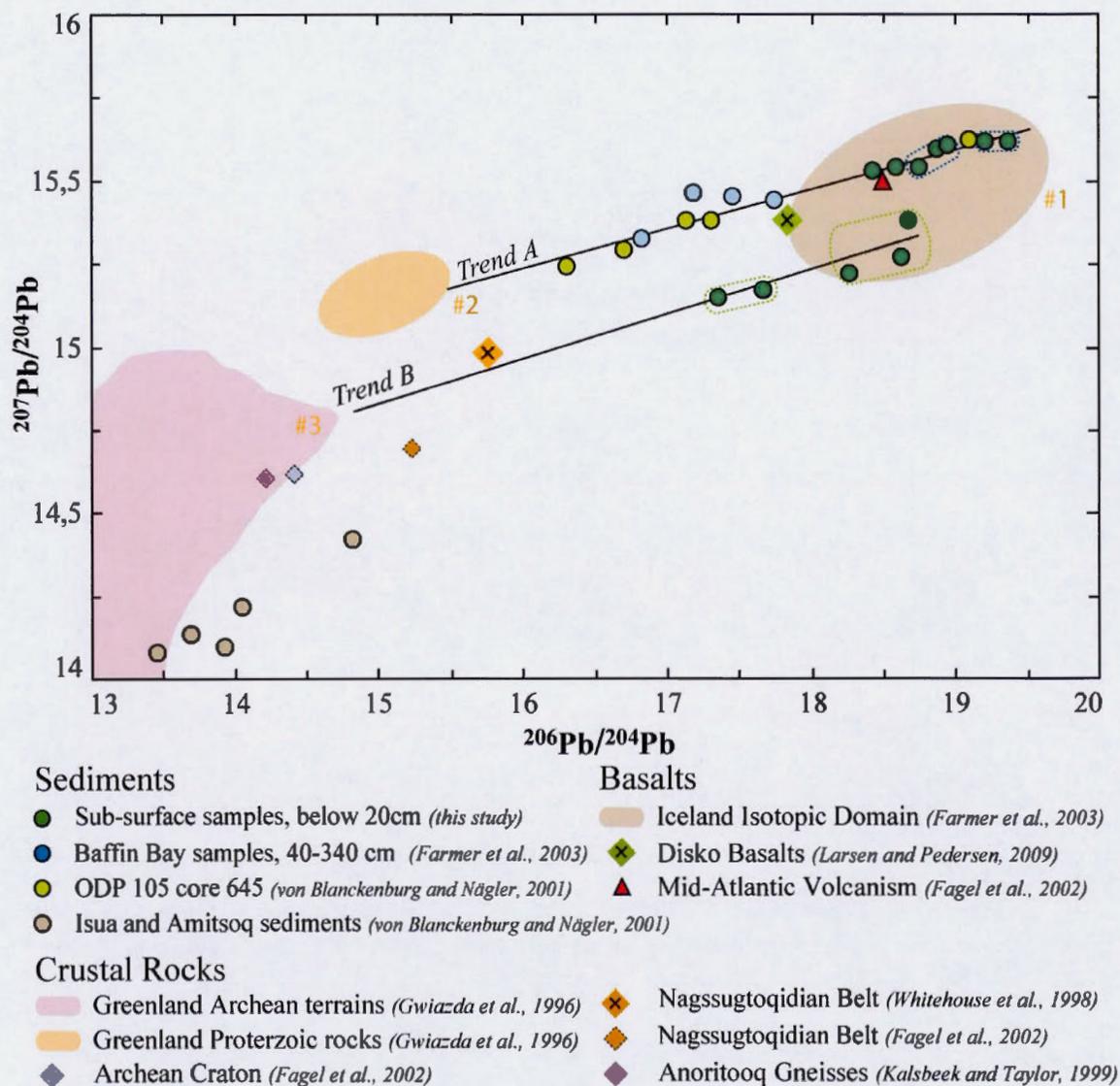


Figure 1.5 : Diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  des compositions isotopiques des sédiments par rapport à des sources terrigènes potentielles. Nos données isotopiques sont comparées à celles de roches crustales précambriennes et basaltiques paléocènes, mais également celles de sédiments du bassin profond et des marges adjacentes (*von Blanckenburg et Nögler., 2001; Farmer et al., 2003*).

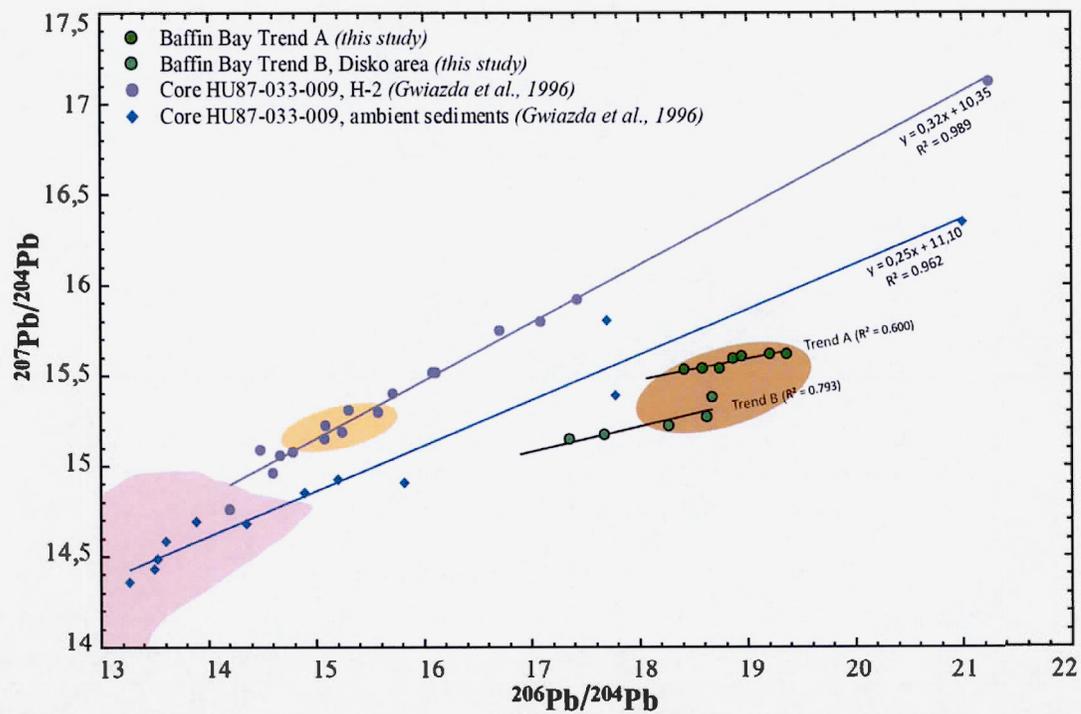


Figure 1.6 : Diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  représentant les tendances isotopiques obtenues pour la Baie de Baffin et celles en mer du Labrador (H-2, Gwiazda et al., 1996).

## CONCLUSION GÉNÉRALE

Les résultats isotopiques, présentés dans ce mémoire et en complément de données minéralogiques, ont permis de mieux caractériser et identifier les sources terrigènes majeures des sédiments glaciogéniques ( $<106 \mu\text{m}$ ), déposées au niveau des plateaux continentaux de la Baie de Baffin. Lors du dernier cycle glaciaire, la baie a été le réceptacle sédimentaire des produits d'érosion des calottes Laurentidienne, Innuïtienne et Groenlandaise. Aujourd'hui, avec le retrait massif des calottes Laurentidienne et Innuïtienne, seule la calotte groenlandaise exporte d'importante quantité d'eaux, de glace et de sédiments. Par conséquent, les zones majeures de production de glace et d'eau de fonte, comme les régions de Disko et d'Uummannaq, sont également des zones influentes dans la production et l'exportation sédimentaire.

Nos observations isotopiques en Pb, comparées à d'autres études isotopiques similaires, ont permis d'identifier trois signatures isotopiques majeures. Ces signatures sont distinguées grâce à leur différence d'âge. Ainsi, la première source terrigène observée est les formations granitiques archéennes, localisées notamment au sud de la côte ouest du Groenland. La seconde est toutes les formations paléoprotérozoïques, ou les roches archéennes métamorphisées au cours de l'orogénèse paléoprotérozoïque Trans-Hudsonienne, composant de nombreux bassin versant alimentant les plateaux continentaux de la Baie de Baffin. Finalement, la dernière est caractérisée par des compositions isotopiques plus radiogénique, donc plus récente par rapport aux nombreuses formations felsiques précambriennes. Nous suggérons que cette source influente soit les roches basaltiques paléocènes localisées au niveau des fjords de Disko et d'Uummannaq. Des études isotopiques antérieures ont démontré la contribution des sources archéennes et protérozoïques pour des sédiments de la mer du Labrador. Notre étude dévoile que ces sources ont des contributions bien plus faibles au sein de la Baie de Baffin, et que les analyses isotopiques de nos sédiments sont corrélées à cette signature isotopique des basaltes paléocènes. Les régions de Disko et d'Uummannaq ont connu au cours du dernier maximum glaciaire, une forte activité glaciaire avec une importante avancée des courants de glace tels que le Jakobshavn Isbræ ou le Rink Isbrae (i.e. avancée jusqu'aux limites des plateaux continentaux, avec érosion, transport et dépôt

d'importante quantité de sédiments). Nous suggérons donc que, d'un point de vue isotopique, les sédiments glaciogéniques étudiés ont été fortement influencés par cette contribution basaltique. Cependant, nous avons aussi démontré que des échantillons étaient caractérisés par des minéraux felsiques, avec une forte corrélation à cette signature basaltique. Ceci met en avant la possibilité que cette source terrigène basaltique soit une source majeure et influente, mais aussi que d'autres sources terrigènes ne soient pas observables par nos analyses isotopiques. Ainsi, les régions alimentant les sédiments carbonatés ne sont étudiées, et les nombreuses sources protérozoïques sont difficilement distinguables.

Nos données isotopiques apportent donc une couche supplémentaire aux informations déjà acquises. En effet, la provenance des sédiments au sein de la baie a d'abord été définie par la minéralogie des dépôts sédimentaires. Ces études ont défini deux axes d'importation sédimentaire : un axe NO-SE, provenant de l'érosion de terrains carbonatés paléozoïques des régions NO; et un axe E-O entre les exportations de l'île de Baffin et du Groenland (i.e. entre les calottes Laurentienne et Groenlandaise). Nos données confirment ces interprétations et proposent également une explication possible de composition pour des sédiments d'enregistrement profonds, mélange entre les sources paléoprotérozoïques et paléocènes corrélées avec la dynamique des calottes Laurentienne et Groenlandaise. De plus, nous considérons que les conditions océanographiques (i.e. courants, glaces...) influent sur la distribution des particules sédimentaires, et aussi leur exportation vers la mer du Labrador.

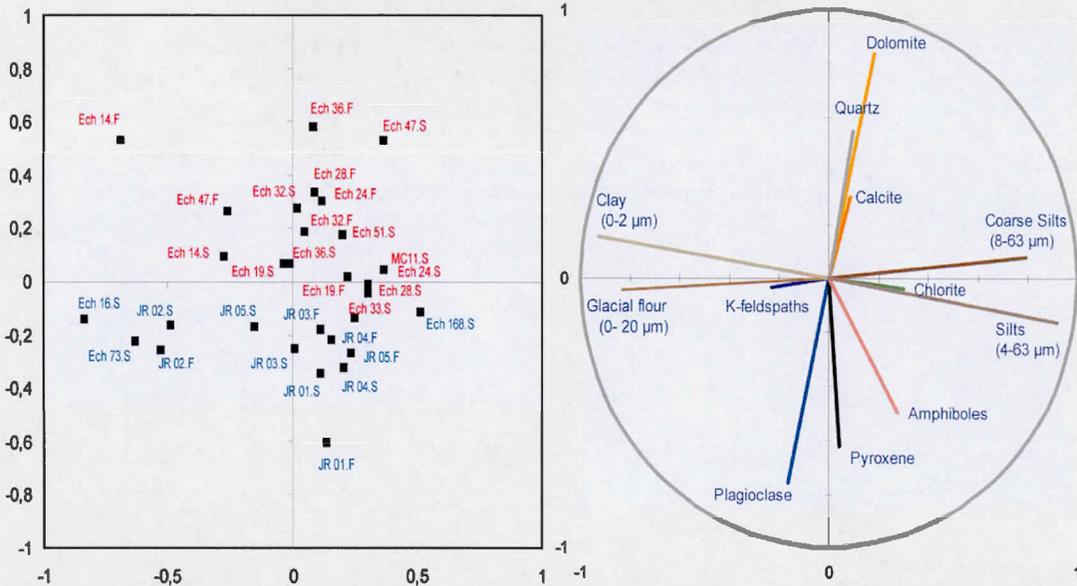
En conclusion, la caractérisation isotopique, en plus de celle minéralogique, s'est avérée être un outil de caractérisation des sources terrigènes de la Baie de Baffin. De plus, cet outil a permis une interprétation des apports sédimentaire, et de leurs fluctuations. Cependant, d'autres analyses multi-isotopiques (Pb-Nd, Sr-Nd...) doivent être envisagées pour confirmer nos observations, et également dans un but d'une meilleure caractérisation des sources terrigènes de la Baie de Baffin. Les informations collectées et regroupées dans notre base de données ont permis de caractériser les contributions sédimentaires, mais elles permettront aussi de mieux caractériser les fluctuations de ces contributions préservées au sein d'enregistrements sédimentaires (i.e. activités glaciaire et sédimentaire dans un long contexte temporel).

## APPENDICE A

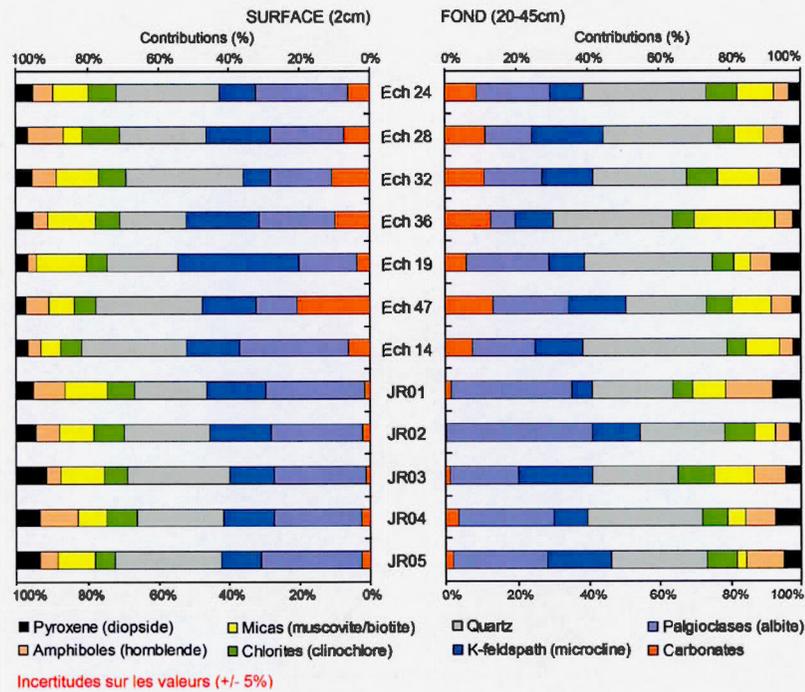
### DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GRANULOMÉTRIQUES

**Tableau A.1 : Analyse de composante principale et coefficients de corrélation.**

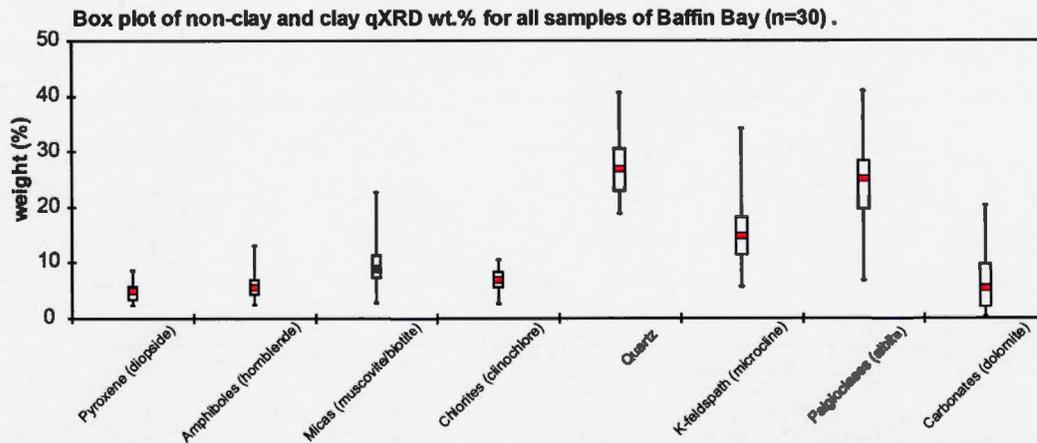
	PC1	PC2	PC3
EigenValues	3,317	2,362	2,073
Variance (%)	27,64%	19,68%	17,27%
Variance (Cum.%)	27,64%	47,32%	64,59%
Silts (4-63 µm)	0,918	-0,164	0,126
Clay (0-2 µm)	-0,926	0,155	-0,122
Glacial flour (0-4 µm)	-0,833	-0,045	0,473
Coarse Silts (8-63 µm)	0,790	0,079	-0,515
Amphiboles	0,275	-0,497	0,570
Quartz	0,114	0,544	0,165
Chlorite	0,301	-0,039	0,445
Pyroxene	0,043	-0,623	0,394
K-feldspaths	-0,232	-0,033	-0,554
Plagioclase	-0,166	-0,758	-0,341
Calcite	0,063	0,302	0,642
Dolomite	0,184	0,838	0,105



**Figure A.1 : Projection des échantillons étudiés (gauche) et cercle des corrélations (gauche) selon les axes PC1 (horizontal) et PC2 (vertical). L'axe PC1 est corrélé aux variations granulométriques, tandis que l'axe PC2 représente les différences minéralogiques. Notre banque de données est étudiée grâce aux variations de granulométrie, et surtout celles des plagioclases, pyroxène et dolomite. Nous distinguons les individus localisés côté groenlandais (bleus) du côté ouest et nord-ouest de la baie (rouge).**



**Figure A.2 :** Comparaison des contributions des familles minéralogiques des échantillons de surface et de profondeur de la Baie de Baffin.



**Figure A.3 :** Contributions des familles minéralogiques observées dans l'ensemble de la baie (n=30). Quartz et feldspaths sont les plus représentés au sein des échantillons.

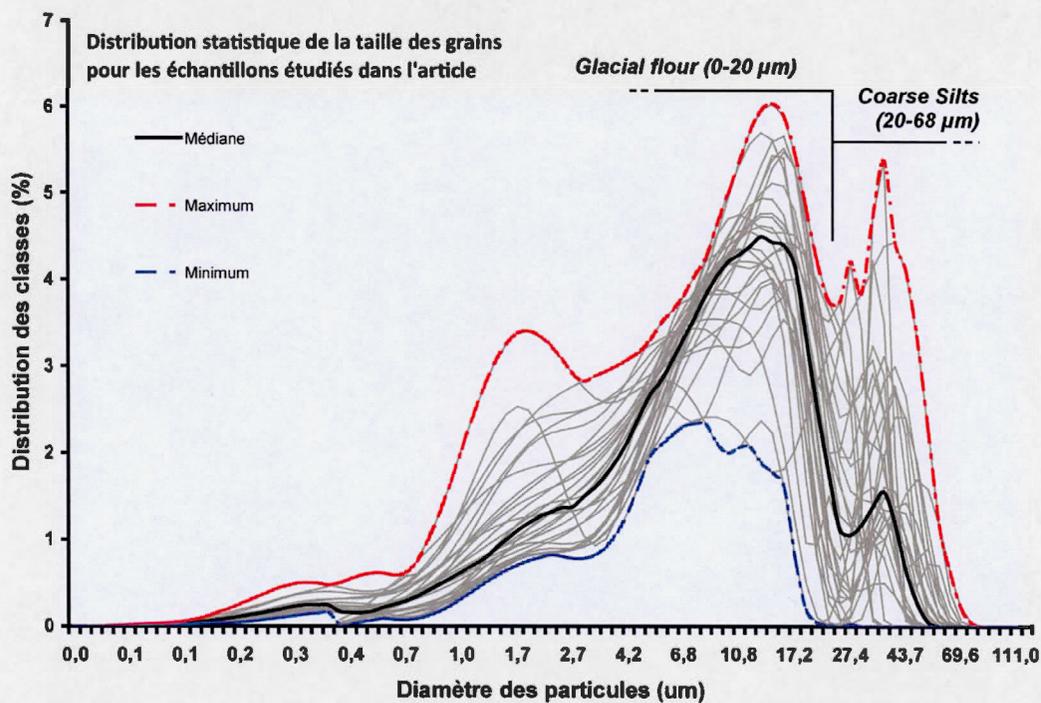
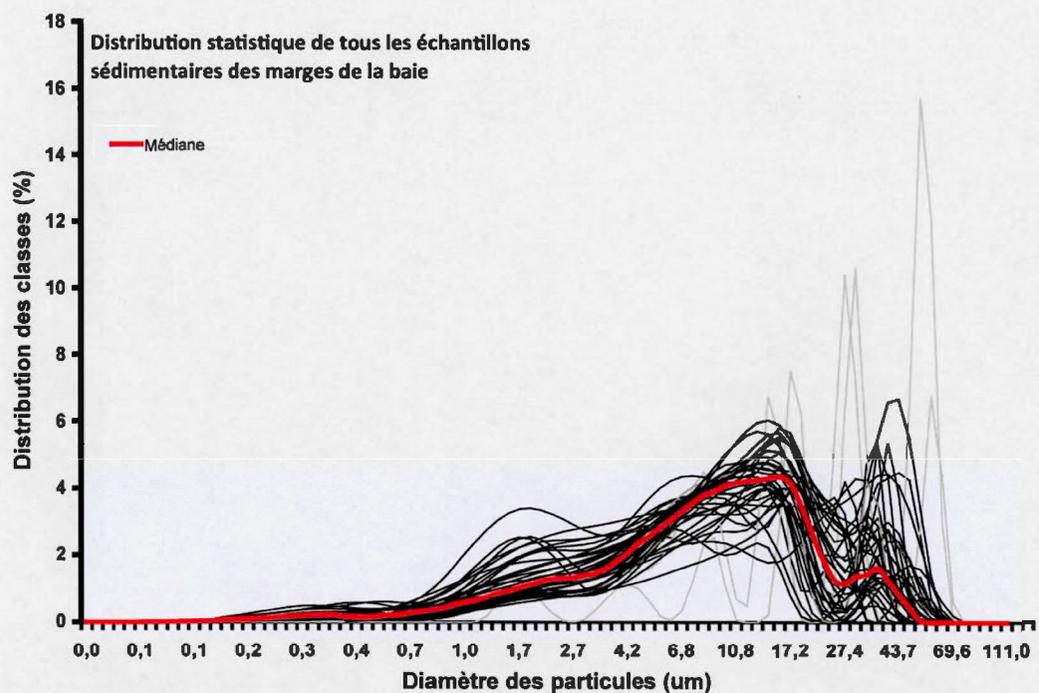
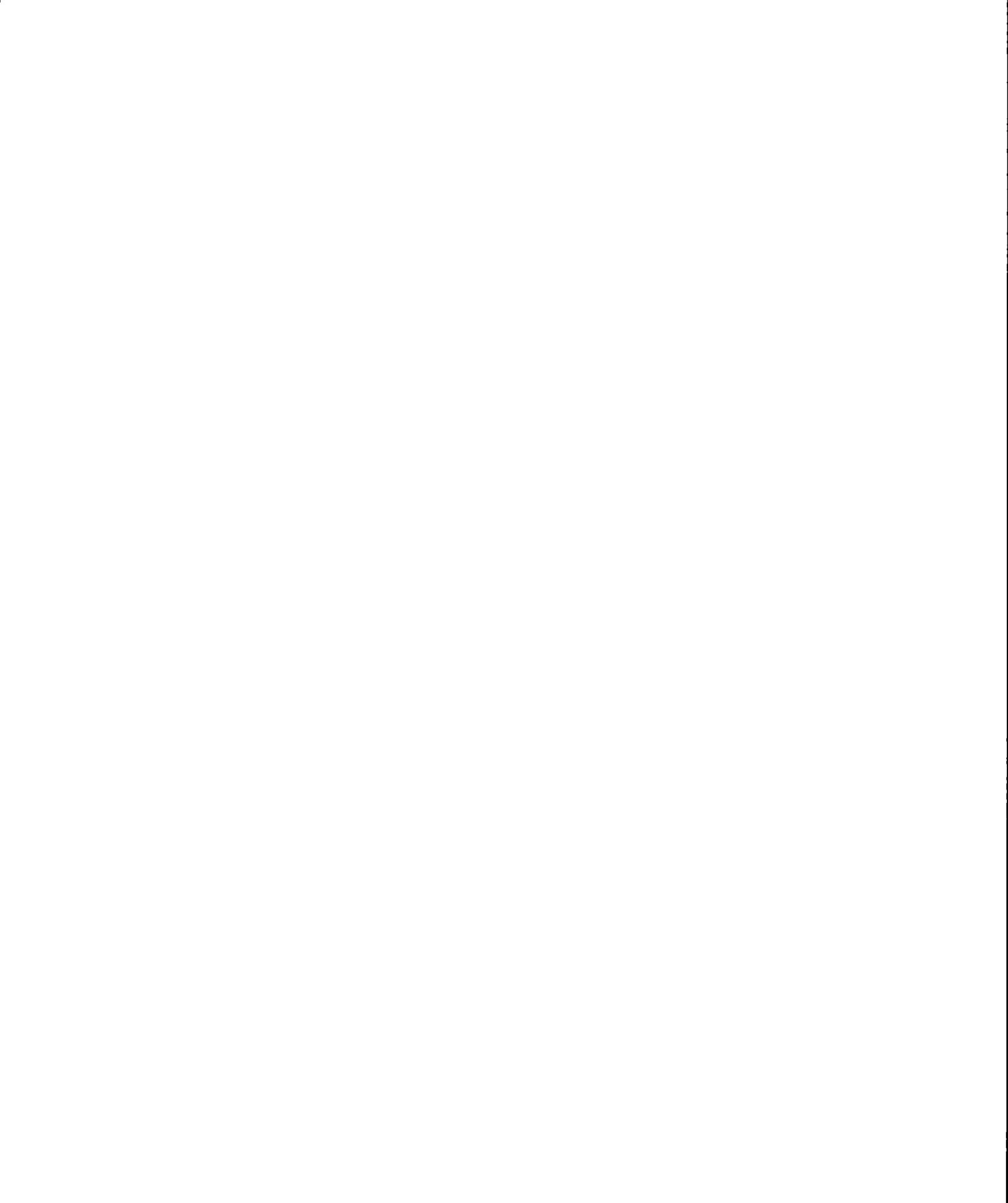


Figure A.4 : Figures des distributions statistiques des tailles des grains pour l'ensemble des prélèvements. Représentation des médianes, ainsi que des valeurs maximales et minimales.



## APPENDICE B

## DONNÉES GÉOCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES

**Tableau B.1 : Localisation et description des prélèvements sédimentaires utilisés pour les analyses et les interprétations de notre étude, ainsi que les prélèvements complémentaires.**

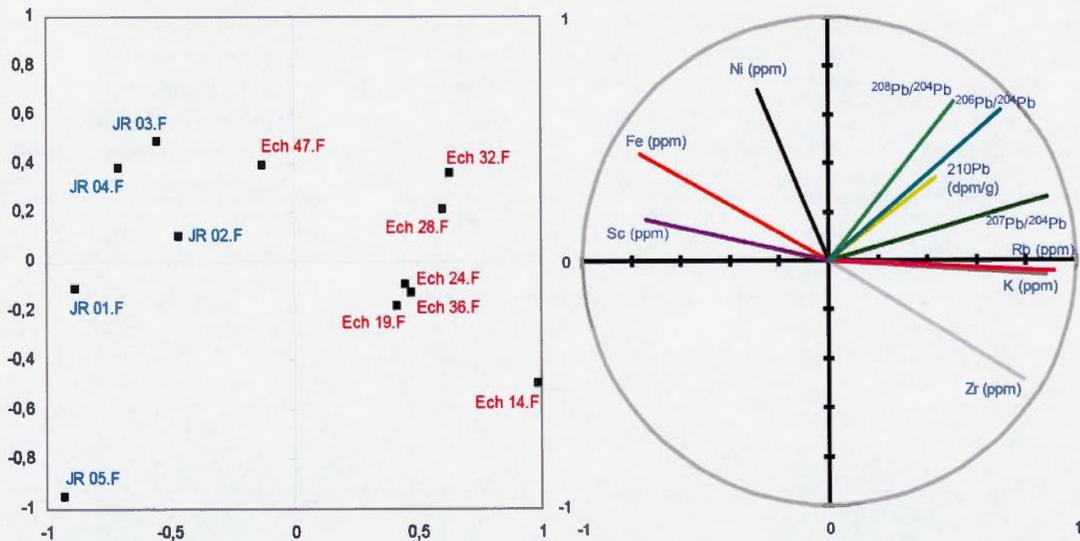
Sample Name	Latitude (N)	Longitude (W)	Water Depth (m)	Cruises ID	Station Type	Geographic Region
Ech 14	71°23'35"	70°7'23"	379	2011804	BoxCore	Baffin Island margin - Scott Inlet
Ech 19	75°28'7,39"	70°38'4,2"	602	2008029	BoxCore	North polynya
Ech 24	77°17'16,45"	74°20'33,55"	728	2008029	BoxCore	North polynya
Ech 28	76°58'43,88"	71°53'25,83"	1048	2008029	BoxCore	North polynya - Cap Parry
Ech 32	76°19'43,61"	71°25'15,80"	696	2008029	BoxCore	North polynya - Thule
Ech 36	76°34'22,81"	73°57'19,39"	680	2008029	BoxCore	North polynya
Ech 47	74°1'23,40"	77°6'58,81"	870	2008029	BoxCore	Lancaster Sound
JR 01	68°23'54"	55°53'54"	545	JR175	BoxCore	West Greenland margin - Disko Bay
JR 02	69°09'36"	51°31'37,8"	389	JR175	BoxCore	Disko Bay
JR 03	69°13'26,4"	51°56'33,6"	400	JR175	BoxCore	Disko Bay
JR 04	69°15'51"	52°25'5,4"	490	JR175	BoxCore	Disko Bay
JR 05	68°20'29,4"	56°44'38,4"	446	JR175	BoxCore	West Greenland margin - Disko Bay
Ech 16	73°41'12"	61°38'36"	553	77024	Grab	West Greenland margin
MC11	69°29'30"	66°39'0"	250	82031	Grab	Baffin Island margin - McBeth Fjord
Ech 33.S	70°56'7"	68°10'30"	190	81045	Grab	Baffin Island margin - Clyde Foreland
Ech 35.S	70°8'54"	66°49'0"	98,8	78029	Grab	Baffin Island margin
Ech 51.S	72°8'24"	71°51'24"	832	78026	Grab	Baffin Island margin - Buchan Gulf
Ech 73	72°4'48"	59°20'24"	300	70037	Grab	West Greenland margin
Ech 168	75°50'24"	61°59'24"	300	70-K-	Grab	West Greenland margin - Melville Bay
Ech 169	75°7'48"	65°38'0"	320	70-K-	Grab	West Greenland margin - Melville Bay

	Ech 16.S	MC11.S	Ech 33.S	Ech 35.S	Ech 51.S	Ech 73.S	Ech 168.S	Ech 169.S
Very Coarse silt (%)	4,4	17,4	24,8	39,3	12,8	1,7	34,7	13,6
Coarse silt (%)	12	30,4	22,2	37,9	24,7	8,5	26,6	28,9
Medium Silt (%)	24,8	27,7	20,9	6,8	25,5	31,3	17,1	25
Fine Silt (%)	22,4	13,1	14,3	5	18,2	27,3	10	15,7
V Fine Silt (%)	14	6	9,3	2,6	9,7	16,3	6	9,6
Clay (%)	22,3	5,4	8,3	3,4	8,8	14,9	5,1	7,2
Pyroxene (%)	5,5	4,3	3,5	.	5,1	6,2	3,3	.
Amphiboles (%)	5,4	5,8	4,3	.	4,5	5,5	3,2	.
Micas (%)	7,9	7,8	8,4	.	8,5	8	4,7	.
Chlorites (%)	3,4	3	7,7	.	9,5	2,6	4,2	.
Quartz (%)	21	33,6	18,9	.	27,1	22,4	27,9	.
K-feldspath (%)	24,2	14	16,9	.	12,1	20,7	18,1	.
Palgioclases (%)	29,6	26,5	34,5	.	21,5	31,1	37,1	.
Carbonates (%)	3	5	5,8	.	11,7	3,5	1,5	.
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	34,927	40,487	39,958	37,709	39,806	39,972	36,992	39,249
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15,560	15,337	15,428	15,346	15,573	15,526	15,309	15,523
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	19,312	17,385	17,702	17,102	18,962	19,441	17,038	18,803

**Tableau B.2 : Analyse de composante principale et coefficients de corrélation.**

	PC1	PC2	PC3
EigenValues	5,16	1,94	1,18
Variance (%)	51,63%	19,38%	11,75%
Variance (Cum.%)	51,63%	71,01%	82,77%
206Pb/204Pb	0,702	0,618	-0,252
207Pb/204Pb	0,884	0,259	-0,341
208Pb/204Pb	0,509	0,650	0,436
K (ppm)	0,909	-0,045	-0,181
Ni (ppm)	-0,286	0,701	0,539
Sc (ppm)	-0,744	0,168	-0,457
Zr (ppm)	0,790	-0,486	0,221
Rb (ppm)	0,878	-0,060	0,073
Fe (ppm)	-0,766	0,437	-0,225
210Pb (dpm/g)	0,430	0,338	-0,409



**Figure B.1 : Projection des échantillons étudiés (gauche) et cercle des corrélations (gauche) selon les axes PC1 (horizontal) et PC2 (vertical). Les contributions géochimiques ont été choisies afin de diviser les données selon des contributions « mafique » vs « felsique » (Grunsky et al., 2013). Nous distinguons une bonne différence entre les données venant de la baie de Disko et celles de l'ouest et du nord-ouest de la baie de Baffin.**

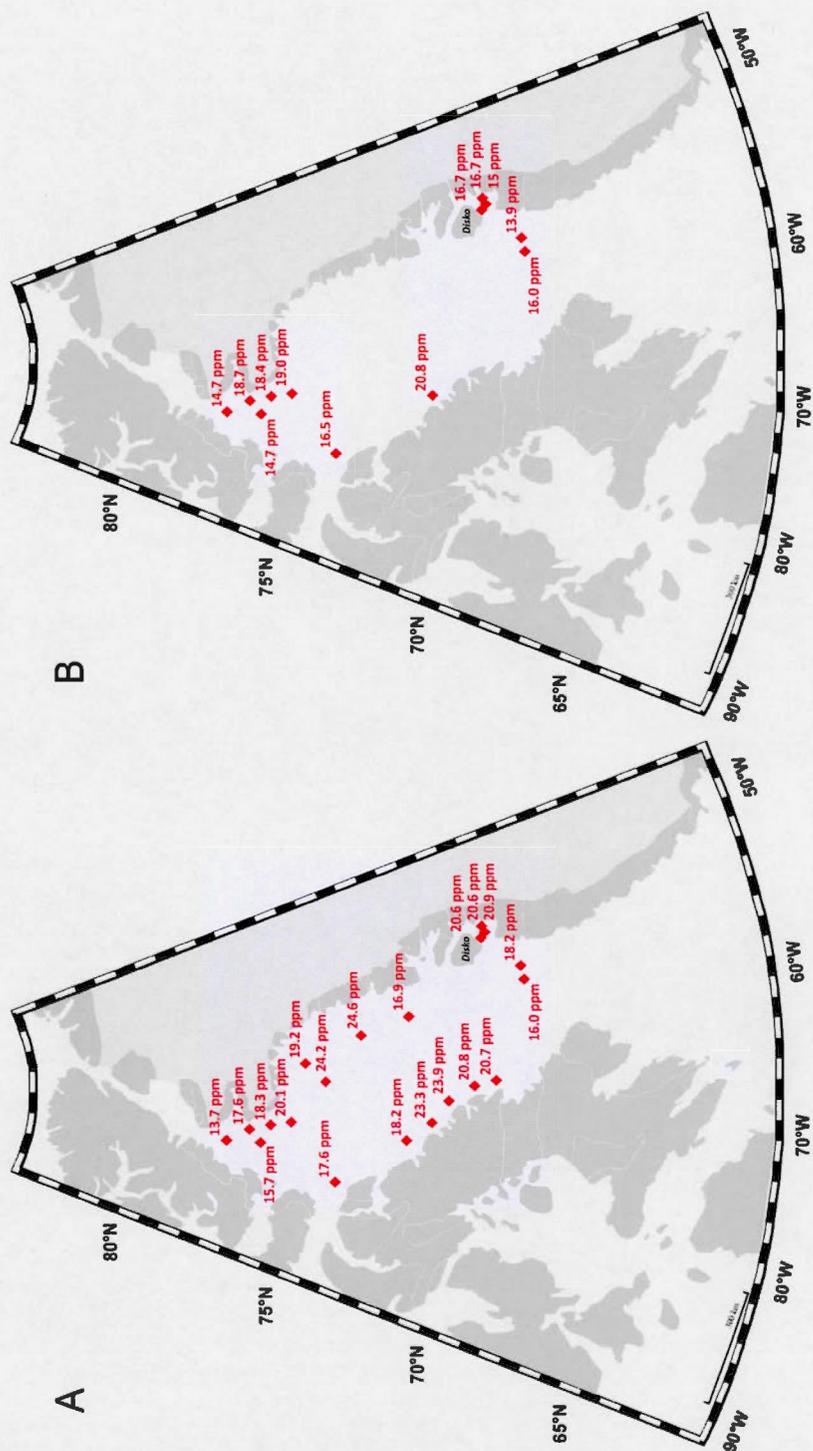


Figure B.2: Carte des concentrations en Pb (ppm) pour les sédiments en surface en surface (A) et en profondeur (B)

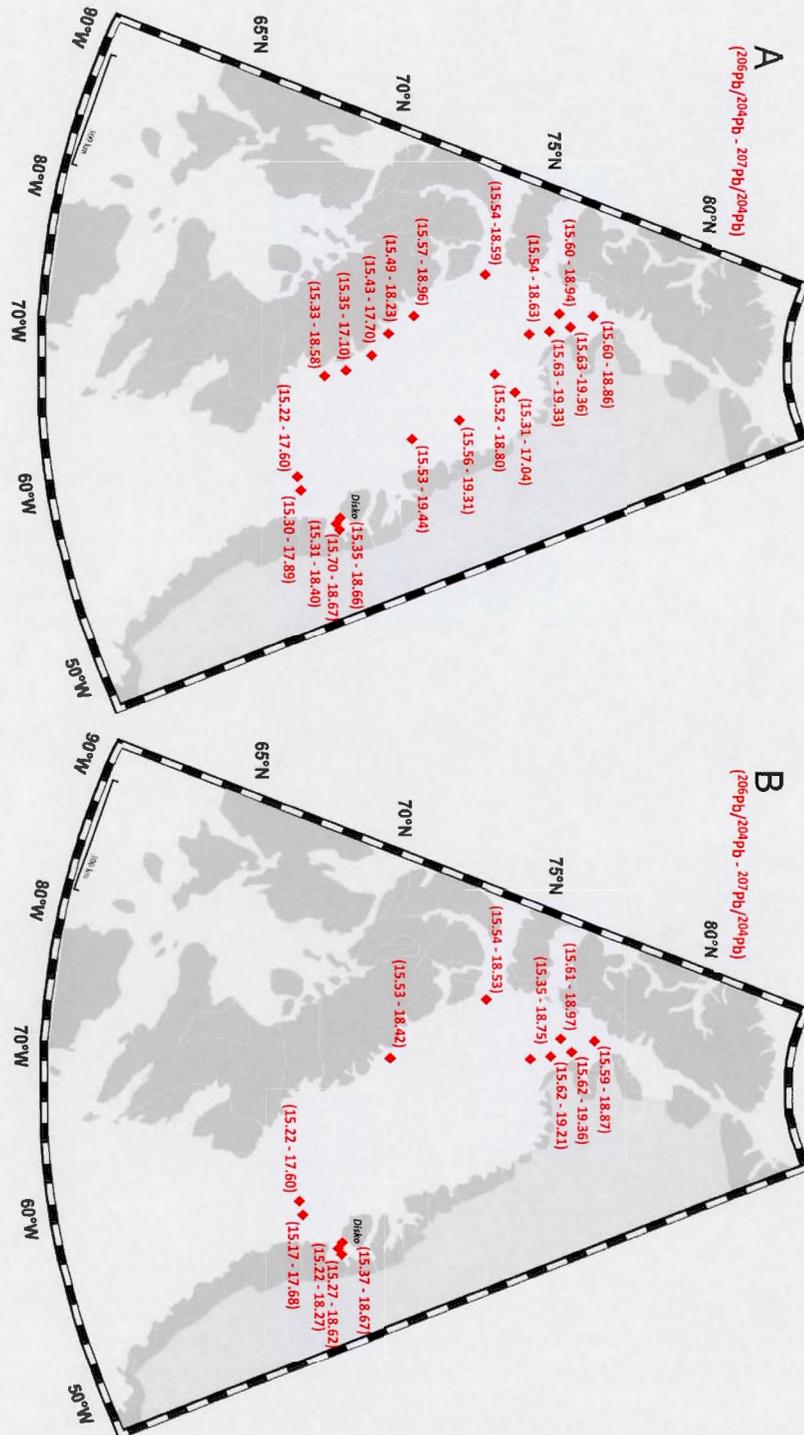


Figure B.3 : Rapports isotopiques de Pb en surface (A) et en profondeur (B)

Tableau B.3 : Compilation des données géochimiques pour les échantillons sédimentaires.

	Na (ppm)	Nb (ppm)	Nd (ppm)	Ni (ppm)	P (ppm)	Pb (ppm)	Pr (ppm)	Rb (ppm)	S (ppm)	Sb (ppm)	Sc (ppm)	Sm (ppm)	Sr (ppm)
Ech 19.S	27673	11,507	30,8	43,1	755	20,1	8,47	91,58	1161	0,51	12,2	5,588	1,73
Ech 19.F	26235	12,528	32,23	45,6	617	19	8,907	98,52	1514	0,51	12,7	5,604	1,61
Ech 24.S	>31000	13,765	29,96	40,6	661	13,7	8,166	86,15	3395	0,53	12	5,286	1,76
Ech 24.F	22017	15,961	33,32	47,7	683	14,7	9,128	100,58	4143	0,61	13,5	5,847	2,05
Ech 28.S	>31000	10,638	31,26	42	1159	17,6	8,733	99,25	3423	0,57	12,4	5,545	1,93
Ech 28.F	26343	12,312	34,35	46,6	625	18,7	9,492	111,31	2777	0,81	13,1	5,91	2,08
Ech 36.S	22444	18,713	36,25	55,1	674	15,7	9,823	108,13	8828	1,04	14,2	6,253	2,12
Ech 36.F	>31000	13,705	31	41,9	797	14,7	8,516	92,94	2846	0,61	12,3	5,29	1,99
Ech 32.S	>31000	14,25	33,19	50,9	1130	18,3	9,237	110,33	2717	0,8	13,8	5,866	2,19
Ech 32.F	23650	16,474	35,92	53,8	746	18,4	9,974	115,88	2804	0,85	14,5	6,316	2,27
Ech 47.S	20701	11,878	33,41	38	616	17,6	9,148	100,49	2028	0,89	13,9	5,828	1,81
JR01.S	>31000	10,032	31,79	33,3	1227	16,5	8,719	87,87	2631	0,64	12,7	5,471	1,61
JR01.F	>31000	7,528	26,23	60,2	818	18,2	7,325	84,83	3333	0,67	13,8	4,467	1,54
JR02.S	>31000	7,857	26,45	61,1	701	13,9	7,295	85,51	5766	0,88	14,6	4,561	1,46
JR02.F	>31000	6,592	29,73	66	1101	20,6	8,482	92,6	1405	0,47	13,2	4,894	1,55
JR03.S	>31000	6,754	29,14	64,8	680	16,7	8,123	90,44	6095	0,81	13,4	4,828	1,5
JR03.F	>31000	6,982	29,15	68,2	1058	20,6	8,066	85,45	1778	0,57	14,4	5,063	1,61
JR04.S	30658	7,335	27,85	66,7	715	16,7	7,79	86,7	5936	0,68	14,3	4,911	1,57
JR04.F	>31000	7,55	28,54	70,2	911	20,9	7,946	82,91	1708	0,61	15,8	5,163	1,7
JR05.S	30950	7,496	27,24	67,9	682	15	7,496	76,78	7660	0,88	15,6	4,798	1,57
JR05.F	>31000	7,472	25,67	57,4	808	16	6,995	77	2189	0,82	14,3	4,368	1,42
Ech 14.S	29428	7,352	25,22	54	666	13,7	7,019	73,67	4233	0,61	14,4	4,435	1,33
Ech 14.F	18939	9,716	37,93	29,1	1047	23,3	10,868	119,31	927	0,38	10,8	6,124	1,82
Ech 35.S	26941	11,395	36,65	24,7	668	20,8	10,606	114	4001	0,24	9,9	6,088	2,05
Ech MC11.S	26941	10,028	42,09	26,9	736	20,7	12,003	116,94	5010	0,6	10,7	6,866	1,83
Ech 33.S	23657	9,837	35,15	21,9	1718	20,8	7,907	65,71	610	0,19	8,2	6,455	1,86
Ech 169.S	>31000	9,227	30,57	49,6	919	23,9	9,935	114,54	812	0,4	9,3	5,989	1,89
Ech 168.S	>31000	7,376	22,59	21,2	812	24,2	8,471	101,78	3113	0,67	12,1	5,353	1,61
Ech 81.S	>31000	10,289	31,56	38	586	18,2	8,682	99,44	1479	0,26	8,5	4,02	1,19
Ech 16.S	29293	11,362	36,17	78,4	782	24,6	10,207	119,84	1588	1,26	16,4	6,334	1,86
Ech 73.S	>31000	10,46	29,81	102,1	818	16,9	8,143	84,44	1557	0,71	12,8	5,802	2,55

	Al (ppm)	Be (ppm)	Bi (ppm)	Ce (ppm)	Cd (ppm)	Ce (ppm)	Co (ppm)	Cr (ppm)	Cs (ppm)	Cu (ppm)	Dy (ppm)	Fe (ppm)	Er (ppm)
Ech 19.S	62850	1.57	0.22	20656	0.1	78.75	19.29	85	2.711	27.4	3.422	35000	1.825
Ech 19.F	83227	1.89	0.15	20194	0.106	81.05	17.11	89	3.266	31	3.385	34734	1.782
Ech 24.S	54045	1.87	<0.15	27011	0.12	70.61	11.24	93	2.978	33.9	3.129	33797	1.679
Ech 24.F	59641	1.82	0.19	28197	0.19	78.78	12.33	105	3.558	35.4	3.487	35132	1.845
Ech 28.S	59498	1.71	0.21	18545	0.098	78.08	13.01	83	3.321	44	3.351	41681	1.79
Ech 28.F	64464	1.84	0.2	19491	0.321	83.75	13.3	93	3.895	47.8	3.552	36770	1.855
Ech 36.S	60537	2.16	0.18	24067	0.419	84.9	13.71	111	3.841	42.1	3.715	37316	1.903
Ech 36.F	55201	1.77	0.18	25730	0.216	73.96	11.28	93	3.248	38	3.227	32299	1.733
Ech 32.S	61839	2.08	0.2	17550	0.169	81.51	13.56	100	3.993	50.2	3.372	43984	1.739
Ech 32.F	66615	2.16	0.25	20980	0.277	87.91	13.71	107	4.205	47.2	3.655	38941	1.864
Ech 47.S	81086	1.74	<0.15	36581	0.297	80.81	11.56	81	3.656	41.6	3.444	33405	1.829
Ech 47.F	55564	1.72	<0.15	29235	0.096	77.03	11.91	72	2.873	37.3	3.146	42469	1.667
JR01.S	65208	1.39	0.19	22267	0.128	67.48	16.26	112	3.041	53.1	2.719	39839	1.439
JR01.F	66072	1.28	0.17	23034	0.205	67.55	16.66	117	3.032	52	2.749	40033	1.445
JR02.S	72743	1.35	0.2	20787	0.093	78.3	17.76	127	2.965	42.6	2.91	45404	1.474
JR02.F	72317	1.38	0.2	20561	0.295	74.6	16.75	125	2.956	44.3	2.907	38368	1.482
JR03.S	70227	1.44	0.17	20810	0.107	74.44	18.83	125	2.82	55.8	3.178	46363	1.644
JR03.F	73771	1.38	0.16	20599	0.29	71.36	18.13	126	2.937	57.4	3.121	43148	1.602
JR04.S	73245	1.35	0.2	22253	0.115	71.44	20.2	125	2.756	66.5	3.324	48082	1.737
JR04.F	71285	1.38	<0.15	20731	0.29	67.68	19.44	123	2.732	66.9	3.162	44528	1.63
JR05.S	67907	1.32	<0.15	24981	0.148	63.94	15.89	113	2.611	47.2	2.811	39490	1.481
JR05.F	68207	1.35	<0.15	25945	0.212	62.93	15.67	113	2.421	42.9	2.842	38212	1.51
Ech 14.S	65365	1.75	0.15	25204	0.082	100.99	13.44	61	2.413	23.8	3.214	36150	1.856
Ech 14.F	62854	1.81	<0.15	39461	0.125	93.08	11.35	56	2.885	20.2	3.384	29150	1.783
Ech MC11.S	60961	1.75	<0.15	22263	0.197	114.26	10.33	53	2.288	32.8	3.706	27195	1.841
Ech 35.S	60502	1.64	<0.15	28356	0.177	63.39	5.38	34	0.432	6.5	4.679	22469	2.541
Ech 33.S	67487	1.87	<0.15	26464	0.111	92.64	10.88	44	1.814	16.8	3.305	28355	1.722
Ech 169.S	66505	1.75	0.24	18072	0.209	81.32	24.18	70	2.712	31.3	3.133	36182	1.527
Ech 168.S	61243	1.46	<0.15	18605	0.294	51.2	8.23	70	1.245	19.9	2.608	22122	1.41
Ech 51.S	57514	1.79	0.15	26028	0.388	79.95	11.97	79	3.712	44.5	3.013	34128	1.549
Ech 16.S	69353	1.96	0.29	17446	0.218	98.41	28	113	4.175	48.4	3.816	47784	1.917
Ech 73.S	71728	1.38	0.19	24252	0.36	76.92	25.15	171	3.444	65.1	4.011	55190	2.054

	Eu (ppm)	Ga (ppm)	Gd (ppm)	Hf (ppm)	Ho (ppm)	In (ppm)	K (ppm)	La (ppm)	Li (ppm)	Lu (ppm)	Mg (ppm)	Mo (ppm)	Mn (ppm)
Ech 19.S	1,1854	16,63	4,447	5,39	0,6488	0,0412	23043	36,43	33,1	0,2396	20148	1,15	1254
Ech 19.F	1,2035	18,01	4,261	4,19	0,6311	0,0443	24108	37,12	41,8	0,2306	20148	1,02	333
Ech 24.S	1,0584	15,56	3,948	3,96	0,5881	0,0431	22519	33,99	43,5	0,2243	28136	0,95	283
Ech 24.F	1,184	17,79	4,374	4,24	0,664	0,0463	24213	37,78	51,9	0,252	28047	3,46	278
Ech 28.S	1,0987	17,58	4,17	3,39	0,6252	0,043	22816	37,72	40,9	0,2325	23439	1,1	442
Ech 28.F	1,1929	19,33	4,45	3,46	0,6682	0,0487	24805	40,17	47,9	0,2508	23934	2,49	338
Ech 36.S	1,3061	19,21	4,844	4,48	0,6772	0,0529	24231	40,7	58,3	0,2605	27031	4,41	274
Ech 36.F	1,1177	16,63	4,015	3,63	0,6081	0,0477	22878	35,37	46,4	0,2299	26184	1,3	287
Ech 32.S	1,1598	19,37	4,28	3,17	0,6263	0,0505	25183	39,7	54,3	0,2307	25539	1,02	315
Ech 32.F	1,2536	20,18	4,704	3,73	0,6794	0,0548	26967	42,37	58,2	0,25	27087	3,32	296
Ech 47.S	1,1932	18,61	4,447	3,29	0,6357	0,049	24842	37,77	55,2	0,2373	32536	1,74	272
Ech 47.F	1,1192	16,77	4,105	2,8	0,5956	0,0416	22296	36,46	48,7	0,2131	28446	1,11	391
JR01.S	1,0243	19,08	3,457	2,59	0,5063	0,0411	19077	31,23	34	0,1824	18841	0,8	478
JR01.F	1,0417	19,82	3,464	2,74	0,5105	0,0424	19117	31,14	34,8	0,1881	18312	3,03	465
JR02.S	1,066	20,17	3,838	2,78	0,543	0,0382	20766	37,24	36,3	0,192	18927	1,08	653
JR02.F	1,0387	20,58	3,733	3,03	0,5255	0,036	20249	35,41	36,7	0,1949	17894	2,85	446
JR03.S	1,1071	20,41	4,029	2,81	0,5848	0,0389	18789	35,14	34,7	0,2081	18899	1,06	573
JR03.F	1,1092	20,96	3,85	2,96	0,5719	0,043	19337	32,87	36	0,1963	18523	4,29	475
JR04.S	1,1791	21,37	4,171	2,93	0,6253	0,0457	18353	33,54	35,6	0,2172	19578	0,97	560
JR04.F	1,1564	20,87	3,934	3,04	0,5838	0,0427	17857	31,47	34,2	0,2082	18446	4,5	484
JR05.F	1,0518	19,48	3,472	3,16	0,5314	0,0393	18325	29,44	28,3	0,191	17436	0,78	475
JR05.S	1,0952	19,23	3,486	3,34	0,5328	0,0412	18023	29,72	28,1	0,1946	16702	1,54	472
Ech 14.S	1,2068	18,29	4,371	4,72	0,5935	0,0387	26506	48,72	32,4	0,2129	19921	0,79	504
Ech 14.F	1,167	17,15	4,394	5,24	0,6262	0,0426	24747	47,39	35,6	0,2323	19739	1,4	465
Ech MC11.S	1,1859	17,21	5,023	4,84	0,6716	0,036	25238	55,02	28,7	0,2301	15291	3,91	340
Ech 36.S	1,3	14,94	5,504	20,34	0,8768	0,0259	21715	28,32	6,8	0,3555	9424	0,64	350
Ech 33.S	1,1681	17,49	4,396	5,87	0,6087	0,0328	27076	44,51	24,5	0,2277	16631	0,92	528
Ech 189.S	1,1212	18,43	4,027	4,43	0,5568	0,0364	23580	36,94	28,2	0,2084	14563	2,75	1888
Ech 166.S	0,9709	15,07	3,188	7,4	0,494	0,0259	20285	24,98	13	0,1987	8881	0,96	381
Ech 51.S	1,0629	17,82	4,082	2,51	0,5463	0,0464	24323	36,92	56,1	0,2054	28835	1,46	286
Ech 16.S	1,2739	21,15	4,936	3,63	0,6965	0,0498	23981	43,74	43	0,2361	20465	2,3	1547
Ech 73.S	1,3157	20,52	4,751	3,47	0,7316	0,0544	19171	33,7	40,4	0,2518	25750	0,82	610

Sr (ppm)	Ta (ppm)	Tb (ppm)	Th (ppm)	Ti (ppm)	Ti (ppm)	Tl (ppm)	Tm (ppm)	U (ppm)	V (ppm)	W (ppm)	Y (ppm)	Yb (ppm)	Zn (ppm)	Zr (ppm)
210.7	0.776	0.6206	11,483	4083	0.403	0.2551	1,811	98	0.83	17.4	1,634	70	206	
192.7	0.826	0.5958	11,677	4195	0.43	0.2459	2,48	105	0.82	17.07	1,574	77	157	
165.8	0.854	0.5378	10,502	4105	0.361	0.2364	2	96.3	0.84	16.52	1,524	70	151	
181.2	1.005	0.6065	11.7	4692	0.422	0.261	3,293	107.1	0.82	16.24	1,697	77	160	
179.1	0.775	0.5817	13.09	3785	0.399	0.248	2,168	117.9	0.78	17.29	1,604	75	128	
169.1	0.836	0.615	13,861	4194	0.461	0.2662	4,895	120.2	0.81	18.33	1,695	81	129	
174.9	1.083	0.6398	12,027	5172	0.446	0.2752	7,656	122.6	1.02	19.25	1,745	85	173	
175.6	0.848	0.5727	11,093	4098	0.398	0.2429	2,391	100	0.92	16.41	1,603	75	143	
166.4	0.887	0.5664	13,001	4300	0.441	0.2503	2,304	134.5	0.95	17.21	1,574	95	118	
165.6	1.007	0.6505	13,546	4788	0.495	0.2673	5,701	132.6	0.97	18.83	1,711	91	139	
178.8	0.725	0.6004	10,803	3811	0.423	0.2544	4,077	117	0.77	16.88	1,582	89	120	
189.5	0.801	0.5517	9,837	3360	0.361	0.2317	1,715	115.3	0.73	15.86	1,456	80	104	
282.1	0.409	0.4736	8,141	4067	0.4	0.2009	1,705	112.4	0.46	14.02	1,278	107	95	
283.8	0.465	0.4824	8,083	4283	0.416	0.2004	3,097	121.3	0.43	14.21	1,248	100	103	
279	0.421	0.5117	10,538	3874	0.464	0.2055	1,35	128.5	0.54	14.76	1,253	84	102	
285.4	0.42	0.5021	9,622	3734	0.478	0.2022	6,291	117.9	0.44	15.03	1,289	82	114	
286.8	0.468	0.5472	9,887	4328	0.415	0.2279	1,515	149.7	0.52	15.94	1,418	87	102	
259.1	0.485	0.5368	9,614	4339	0.461	0.2208	5,485	136.7	0.51	15.44	1,384	86	110	
256.5	0.482	0.5906	9,209	5009	0.403	0.2401	1,848	169.1	0.5	17.21	1,479	91	109	
246.2	0.456	0.5631	8,648	4959	0.421	0.2352	6,425	148.3	0.43	16.2	1,405	89	111	
300.3	0.444	0.4878	7,308	4221	0.36	0.2116	2,173	113.7	0.39	14.68	1,309	92	119	
309.7	0.444	0.4859	7,085	4250	0.378	0.2158	2,879	113.6	0.45	15.05	1,334	89	128	
243.3	0.536	0.5751	17,877	3399	0.529	0.2328	1,713	84.2	0.47	16.78	1,432	82	178	
187.5	0.775	0.6022	18,704	3322	0.521	0.2477	2,465	84.5	0.64	17.39	1,605	62	200	
232.1	0.604	0.6694	21,253	3186	0.542	0.2649	3,435	77.6	0.44	19.44	1,663	104	181	
266.6	0.607	0.7683	8,314	3108	0.329	0.3693	1,89	51	0.21	25.59	2,358	65	805	
256.1	0.619	0.5984	18,163	2943	0.525	0.2399	1,695	64.4	0.35	17.21	1,526	79	225	
252.3	0.638	0.5443	12,527	3590	0.546	0.2215	1,572	93.9	0.73	15.64	1,405	84	166	
269.1	0.513	0.4482	8,126	2818	0.325	0.2044	1,543	58.8	0.37	13.67	1,308	44	287	
169.8	0.63	0.5431	10,952	3443	0.432	0.2188	3,56	134.7	0.79	14.94	1,387	96	92	
220.5	0.763	0.6905	14,85	4898	0.536	0.2623	2,099	141.4	1.05	18.71	1,622	121	135	
181.9	0.975	0.6708	11,716	4172	0.584	0.3222	2,176	110.8	1.77	22.01	2,067	84	178	

## BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

- Aksu A. E. & Piper D.J.W. (1987) Late Quaternary sedimentation in Baffin Bay, *Can. J. Earth Sci.* 24, 1833–1846.
- 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, *Can. J. Earth Sci.* 48, 1307–1328.
- 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., Jennings A.E., Coleman G.C. & Eberl D.D (2010), Holocene variations in mineral and grain-size composition along the East Greenland glaciated margin (ca 67°-70°N): Local versus long-distance sediment transport, *Quaternary Science Reviews* 29, 2619-2632.
- Bamber J., van den Broeke M., Ettema J., Lenaerts J. & Rignot E (2012) Recent large increases in freshwater fluxes from Greenland into the North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.* 39, L19501.
- Belshaw N.S., Freedman P.A., O’Nions R.K., Frank M. & Guo Y. (1998) A new variable dispersion double-focusing plasma mass spectrometer with performance illustrated for Pb isotopes, *International Journal of Mass Spectrometry* 181, 51-58.
- Blott S. J. & Pye K. (2001) GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments, *Earth Surf. Processes Landforms* 26, 1237–1248.
- Bollhöfer A. & Rosman J.R. (2001) Isotopic source signatures for atmospheric lead: The Northern Hemisphere, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1727–1740.

- Bigg G.R. (1999) An estimate of the flux if iceberg calving from Greenland, *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 31(2), 174-178.
- Campbell D. C., & de Vernal A. (2009) CCGS Hudson Expedition 2008029: Marine geology and paleoceanography of Baffin Bay and adjacent areas, Nain, NL to Halifax, NS, August 28-September 23, Open File 5989, 212 pp., *Geol. Surv. of Can.*, Ottawa.
- Carignan J., Hillaire-Marcel C. & deVernal A. (2008) Arctic vs. North Atlantic water masse exchanges in Fram Strait from Pb isotopes in sediments, *Can. J. Earth Sci.* 45, 1253–1263.
- Caseldine C.J., Turney C.S.M. & Long A.J. (2010) IPCC and palaeoclimate – an evolving story. *Journal of Quaternary Science* 25, 1-4.
- Crocket K.C., Vance D., Foster G.L., Richards D.A. & Tranter M. (2012) Continental weathering fluxes during the last glacial/interglacial cycle: insights from the marine sedimentary Pb isotope record at Orphan Knoll, NW Atlantic, *Quaternary Science Reviews* 38, 89-99.
- Darby D.A. (2003) Sources of sediments found in the sea ice from the weastern Arctic Ocean, new insights into processes of entrainment and drift patterns. *Journal of Geophysical Research* 108.
- Deconinck J.F. (2006) Paléoclimats: l'enregistrement des variations climatiques, *Edition Vuibert*.
- De Angelis H. & Kleman J. (2007) Palaeo-ice streams in the Foxe/Baffin sector of the Laurentide Ice Sheet, *Quaternary Science Reviews* 26, 1313-1331.
- Desloges J.R., Gilbert R., Nelsen N., Christiansen C., Rash M., & Øhlenschläger R. (2002) Holocene glacimarine sedimentary environments in fiords of Disko Bugt, West Greenland, *Quaternary Science Reviews* 21, 947-963.

- Downing G.E. & Hemming S.R. (2012) Late glacial and deglacial history of ice rafting in the Labrador Sea: A perspective from radiogenic isotopes in marine sediments, *The Geological Society of America Special Paper 487*, 113-124.
- Dickin A.P. (1995) Radiogenic Isotope Geology, *Cambridge University Press*, First Edition.
- Dyke A. (2004) An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada, *Dev. Quat. Sci.* 2, 373–424.
- Fagel N., Innocent C., Gariépy C. & Hillaire-Marcel C. (2002) Sources of Labrador Sea sediments since the last glacial maximum inferred from Nd-Pb isotopes, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2569-2581.
- Farmer G.L., Barber D. & Andrews, J. (2003) Provenance of Late Quaternary ice-proximal sediments in the North Atlantic: Nd, Sr and Pb isotopic evidence, *Earth and Planetary Science Letters* 209, 227-243.
- Funder S., Kjeldsen K.K., Kjær K.H. & Ó Cofaigh C. (2011) The Greenland Ice Sheet during the past 300,000 years: A review, in Quaternary Glaciations, Extent and Chronology, Part IV, A Closer Look, *Dev. Quat. Sci.* 15, edited by J. Ehlers, P. L. Gibbard, & P. D. Hughes, 699–713.
- Gariépy C. & Dupré B. (1991) Pb isotopes and crust–mantle evolution. In: Heaman, L., Ludden, J.N. (Eds.), Short Course Handbook on Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology. Mineralogical Association of Canada, pp. 191–224.
- Ghaleb B. (2009), Overview of the methods for the measurement and interpretation of short-lived radioisotopes and their limits, From Deep-sea to Coastal Zones: Methods and Techniques for Studying Paleoenvironments, *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 5.
- Grunsky E.C., Drew L.J., Woodruff L.G., Friske P.W.B. & Sutphin D.M. (2013) Statistical variability of the geochemistry and mineralogy of soils in the Maritime Provinces of

Canada and part of the Northeast United States. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis* 13, 249–266.

Gwiazda R.H., Hemming S.R. & Broecker W.S (1996) Tracking the sources of icebergs with lead isotopes: The provenance of ice-rafted debris in Heimrich layer 2, *Paleoceanography* 11, 77-93.

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-sea Research II* 49, 5277-5295.

Hemming S.R., Gwiazda R.H., Andrews J.T., Broecker W.S., Jennings A.E. & Onstott T.C. (2000)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Pb-Pb study of individual hornblende and feldspar grains from southeastern Baffin Island glacial sediments: implications for the provenance of the Heinrich layers, *Can. J. Earth Sci.* 37, 879-890.

Hillaire-Marcel C., de Vernal A., Aksu A. E. & Macko S. (1989) High-resolution isotopic and micropaleontological studies of upper Pleistocene sediment at ODP site 645, Baffin Bay, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results* 105, 599–616,

Hogan K.A., Dowdeswell J.A. & Ó Cofaigh C. (2012) Glacimarine sedimentary processes and depositional environments in an embayment fed by West Greenland ice streams, *Marine Geology* 1-16, 311-314.

Jackson G.D. & Barnes R.G. (2000) Precambrian metamorphic and tectonic evolution of northern Baffin Island, Nunavut, Canada, *The Canadian Mineralogist* 38, 389-421.

Kalsbeek F. & Taylor P.N. (1999) Review of isotope data for Precambrian rocks from the Disko Bugt region, West Greenland, *Geology of Greenland Survey Bulletin* 181, 41-47.

Kalsbeek F., Pulvertaft T.C.R. & Nutman A.P. (1998) Geochemistry, age and orogin of metagreywackes from the Palaeoproterozoic Karrat Group, Rinkian Belt , West Greenland, *Precambrian Research* 91, 383-399.

- Kelly M.A. & Lowell T.V. (2009) Fluctuations of local glaciers in Greenland during the latest Pleistocene and Holocene time, *Quaternary Science Reviews* 28, 2088-2106.
- Kuijpers A., Dalhoff F., Brandt M.P., Hümbes P., Schott T. & Zotova A. (2007) Giant iceberg plow marks at more than 1 km water depth offshore West Greenland, *Marine Geology* 246, 60–64.
- 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, 1667-1711.
- Li G., Piper D.J.W. & Campbell D.C. (2011) The Quaternary Lancaster Sound trough-mouth fan, NW Baffin Bay, *Journal of Quaternary Science* 26, 511-522.
- Maccali J., Hillaire-Marcel C., Carignan J. & Reisberg L.C. (2012) Pb isotopes and geochemical monitoring of Arctic sedimentary supplies and water mass export through Fram Strait since the Last Glacial Maximum, *Paleoceanography* 27,
- Maccali J., Hillaire-Marcel C., Carignan J. & Reisberg L.C. (2013) Geochemical signatures of sediments documenting Arctic sea-ice and water mass export through Fram Strait since the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews* 64, 136-151.
- Manhes G., Allègre C.J., Dupré B. & Hamelin B. (1980) Lead isotope study of basic-ultrabasic layered complexes: speculations about the age of the earth and primitive mantle characteristics, *Earth and Planetary Science Letters* 47, 370-382.
- McManus J.F., Francois R., Gherardi J.-M., Keigwin L.D. & Brown-Leger S. (2004) Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, *Nature* 428, 834-837.
- Nutman A.P., Dawes P.R., Kalsbeek F. & Hamilton M.A. (2008) Palaeoproterozoic and Archean gneiss complexes in northern Greenland: Palaeoproterozoic terrane assembly in the High Arctic, *Precambrian Research* 161, 419-451.

- Ó Cofaigh & Party (2009) Marine geophysical and geological investigations of past flow and stability of a major Greenland ice stream in the late Quaternary, *RRS JAMES CLARK ROSS CRUISE REPORT – JR175 West Greenland and Baffin Bay*.
- Ó Cofaigh C., Dowdeswell J.A., Jennings A.E., Hogan K.A., Kilfeather A., Hiemstra J.F., Noormets R., Evans J., McCarthy D.J., Andrews J.T., Lloyd, J.M. & Moros M. (2012) An extensive and dynamic ice sheet on the West Greenland shelf during the last glacial cycle, *Geology*,
- 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.
- Millot R., Allègre C.J., Gaillardet J. & Roy, S. (2004) Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust, *Chemical Geology* 203, 75-90.
- Patchett P.J., Roth M.A., Canale B.S., de Freitas T.A., Harrison J.C., Embry A.F. & Ross G.M. (1999) Nd isotopes, geochemistry, and constraints on sources of sediments in the Franklinian mobile belt, Arctic Canada, *Geological Society of American Bulletin* 111, 578-589.
- Patchett P.J., Embry A.F., Ross G.M., Beauchamp B., Harrison J.C., Marry U., Isachsen C.E., Mayr E.J., Rosenberg E.J. & Spence G.O. (2004) Sedimentary Cover of the Canadian Shield through Mesozoic Time Reflected by Nd Isotopic and Geochemical Results for the Sverdrup Basin, Arctic Canada, *The Journal of Geology* 112, 39-57.
- Poirier A. (2005) Re-Os & Pb-Pb Isotope Geochemistry: Environmental and Meteoritics Examples, Thesis, Université du Québec à Montréal.
- Rahmstorf S. (2006) Thermohaline Ocean Circulation. In: *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, S. A. Elias. Elsevier, Amsterdam.

- Rashid H., Saint-Ange F., Barber, D.C., Smith, M.E. & Devalia N. (2012) Fine scale sediment structure and geochemical signature between eastern and western North Atlantic during Heinrich events 1 and 2, *Quaternary Science Reviews* 46, 136-150.
- Ruddiman W. F. (2001) Earth's Climate: past and future. *W.H. Freeman & Sons Publishers*, New York.
- Simon Q., St-Onge G. & Hillaire-Marcel C. (2012) Late Quaternary chronostratigraphic framework of deep Baffin Bay glaciomarine sediments from high-resolution paleomagnetic data, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 13.
- Simon Q., Hillaire-Marcel C., St-Onge G. & Andrews J.T. (2013) Northern-eastern Laurentide, western Greenland and southern Innuitian ice stream dynamics during the last glacial cycle, *Journal Quaternary Science* 29, 14–26.
- Simonetti A., Garièpy C. & Carignan J. (2000) Pb and Sr isotopic compositions of snowpack from Quebec, Canada: Inferences on the sources and deposition budgets of atmospheric heavy metals, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 5–20.
- Stacey J.S. & Kramers, J.D. (1975) Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, 207-221.
- Sturges W.T. & Barrie L.A. (1987) Lead 206/207 isotope ratios in the atmosphere of North America as tracers of US and Canadian emissions, *Nature* 329, 144-146.
- Tang C., Ross C., Yao T., Petrie B., De Tracey B. & Dunlap E. (2004) The circulation, water masses and sea-ice of Baffin Bay, *Progress in Oceanography* 63, 183–228.
- Thirlwall M.F. (2002) Multicollector ICP-MS analysis of Pb isotopes using a 207pb-204pb double spike demonstrates up to 400 ppm/amu systematic errors in Tl-normalization, *Chem. Geol.* 184(3-4), 255-279.

- Tatsumoto M., Knight R.J. & Allègre C.J. (1973) Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206, *Science* 180, 1279-1283.
- Thrane K., Baker J., Connelly J. & Nutman, A. (2005) Age, petrogenesis and metamorphism of the syn-collisional Prøven Igneous Complex, West Greenland, *Contrib. Mineral Petrol.* 149, 541-555.
- von Blanckenburg F. & Näger T.F. (2001) Weathering versus circulation-controlled changes in radiogenic isotope tracer composition of the Labrador Sea and North Atlantic Deep Water, *Paleoceanography* 16, 424-434.
- Weidick A. & Bennike O. (2007) Quaternary glaciation history and glaciology of Jakobshavn Isbrae and the Disko Bugt region, West Greenland: a review, *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 14.
- Whalen J.B., Wodicka N., Taylor B.E. & Jackson G.D. (2010) Cumberland batholith, Trans-Hudson Orogen, Canada : Petrogenesis and implications for Paleoproterozoic crustal and orogenic processes. *Lithos.* 117, 99-118.
- Whitehouse M.J., Kalsbeek F. & Nutman, A.P. (1998) Crustal growth and crustal recycling in the Nagssustogidian orogen of West Greenland: Constraints from radiogenic isotope systematics and U-Pb zircon geochronology, *Precambrian Research* 91, 365-381.
- Whitmeyer S.J. & Karlstrom K.E. (2007) Tectonic model for the Proterozoic growth of North America, *Geosphere* 3, 220-259.
- Wodicka N., St-Onge M.R., Scott D.J. & Corrigan D. (2002) Preliminary report on the U-Pb geochronology of the northern margin of the Trans-Hudson Orogen, central Baffin Island, Nunavut, Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 15, *Geological Survey of Canada, Current Research* 2002-F7, 12 p.