

UNIVERSITÉ DE QUÉBEC À MONTRÉAL

Nd ET Pb COMME TRACEURS ISOTOPIQUES DU PLÉISTOCÈNE
RÉCENT: CIRCULATION THERMOHALINE DANS
L'ATLANTIQUE DU NORD-OUEST (SITE IODP-1305)

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

PAR
REDA LAMZIOUAQ

OCTOBRE 2008

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.»

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à exprimer toute ma reconnaissance envers mes directeurs de recherche Ross Stevenson et Claude Hillaire-Marcel, qui ont bien voulu diriger mon travail. Les efforts, l'attention et les encouragements des professeurs Stevenson et Hillaire-Marcel m'ont permis de mener à bien ce travail. Je leur exprime mon profond respect et ma vive gratitude pour leurs soutiens.

Je désire remercier tout particulièrement Anne de Vernal, la directrice du Centre de Recherche en géochimie et en géodynamique (GEOTOP - UQAM & McGill), qui a participé à la mission d'IODP en automne 2004 et qui m'a donné accès aux échantillons et au financement pour l'aspect analytique (IODP-Leg 303). Je remercie également Jim Channell, J. Stoner, A. Mazaud et Jennifer McKay pour les données stratigraphiques de la carotte IODP-1305. Côté Laboratoire, je tiens à remercier B. Le Fevre pour les analyses de Pb de même que M. Preda et J. Thorez pour l'étude comparative sur les argiles.

Je tiens aussi à remercier Bassam Ghaleb et Raynald Lapointe, pour leur aide analytique et technique au laboratoire et en spectrométrie de masse sur le Sector 54 du GEOTOP.

Mes vifs remerciements à toutes les personnes qui me sont chères et qui tiennent une grande place dans mon cœur. Je tiens à remercier mes parents qui ont été toujours présents, leurs encouragements m'ont beaucoup aidé à dépasser ma solitude ici à Montréal; et je leur dédie mon travail. Mes frères et ma sœur, je vous remercie de vos encouragements.

Un spécial merci à Luzma Fabiola Nava Jiménez et Abdellatif Lazrak, aussi je remercie tous ceux qui ont accepté de lire et de corriger ce mémoire, un grand merci à Toufik Radi et André Poirier.

Enfin, je remercie tous mes amis sans oublier personne.

A mes parents,

Pour leur soutien et leur confiance. Votre présence pour tout et toujours, votre amour contribue à mon bonheur jour après jour. Avec tous mes souhaits.

A mes frères, ma sœur et ma famille,

Merci pour votre amour.

Table des matières

| | Page |
|--|------|
| Liste des figures | v |
| Liste des tableaux | vii |
| Résumé | viii |
| 1. Introduction | 1 |
| 2. Contexte océanographique, géologique et topographique de la mer de Labrador | 3 |
| 3. Méthodologie..... | 10 |
| 3.1 Zone d'étude..... | 10 |
| 3.2 Lithostratigraphie..... | 11 |
| 3.3 Approches expérimentales..... | 11 |
| 3.4 Analyse de Sm-Nd..... | 14 |
| 3.5 Analyse du Plomb | 15 |
| 4. Résultats..... | 16 |
| 5. Discussions | 29 |
| 5.1 Source des détritiques dans la mer de Labrador..... | 29 |
| 5.2 Influence du cycle glaciaire-interglaciaire | 33 |
| 5.3 Changements temporels des sources..... | 38 |
| Conclusion..... | 40 |
| Références..... | 42 |

Liste des figures

| | | |
|-------------|---|----|
| Figure 1a : | Carte géologique indiquant le site de carottage IODP-1305 et la distribution des masses d'eau dans la mer de Labrador (LSW, NEADW et DSOW). Les flèches continues montrent la circulation océanique générale des eaux de surfaces et des eaux profondes (flèches en pointillées) (d'après Hillaire-Marcel et Bilodeau, 2000). NAMOC, Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel; LSW, Labrador Sea Water; WBUC, Western Boundary Undercurrent; CGFZ, Charlie Gibbs Fracture Zone; LC, Courant de Labrador; NAD, North Atlantic Drift; WGC, West Greenland Current; NEADW, Northeast Atlantic deep water; DSOW, Denmark Strait Overflow Water; NADW, North Atlantic Deep Water. | 5 |
| Figure 1b : | Carte géologique de la zone d'étude. Adaptée de Bartholomew (1981) et de Choubert <i>et al.</i> , (1979). D'après Lacan, (2002)..... | 8 |
| Figure 2 : | Localisation des carottes étudiées et géologie régionale. Les flèches pleines représentent la circulation profonde et intermédiaire; les flèches en pointillés représentent la circulation de surface. D'après Fagel <i>et al.</i> , (2004)..... | 9 |
| Figure 3 : | Évolution de $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte IODP-1305, (Hillaire-Marcel <i>et al.</i> , in prep; Channell <i>et al.</i> , 2006)..... | 13 |
| Figure 4a : | $\epsilon(\text{Nd})$ et $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur (m); SI : stade isotopique. | 17 |
| Figure 4b : | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de la profondeur (m)..... | 18 |
| Figure 4c : | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de la profondeur (m) | 18 |
| Figure 5a : | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de la profondeur..... | 20 |
| Figure 5b : | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de la profondeur..... | 21 |
| Figure 5c : | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de la profondeur..... | 22 |
| Figure 5d : | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de la profondeur..... | 23 |
| Figure 5e : | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur..... | 24 |

| | | |
|-------------|---|----|
| Figure 5f : | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de la carotte IODP-1305 et PC-13 en fonction de leur âge approximatif..... | 25 |
| Figure 6 : | Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ montrant les données de la carotte IODP-1305, ODP-646 et PC-13 en fonction des sources potentielles des dépôts argileux. (Fagel <i>et al.</i> , 1999, 2006; Farmer <i>et al.</i> , 2003). | 31 |
| Figure 7 : | $\epsilon(\text{Nd})$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des sédiments glacio-marins en Islande, Est Groenland et la mer norvégienne orientale par rapport aux compositions isotopiques entières des roches dans la croûte exposée dans le Groenland et l'Islande (Hansen, 1999; Kalsbeek, 1993; Thrane, 2002), Islande (Hemond, 1993); Fennoscandia/Svalbard; (Andersen, 2001; Bibikova, 1996; Farmer <i>et al.</i> , 2003). | 32 |
| Figure 8 : | Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montrant les données de la carotte IODP-1305 et PC-13 en fonction des sources potentielles des dépôts argileux (Fagel <i>et al.</i> , 2002; Farmer <i>et al.</i> , 2003; Hanghøj <i>et al.</i> , 2003; Andreasen <i>et al.</i> , 2004)..... | 34 |
| Figure 9 : | Valeurs $\epsilon(\text{Nd})$ des carottes IODP-1305 et ODP-646 projetés sur l'évolution de la composition isotopique du Nd de la mer de Labrador depuis 2,5 Ma selon Vance (1999)..... | 39 |

Liste des tableaux

| | | |
|-------------|--|----|
| Tableau 1 : | Systematique Sm-Nd de la fraction argileuse decarbonatee, de la carotte IODP-1305 | 26 |
| Tableau 2: | Systematique du Pb analyse sur la carotte IODP-1305 | 28 |
| Tableau 3 : | Systematique Sm-Nd et Pb des sources probables. D'apres Fagel <i>et al.</i> , (1999, 2004) et Farmer <i>et al.</i> , (2003)..... | 35 |

Résumé

Les variations de l'intensité de la circulation thermohaline globale en Atlantique (*l'Atlantic Meridional Overturning Circulation*), qui constitue la composante nord-atlantique de la circulation thermohaline globale, sont fortement liées aux variations climatiques. Ces variations peuvent être retracées par les propriétés géochimiques des sédiments déposés par le sous-courant côtier de l'ouest (*WBUC-Western Boundary UnderCurrent*) qui entraîne les masses d'eau profonde de l'Atlantique Nord dans une gyre au fond des bassins d'Irmingier et du Labrador. Les isotopes radiogéniques (Nd et Pb notamment) de la fraction argileuse des sédiments détritiques présentent un intérêt particulier car ils ont la propriété de préserver la signature isotopique d'origine des différentes sources rocheuses qui contribuent à la charge sédimentaire du bassin. Ici, nous examinons les variations de la composition isotopique du Nd et du Pb commun sur la fraction argileuse ($< 2\mu\text{m}$) des sédiments couvrant les stades isotopiques marins 27 à 31 (~ intervalle de Jaramillo) dans la carotte IODP-1305, pour les comparer avec celles reportées par (Fagel *et al.*, 1999 ; 2002 et 2006) à partir d'un forage voisin couvrant les derniers 400 ka (stades isotopiques 1 à 11; site ODP-646) et d'une carotte de la station 90-013-013 (PC-13) couvrant les derniers 170 ka.

Les carottes des forages IODP-1305, ODP-646 et la carotte par piston PC-13 ont été prélevées au large du Cap Farewell (sud Groenland), sous l'axe d'intensité maximale du WBUC et à une profondeur d'environ 3400 m. Fagel *et al.*, (1999, 2002 et 2006) ont montré que les alternances glaciaires-interglaciaires des stades isotopiques 1 à 11 se marquaient par des fluctuations relatives des sources des sédiments: i) le bouclier groenlandais nord Américain, ii) du matériel récent provenant du volcanisme islandais et de la ride de Reykjanes, iii) une composante paléozoïque. Les résultats des analyses isotopiques des stades isotopiques 27 à 31, obtenus dans le cadre de ce travail, s'inscrivent hors du champ défini par les sédiments précédents. Ils indiquent une composition isotopique plus radiogénique que celle des carottes du forage ODP-646 et de la station (90-013-01). Les valeurs des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ varient entre 0,511703 et 0,512356, ϵNd varie entre -18,2 et -5,5, les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ s'étendent de 0,1061 à 0,1228, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varient entre 18,992 et 18,0195 et les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varient entre 15,445 et 15,594. Ces compositions laissent croire à l'implication d'une source sédimentaire distincte de celles identifiées par Fagel *et al.*, (1999, 2002, 2006) et qui pourrait être associée aux roches volcaniques tertiaires du Groenland. La différence des signatures isotopiques et l'évolution des sources sédimentaires entre les carottes IODP-1305, ODP-646 et la 90-013-013 indiquent que la circulation thermohaline a probablement évolué d'une manière significative entre les stades 27-31 et 1-11, et que l'étendue des glaces, sur le Groenland, était probablement moindre au cours du premier intervalle que du second, rendant ainsi compte de l'altération chimique des roches tertiaires est-groenlandaises indiquée par les compositions isotopiques du Nd et du Pb.

Mots-clés : Atlantique Nord-Ouest, Circulation thermohaline, Géochimie, IODP, Isotope, Néodyme, Océanographie, Paléoclimat, Pléistocène, Plomb, Traceurs géochimiques.

1. Introduction

Pour mieux comprendre le réchauffement climatique actuel, de nombreuses études ont cherché à saisir les mécanismes contrôlant le système climatique global. Pour ce faire, l'une des approches consiste à étudier le climat ancien en se basant sur les enregistrements sédimentaires. Parmi les traceurs paléoclimatiques, la composition isotopique de certains éléments chimiques dans les sédiments marins et dans les calottes glaciaires sont des outils permettant de reconstituer les changements climatiques passés, notamment les fluctuations glaciaires-interglaciaires Quaternaires, Fagel *et al.*, 1996, Fagel et Hillaire-Marcel, 2006, Hillaire-Marcel *et al.*, 1994, Innocent *et al.*, 1997, Innocent, Fagel et Hillaire-Marcel, 2000....

L'objectif principal de cette étude est de retracer les changements de la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord sous l'effet de différentes conditions de forçage climatique. Nous avons effectué des analyses sur des sédiments prélevés à l'emplacement IODP-1305 dans la mer du Labrador (Fig. 1). Une meilleure compréhension de l'évolution des sources des apports sédimentaires et de leur mélange pourra aider à reconstituer la dynamique des courants profonds contrôlant le transport des particules dans la mer de Labrador et ultimement dans l'Atlantique. On cherchera notamment à mieux comprendre, à l'aide de la composition isotopique des sédiments marins, l'évolution de la DSOW du Pléistocène (~ 1 Ma) à l'Holocène (~7 Ka).

La mer du Labrador est un bassin océanique qui contribue à la formation de la North Atlantic Deep Water (NADW), un courant marin profond jouant un rôle important dans la ventilation de l'océan mondial (Broecker, 1989). Plusieurs études sédimentologiques, paléontologiques et géochimiques, ont été effectuées dans la mer de Labrador pour comprendre les mécanismes contrôlant les changements de la circulation océanique profonde dans l'Atlantique Nord (Boyle, 1995; Ledbetter et Balsam, 1985; Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994; McCartney, 1992 et McCave *et al.*, 1995). Ces études ont montré que le bassin du Labrador se caractérise par trois principales masses d'eau : 1- la masse de la mer du Labrador

(Labrador Sea Water, LSW), formée dans la mer de Labrador et qui occupe la zone de la surface jusqu'à une profondeur de 1100 m (Lavender *et al.*, 2000), 2- la masse d'eau profonde de l'Atlantique du Nord-Est (North East Atlantic Deep Water, NEADW), qui provient des mers de Norvège et de l'Islande au Nord et 3- la masse d'eau de débordement du détroit de Danemark (Danemark Strait Overflow Water, DSOW; Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994) issue de la mer du Groenland.

Les isotopes radiogéniques des sédiments marins constituent un outil extrêmement fiable pour évaluer le degré de mélange des différentes sources sédimentaires de même que la contribution de l'érosion continentale (Reynolds *et al.*, 2006). Parmi ces isotopes, le Néodyme (Nd) et le rapport Samarium/Néodyme - Sm/Nd) et le Plomb (Pb) constituent d'excellents traceurs de la dynamique des masses d'eaux océaniques actuelles et passées (Albarède et Goldstein, 1992; Jeandel, 1993). Ils ont, par exemple, permis d'identifier les sources probables de certains dépôts sédimentaires (Piepgras *et al.*, 1986; Piepgras et Wasserburg, 1979, 1987; Goldstein et O'Nions, 1981; Albarède et Goldstein, 1992). Grâce à leur temps de séjour inférieur à celui du mélange océanique global (< 1000 ans), ces isotopes ont la particularité d'enregistrer les variations liées aux changements dans les sources d'apports détritiques ($\tau = 500$ à 1000 ans pour le Nd (Innocent *et al.*, 1997; Fagel *et al.*, 1999; Tachikawa *et al.*, 2002)) et quelques dizaines d'années pour le Pb (Albarède *et al.*, 1997). Ils permettent également de retracer le patron de la circulation océanique de même que l'apport de l'érosion locale (Albarède et Goldstein, 1992 ; von Blanckenburg *et al.*, 1996 ; Innocent *et al.*, 1997; Fagel *et al.*, 1999; Albarède *et al.*, 1997; Frank, 2002). Les isotopes radiogéniques lourds ont la particularité de ne pas être affectés par la température et l'activité biologique du milieu (pas de fractionnement mesurable). Ils gardent ainsi l'empreinte de la roche mère, qui peut-être utilisée pour retracer la trajectoire des courants océaniques (Revel *et al.*, 1996b). Ces isotopes sont aussi utilisés en paléocéanographie pour quantifier l'importance de la contribution des sources mafiques (i.e., érosion de basalte de ride médio-océanique ou de points chauds, i.e. Islande) à la sédimentation marine au cours des temps géologiques Fagel *et al.*, 1999, Albarède *et al.*, 1997; Frank, 2002, Lacan et Jeandel, 2005.

Dans le cadre de cette étude, nous avons effectué des analyses isotopiques sur la fraction argileuse ($< 2 \mu\text{m}$, d'origine lointaine) de ces sédiments plutôt que sur la fraction grossière (d'origine locale). Cette fraction argileuse est donc représentative des approvisionnements sédimentaires des masses d'eaux (Innocent *et al.*, 1997 ; Fagel *et al.*, 1999), et véhicule donc un signal isotopique (Néodyme - Samarium et Plomb dans cette étude) correspondant aux conditions climatiques lors de leur formation (selon leurs valeurs isotopiques lors des intervalles glaciaires – interglaciaires), (Innocent *et al.*, 1997 ; Fagel *et al.*, 1999; Fagel et Hillaire-Marcel, 2006; Lacan, 2002) .

Nous présentons les résultats d'analyses isotopiques du Sm-Nd (trentaine d'échantillon) et du Pb (vingtaine d'échantillon) de la fraction argileuse ($< 2 \mu\text{m}$), entre 155 et 170 mcd (meter composante depth) de la carotte IODP-1305, afin de comparer les sources des sédiments transportés par les masses d'eaux profondes pendant les deux intervalles paléoclimatiques suivants :

- Les stades isotopiques marins 27 à 31 qui constituent un intervalle caractérisé par un régime climatique de 40 ka (cette étude, site IODP-1305).
- Les stades isotopiques marins 1 à 11, caractérisés par un régime climatique de 100 ka, (cf. site ODP-646; Fagel et Hillaire-Marcel, 2006).

Les résultats de l'étude comparative de la signature isotopique de la carotte IODP-1305 seront comparés à ceux des carottes ODP-646 et PC-13 (Fagel *et al.*, 1999, 2002 et 2006), afin de suivre l'évolution régionale des courants océaniques entre le Pléistocène et l'Holocène pour la mer de Labrador.

2. Contexte océanographique, géologique et topographique de la mer de Labrador

Le climat est fortement lié à la circulation océanique. La circulation thermohaline est en grande partie contrôlée par la formation d'eau profonde, en particulier celle de la masse d'eau NADW, qui joue un rôle important dans la ventilation des océans profonds (Broecker, 1989) et donc dans le système climatique global. Les eaux de surface sont refroidies aux

latitudes élevées et deviennent plus denses que les eaux sous-jacentes, ce qui provoque leur plongée et la formation des masses d'eaux profondes. La formation d'eau intermédiaire par convection hivernale dans la Mer du Labrador contribue à la formation de la NADW. Après sa formation dans l'Atlantique Nord, la NADW circule à travers les océans Atlantique, Indien et Pacifique. Son influence sur le climat se fait sentir spécifiquement dans la partie nord de l'Atlantique. Au fur et à mesure de ce trajet, cette eau profonde se mélange aux masses d'eau sus-jacentes qui la réchauffe et lui permette de remonter vers la surface, principalement dans les zones tropicales (Broecker, 1989; Broecker *et al.*, 1990).

La mer du Labrador constitue un bassin océanique où des quantités énormes d'eaux de fonte issues des calottes glaciaires inuitienne, laurentidienne et groenlandaises se sont déversées au cours des cycles glaciaires du tardif Pléistocène. La région se distingue par la présence d'un grand courant côtier (Western Boundary Undercurrent, WBUC; McCartney, 1992), qui est responsable de l'érosion et du transport des particules détritiques à l'échelles des bassins d'Irminger et de la mer du Labrador (Fagel *et al.*, 2002).

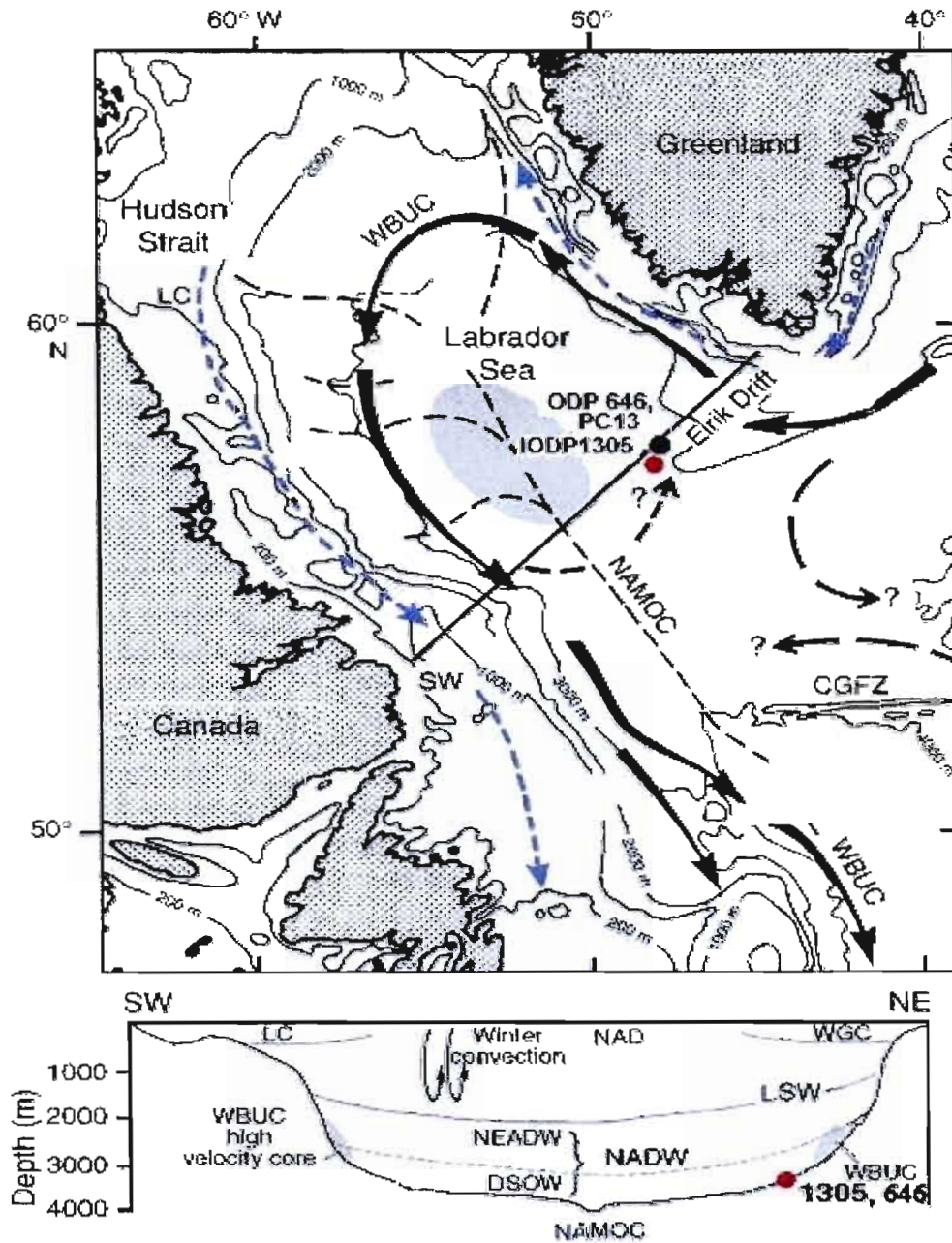


Figure 1a : Carte géologique indiquant le site de forage IODP-1305, PC-13 et ODP-646 et la distribution des masses d'eau dans la mer de Labrador. La figure montre la circulation océanique générale des eaux de surfaces (les flèches continues), et des eaux profondes (flèches en pointillées) (d'après Hillaire-Marcel et Bilodeau, 2000). NAMOC, Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel; LSW, Labrador Sea Water; WBUC, Western Boundary Undercurrent; CGFZ, Charlie Gibbs Fracture Zone; LC, Courant de Labrador; NAD, North Atlantic Drift; WGC, West Greenland Current; NEADW, Northeast Atlantic deep water; DSOW, Denmark Strait Overflow Water; NADW, North Atlantic Deep Water.

La combinaison des données isotopiques de Pb avec les données de Nd permet d'apporter plus de précision sur les sources probables des sédiments. Le Pb a un comportement géochimique différent du Nd pendant le cycle sédimentaire. Il a un temps de séjours dans l'océan de 80 à 100 ans, inférieur à celui de Nd (Craig *et al.*, 1973).

Le Sm et Nd font partie du groupe des terres rares (REE, Rare Earth Element) de la famille des Lanthanides. Le Nd appartient aux terres rares légères alors que le samarium est une terre rare intermédiaire. Le Nd possède sept isotopes dont cinq sont stables et deux radiogéniques. L'isotope ^{143}Nd , auquel nous nous intéresserons, provient de la désintégration du ^{147}Sm par émission α . L'isotope ^{147}Sm , qui est radiogénique, connaît une demi-vie de $1,06 \cdot 10^{11}$ ans, (DePaolo, 1988).

Les isotopes radiogéniques du plomb sont utilisés afin de tracer les sources sédimentaires puisque les roches ont des rapports isotopiques différents en fonction de leur composition chimique et de leurs âges. Les variations isotopiques du plomb sont la conséquence directe de la désintégration des isotopes radioactifs pères en isotopes radiogéniques (fils) dans le milieu source des minéralisations étudiées (Albarède, 2001).

Le Plomb a quatre isotopes: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb dont les trois derniers sont radiogéniques et sont issus des chaînes radioactives naturelles : ^{238}U (demi-vie de $4,468 \times 10^9$ ans), ^{235}U (demi-vie de $703,8 \times 10^6$ ans) et ^{232}Th (demi-vie de $1,405 \times 10^{10}$ ans) respectivement, (Faure, 1986). Les variations intra-océaniques de la composition isotopique du Pb sont plus facilement détectées que celle du Nd, puisque le plomb a un court temps de séjours dans l'océan, avant d'être recyclé (Craig *et al.*, 1973). Ce temps de résidence, inférieur au temps de mélange océanique (>1000 ans), entraîne une distribution globale assez hétérogène du plomb dans l'océan sur une échelle moyenne de 1000 km (Gwiazda *et al.*, 1996), ce qui permet de retracer des sources continentales pour les sédiments terrigènes des fonds océaniques. Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ reflètent la nature des roches originaires du sédiment, tandis que le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ reflète plutôt l'âge des roches sources (Fagel *et al.*, 2002).

Dans le but de comprendre les variations des apports sédimentaires détritiques dans la mer du Labrador, il est nécessaire de connaître les sources rocheuses potentielles (ou réservoirs géochimiques) qui alimentent ce système. La géologie du secteur étudié est principalement composée de vieux continents Précambriens, principalement d'âge Archéen et Protérozoïque qui se retrouvent au Groenland, Canada et une partie de la Scandinavie (Fig. 1b; Lucan., 2002). Des formations basaltiques tertiaires sont présentes en Islande et sur les côtes groenlandaises, issues du volcanisme de la ride médio Atlantique.

D'une manière générale :

- les formations basaltiques dans la zone étudiée possèdent un $\epsilon(\text{Nd})$ supérieur à 4,
- les formations calédoniennes se distinguent par des valeurs de $\epsilon(\text{Nd})$ entre -13 et -14,
- les formations protérozoïques groenlandaises ont des $\epsilon(\text{Nd})$ qui varient entre -15 et -25 et
- les formations archéennes par des $\epsilon(\text{Nd})$ comprises entre -25 et -45 (Lacan., 2002).

Les figures 1b et 2, montrent la géologie, l'emplacement des carottes (IODP-1305, PC-13 et ODP-646) et les courants océaniques dans la zone d'étude. La zone d'étude connaît la présence de la ride Groenland-Islande-Écosse, le détroit du Danemark de profondeur de 630 m, la ride Islande Faroe, de profondeur de 480 m, et le chenal Faroe-Bank, de profondeur de 840 m. La ride Groenland-Islande-Écosse sépare la région en deux parties : (1) la région subpolaire, située au nord de 50°N mais au sud la ride Groenland-Islande-Écosse, (2) les mers Nordiques, qui se situent au nord de la ride Groenland-Islande-Écosse, entre le Groenland et la Norvège (Lacan., 2002).

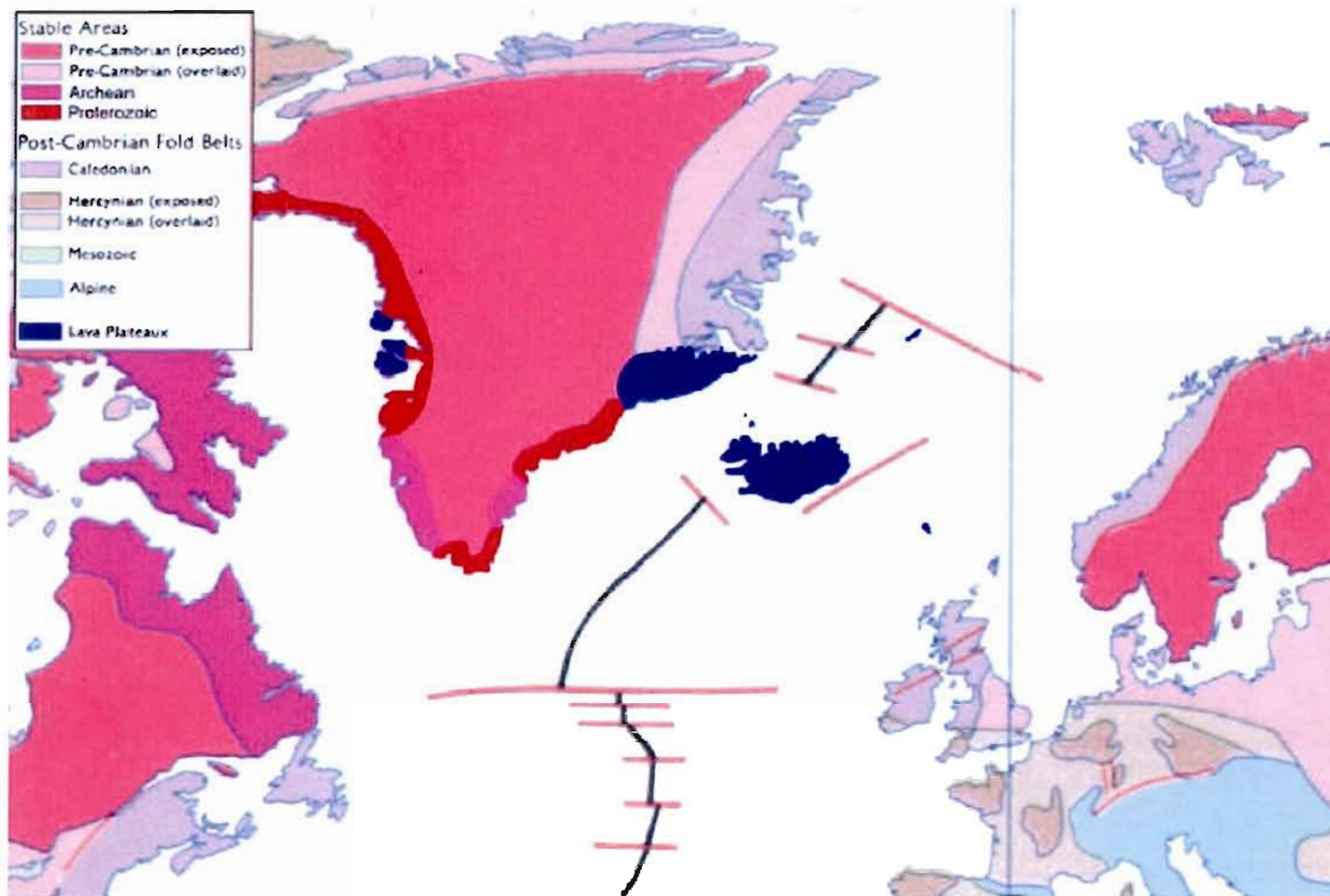


Figure 1b : Carte géologique de la zone d'étude D'après Lacan, (2002).

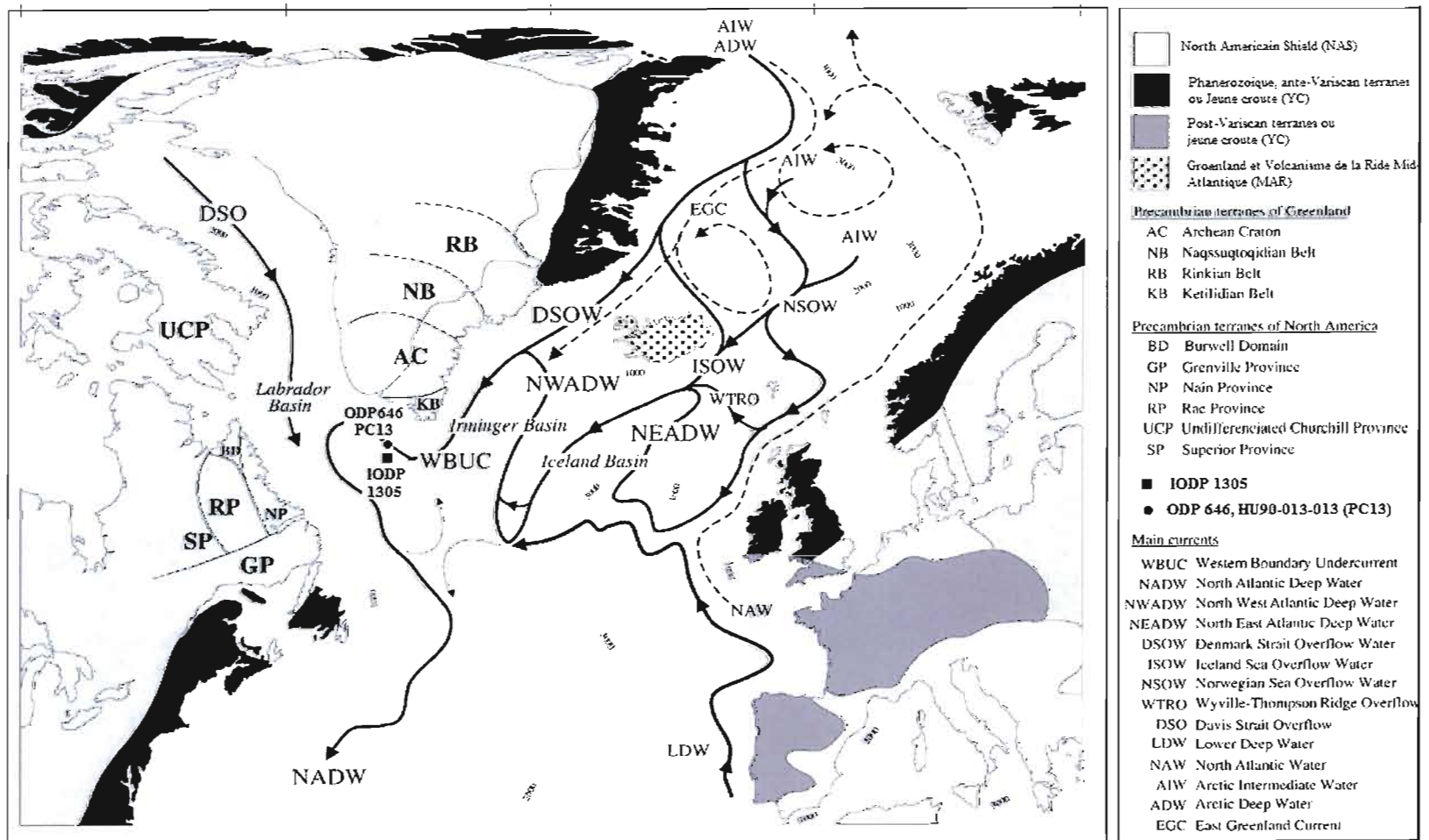


Figure 2: Localisation des carottes étudiées et géologie régionale. Les flèches pleines représentent la circulation profonde et intermédiaire; les flèches en pointillés représentent la circulation de surface. D'après Fagel *et al.*, (2004).

3. Méthodologie

3.1 Zone d'étude

Le site IODP-1305 est situé dans la mer de Labrador près de l'extrémité sud-ouest de la ride d'Eirik. L'emplacement IODP-1305 est situé à proximité du site ODP-646 (~ 82,2 Km), (58°12.56'N; Fagel et Hillaire-Marcel, 2006) et de la carotte PC-13 (Fagel *et al.*, 1999). L'épaisseur des sédiments au-dessus de la mi-Haute-Pliocène sismique (~ 540 m) à cette emplacement (IODP-1305) est presque deux fois supérieure à celle du site à ODP-646, (Channell *et al.*, 2006a).

La carotte IODP-1305, de 287,1 m, a été prélevée à une profondeur de l'eau de 3459 m. Cette profondeur signifie que les fonds marins au site IODP-1305 est l'axe principal de la limite du courant WBUC et donc préserve d'une part, les intervalles interglaciaires élargis et d'autre part, les intervalles glaciaires condensés (Fig. 1; Channell *et al.*, 2006a).

La moyenne des taux de sédimentation calculé par l'utilisation de méthodes biostratigraphiques et magnétostratigraphiques (expédition 303 d'IODP, Channell *et al.* 2006a) est de 17,5cm/ka pour l'ensemble de la section incorporé au site IODP-1305. La seule utilisation des résultats de la méthode paléomagnétique a montré que le taux de sédimentation est relativement uniforme à l'exception de l'intervalle entre 1,07 et 1,19 Ma (base de Jaramillo) qui connaît un taux de sédimentation moyen de 29,3cm/ka, (rapport préliminaire de l'expédition 303, Channell *et al.*, 2006a), ces taux de sédimentations varient en fonction des fluctuations glaciaires/interglaciaires (Hillaire-Marcel *et al.*, 1994)

La stratigraphie de la carotte IODP-1305 est établie à partir de 3 carottes (1305 A, B et C) pour une longueur totale de 287 m, (Fig. 2; Channell *et al.*, 2006c).

Les situations géographiques des trois carottes sont :

Hole 1305A: Latitude: 57° 28.507'N, Longitude: 48° 31.842'W.

Hole 1305B: Latitude: 57° 28.507'N, Longitude: 48° 31.813'W.

Hole 1305C: Latitude: 57° 28.507'N, Longitude: 48° 31.783'W.

3.2 Lithostratigraphie

Les sédiments de la carotte IODP-1305 sont désignés comme une seule unité, simple de quelques mètres, et dominée par divers mélanges de composantes terrigènes (principalement du quartz et du carbonate détritique) et de matériel biogénique (principalement les minéraux argileux, de quartz, de détritiques de carbonate et nannofossiles), datant du Pliocène et allant jusqu'au Holocène supérieur (Channell *et al.*, 2006a).

L'épaisseur moyenne des couches au-dessus du 156 mcd (mètre composite depth) de la carotte IODP-1305 est de 7 cm, tandis que l'épaisseur moyenne en-dessous du 156 mcd est de 25 cm (Channell *et al.*, 2006b). La partie sommitale de la carotte est affectée par de la bioturbation. À partir des propriétés magnétiques du sédiment, on observe que ce changement de taux de sédimentation se produit durant l'épisode de polarité normale Jaramillo (~ 1 Ma), et approximativement durant l'intervalle où les cycles climatiques passent d'un rythme de 40 ka à un rythme de 100 ka (Fig. 3; Channell *et al.*, 2006a).

3.3 Approches expérimentales

Pour ce mémoire, trente échantillons ont été prélevés dans la carotte IODP-1305 entre les niveaux 155 et 170 mcd. La stratigraphie paléomagnétique (Stoner, pers. Comm.) indique que ces niveaux correspondent aux stades isotopiques marins 27 à 31, comprenant l'inversion magnétique de Jaramillo ~ 0,99 à 1,07 Ma (Fig. 3).

Les échantillons ont été préparés selon le protocole décrit par Innocent *et al.*, (1997) : la fraction argileuse a été décarbonatée par ajout de HCl 0,1N. L'acide a ensuite été éliminé par lavages et centrifugations successives. La récupération de la fraction (< 2 µm) a été réalisée par décantation selon la loi de Stokes. La loi de Stokes lie la vitesse de chute d'une sphère dans un liquide par l'action de la gravité.

«La loi de Stokes est une loi liant la vitesse de chute d'une sphère dans un liquide par l'action de la gravité selon l'expression suivante :

$$V=C.d^2$$

V est la vitesse de chute ; d, le diamètre de la particule et C la constante de Stokes».

Pour cette décantation, la solution a été homogénéisée et déposée dans un milieu stable, sans vibration. Après 50 min de décantation, le premier cm de solution surnageante, représentant la fraction inférieure à 2 μm , a été récupéré à l'aide d'une seringue. L'opération fut répétée plusieurs fois afin de récupérer entre 0,5 et 1 gramme d'échantillon, soit une quantité suffisante pour les analyses isotopiques (Fagel *et al.*, 1997).

Le traitement analytique des échantillons pour l'analyse du Sm-Nd et du Pb a été effectué dans les salles blanches de géochimie du Centre de Recherche en géochimie et en géodynamique (GEOTOP - UQAM & McGill).

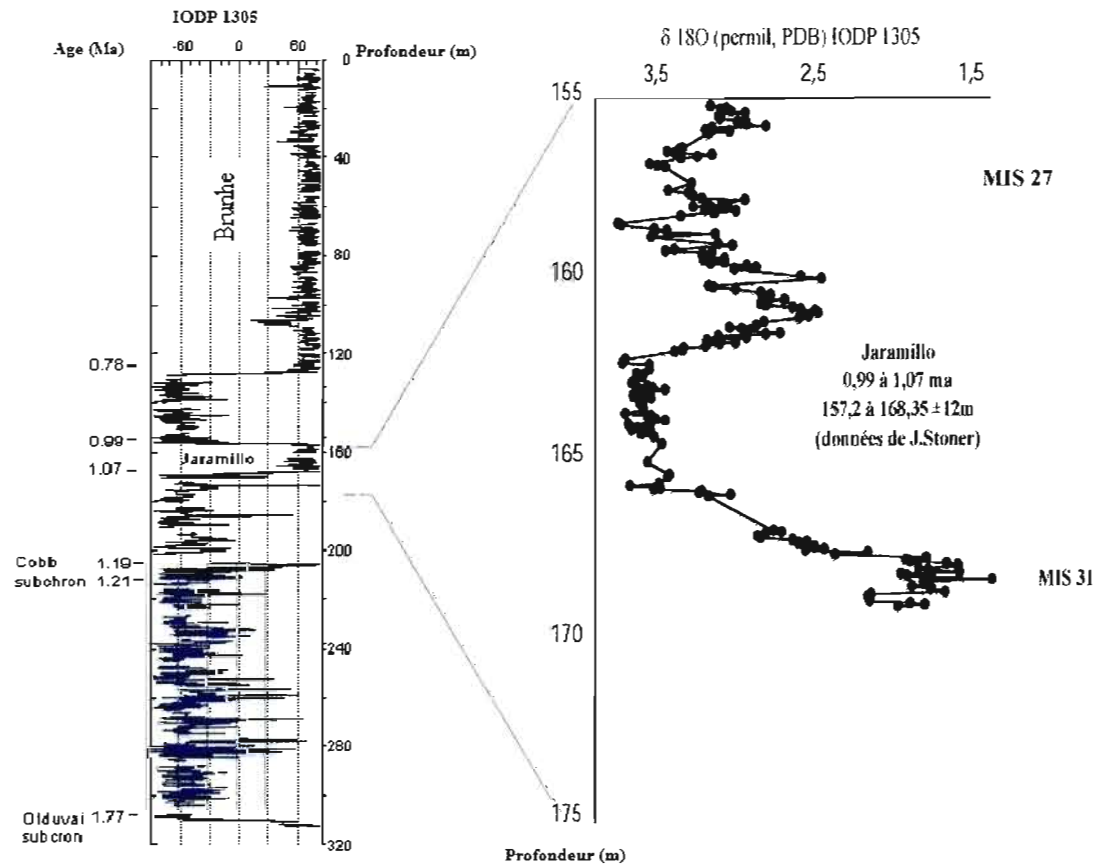


Figure 3 : Évolution de $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte IODP-1305, (Hillaire-Marcel *et al.*, in prep; Channell *et al.*, 2006).

3.4 Analyse de Sm-Nd

La préparation chimique consiste à mettre en solution environ 0,1 g de sédiment argileux broyé, avec environ 50 mg de traceur (*spike*) enrichi en ^{149}Sm et ^{150}Nd pour la détermination des concentrations en Sm et en Nd par dilution isotopique (DI).

Afin de détruire les réseaux silicatés de la matrice, une attaque acide (acide fluorhydrique, HF + acide nitrique, HNO_3) est réalisée en bombe téflon, à 150°C pour une durée d'une semaine. Une évaporation à sec des solutions suivie d'une re-dissolution à l'acide perchlorique (HClO_4) est réalisée; cet acide à la particularité de transformer les sels de fluorures en chlorures, ce qui conditionne chimiquement les terres-rares pour la prochaine étape de chromatographie.

La séparation chimique des éléments Sm et Nd, nécessite d'abord d'éliminer le fer de la solution (passage sur colonnes BIO-RAD avec la résine AG1X8). Le fer modifie trop les coefficients de partage pour la résine échangeuse d'ion spécifique au terres-rares et affecte le rendement de chimie. Des colonnes TRU.spec sont utilisées par la suite pour récupérer les terres-rares. La séparation subséquente du Nd et du Sm des terres-rares suivent le protocole décrit par Innocent *et al.* (1997), avec l'utilisation des colonnes avec résine HDEHP.

Après la séparation chimique, le Nd et le Sm sont déposés sur des filaments de tantale (côté) d'où ils seront évaporés et ionisés par un filament central de rhénium (montage en double filament, Jacobsen et Wasserburg, 1980).

Les échantillons sont par la suite introduits dans un spectromètre de masse VG Sector 54 à collecteurs multiples pour analyse (en mode dynamique pour le Nd et en mode statique pour le Sm). Les données ont été corrigées *offline* pour le biais de masse instrumental et pour l'addition de *spike*. La mesure répétée du standard JNdi-1 donne un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512139 \pm 13$ ($n = 6$), permettant d'évaluer une reproductibilité externe sur étalon de 25 ppm. Cette moyenne est 24 ppm plus élevée que la valeur de JNdi présentée par Tanaka *et al.*

(2000) qui est de $0,512115 \pm 7$. Pendant cette étude, les valeurs mesurées ont été renormalisées à cette dernière valeur de l'étalon international JNdi-1.

L'unité ϵ utilisée dans ce mémoire pour présenter les résultats se définit comme suit :

$$\epsilon_{Nd} (0) = \left[\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{mesuré}} / 0,512638 - 1 \right] \times 10000.$$

L'unité ϵ représente la déviation du ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ d'un échantillon à la valeur de référence chondritique (Jacobsen et Wasserburg, 1980). Les concentrations en Sm et en Nd ainsi que les rapports ${}^{147}\text{Sm}/{}^{144}\text{Nd}$ sont précises à 0,5%.

3.5 Analyse du Plomb

Pour l'analyse isotopique du Pb, environs ~ 20 mg de sédiment est minéralisé par attaque acide HF + HNO₃. Le Pb est ensuite séparé de la matrice en milieu acide bromhydrique HBr 0,8N sur résine échangeuse d'ions AG1-X8. Le plomb purifié est ensuite récupéré en milieu HCl 6N selon la technique développée par Manhès *et al.*, (1978).

Les analyses du Pb ont été réalisées au GEOTOP-UQAM à l'aide d'un MC-ICP-MS de type Micromass Isoprobe, un spectromètre de masse à source plasma et multi-collecteur. Les compositions isotopiques du Pb sont analysées en mode statique en ajoutant dans chaque échantillon du thallium (Tl), un élément non-isobarique voisin du Pb. Cet ajout permet d'estimer le fractionnement de masse du Pb à partir de celui du Tl en mesurant simultanément tous les isotopes stables (${}^{203}\text{Tl}$, ${}^{205}\text{Tl}$, ${}^{204}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}$ et ${}^{208}\text{Pb}$) de ces deux éléments en mode statique (Rosman et Taylor, 1998).

4. Résultats

Les compositions isotopiques des échantillons de la carotte IODP-1305 sont présentées au tableau 1 pour le Sm-Nd et tableau 2 pour le Pb. Les résultats sont reportés en fonction de la profondeur mcd (*meter composite depth*).

Les compositions isotopiques du Nd sur la fraction détritique ($< 2 \mu\text{m}$) montrent une variation des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,511703 et 0,512356 (ϵNd entre -18,2 et -5,5 ; Fig. 4a). Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ varient entre 0,1061 et 0,1228 pour des teneurs de Nd et de Sm de 17,3 à 52,6 et de 3,3 à 9,7 ppm, respectivement.

La figure 4b illustre les variations des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de la profondeur et montre des minima locaux vers 157,71 m et 161,83 m et des maxima locaux vers 157,01 m et 160 m et 166 m. Ces pics des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ maximaux coïncident avec les stades isotopiques d'oxygènes (SI) (Fig. 4b). Les variations des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont présentées à la figure 4c et indiquent deux maxima (165,41 m et 157,31 m) et de deux minima (161,83 et 168,01 m).

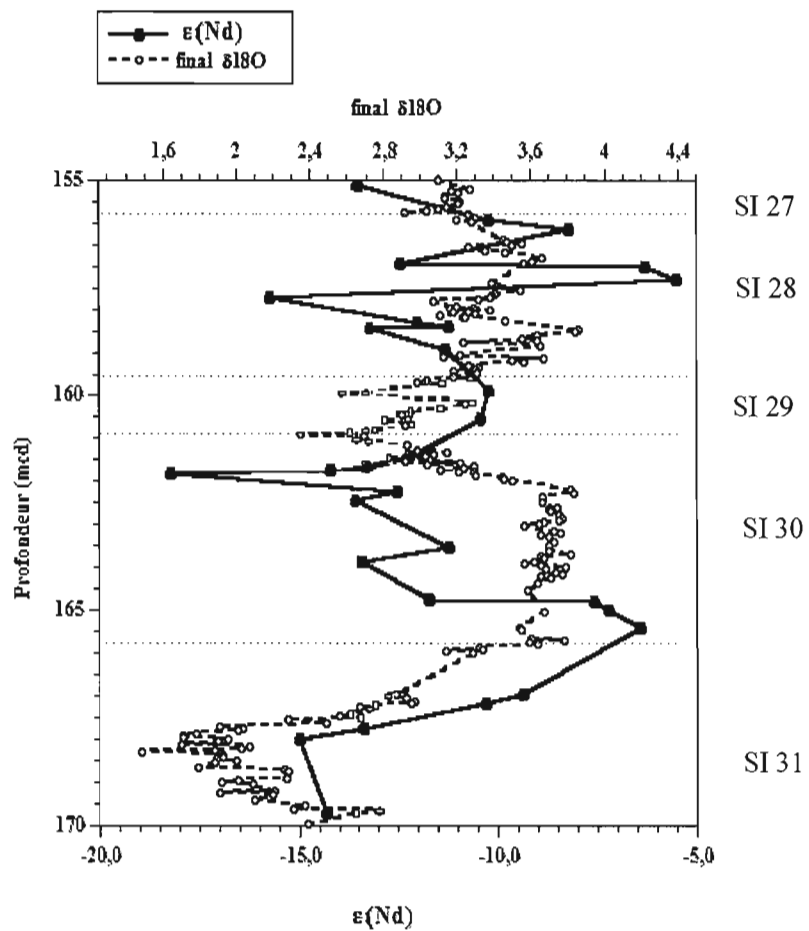


Figure 4a : $\epsilon(\text{Nd})$ et $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur (m); SI : stade isotopique, (données $\delta^{18}\text{O}$, Hillaire-Marcel *et al.*, in prep).

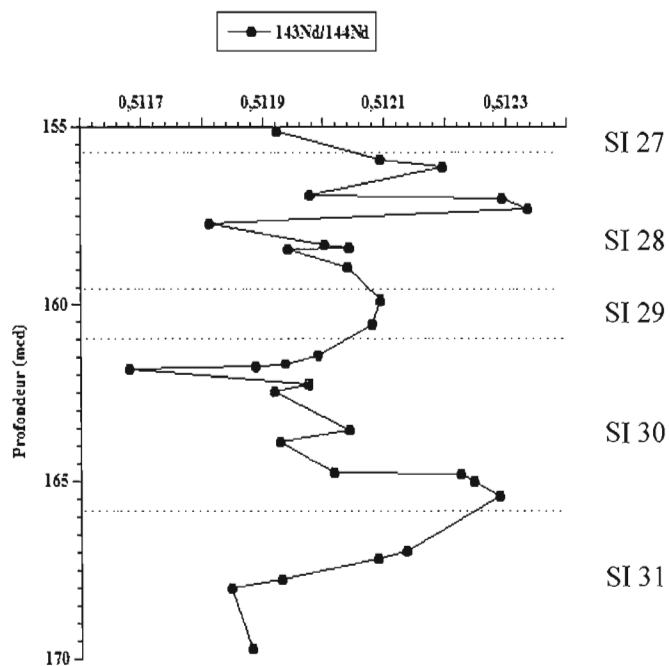


Figure 4b : $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de la profondeur (m).

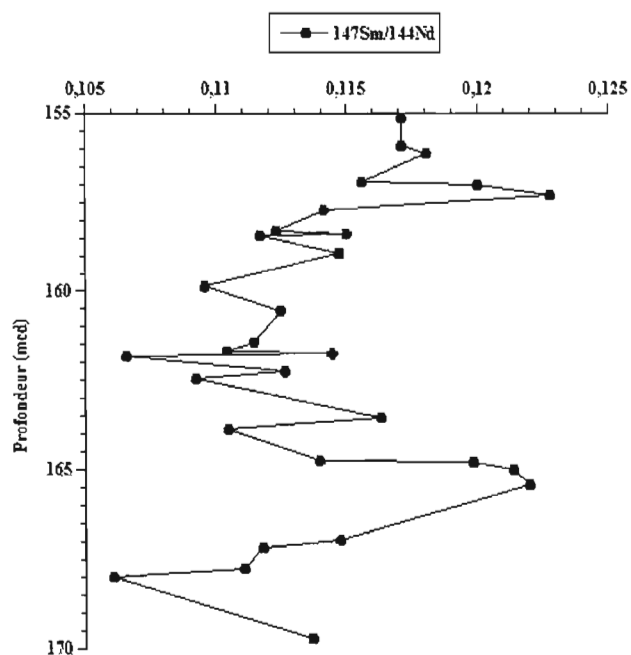


Figure 4c : $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ en fonction de la profondeur (m)

Les rapports isotopiques de plomb $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montrent des profils semblables. Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ présente une valeur minimale de 18,019 à la profondeur 161,68 m et une valeur maximale de 18,992 à la profondeur 157,71 m (Fig. 5a). Le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montre un minimum de 15,445 et un maximum de 15,594 (Fig. 5b). Le rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varie entre 39,442 et 38,279 (Fig. 5c) et le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ varie entre 0,8211 et 0,8586 (Fig. 5d). La forte corrélation entre le Nd et le Pb observée dans les figures 5 (a, b, c et d) suggère que les deux compositions isotopiques varient en fonction des sources des sédiments. Une bonne corrélation est observée pour le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et le $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5e) s'explique par l'influence des périodes glaciaires-interglaciaires sur les sources des sédiments. Les compositions de Pb-Pb dans les SI 27-31 sont moyennement plus radiogéniques que les sédiments de la carotte PC-13. Sur la Fig. 5f, on remarque que les deux carottes (PC-13 et IODP-1305) se distinguent par la variation des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en fonction de leur âge, qui s'explique par un changement des apports et un changement des sources sédimentaires. On note que, le manque de données de Pb de la carotte ODP-646 ne permet pas de définir sa variation entre l'intervalle 1 à 10, pour les sédiments plus récents (Juin, 2007).

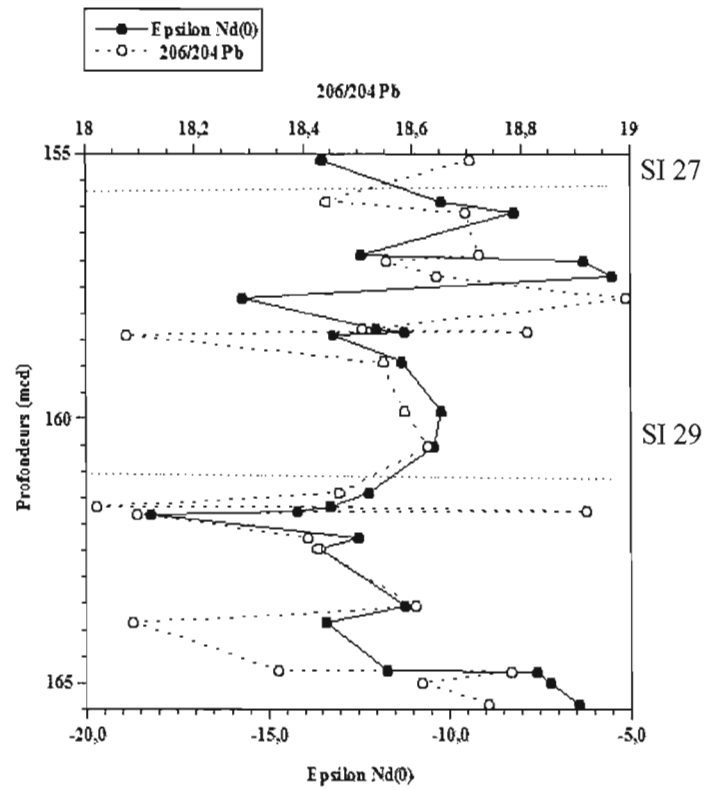


Figure 5a : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de la profondeur

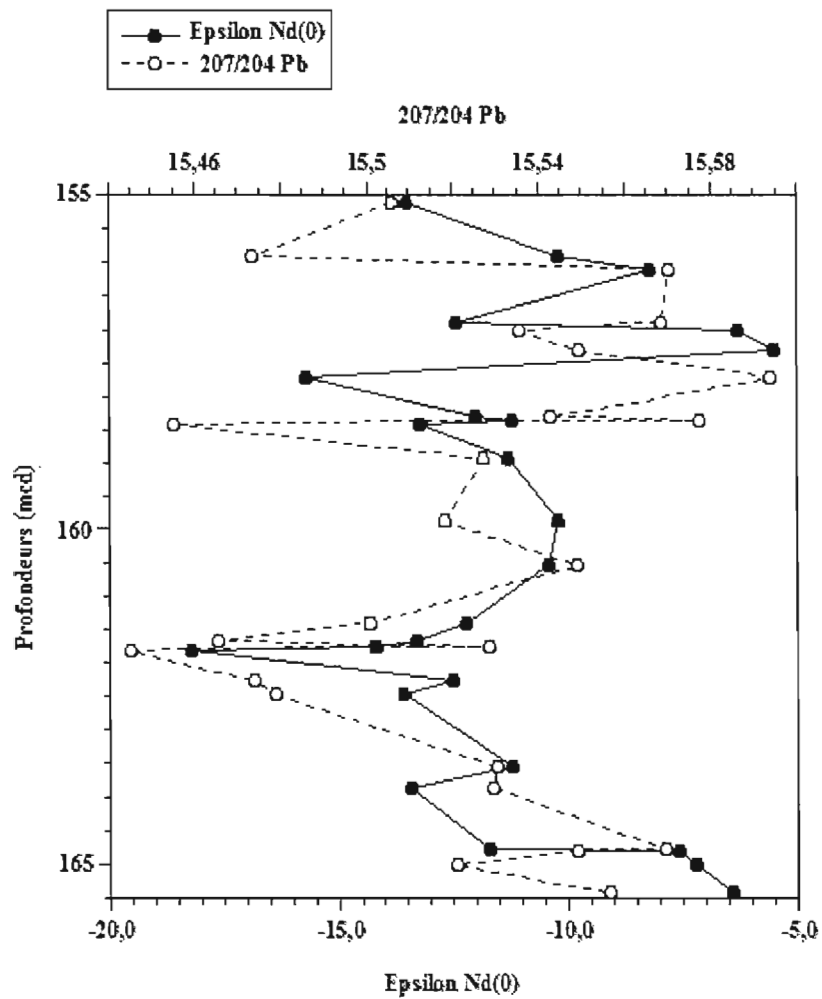


Figure 5b: $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de la profondeur

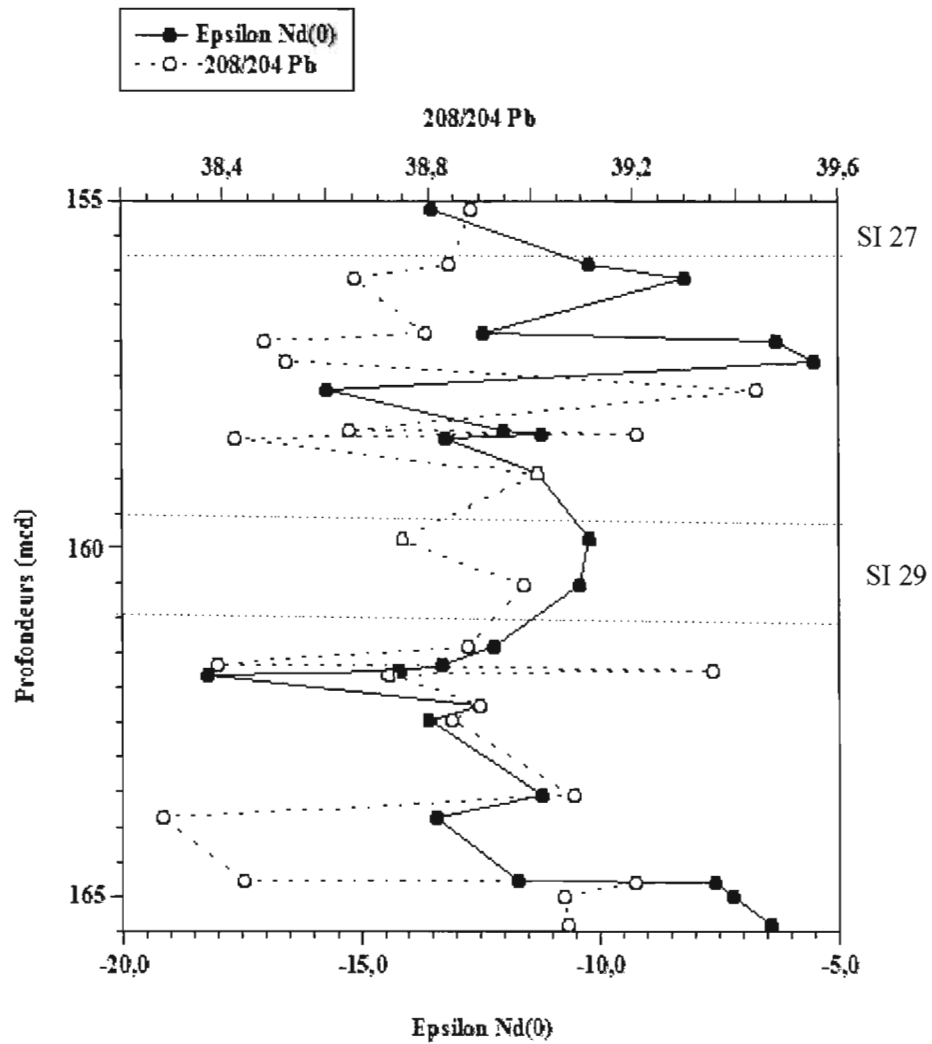


Figure 5c : $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de la profondeur

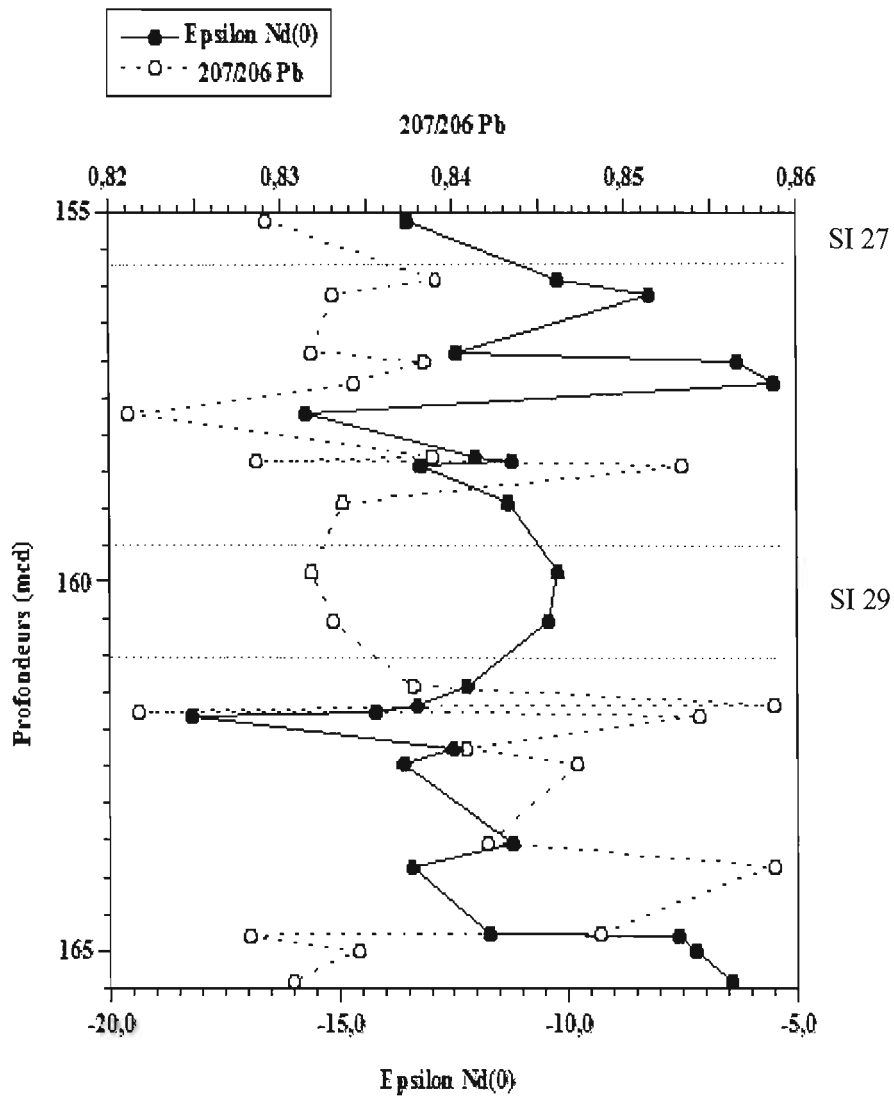


Figure 5d : $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $\epsilon(\text{Nd})$ en fonction de la profondeur

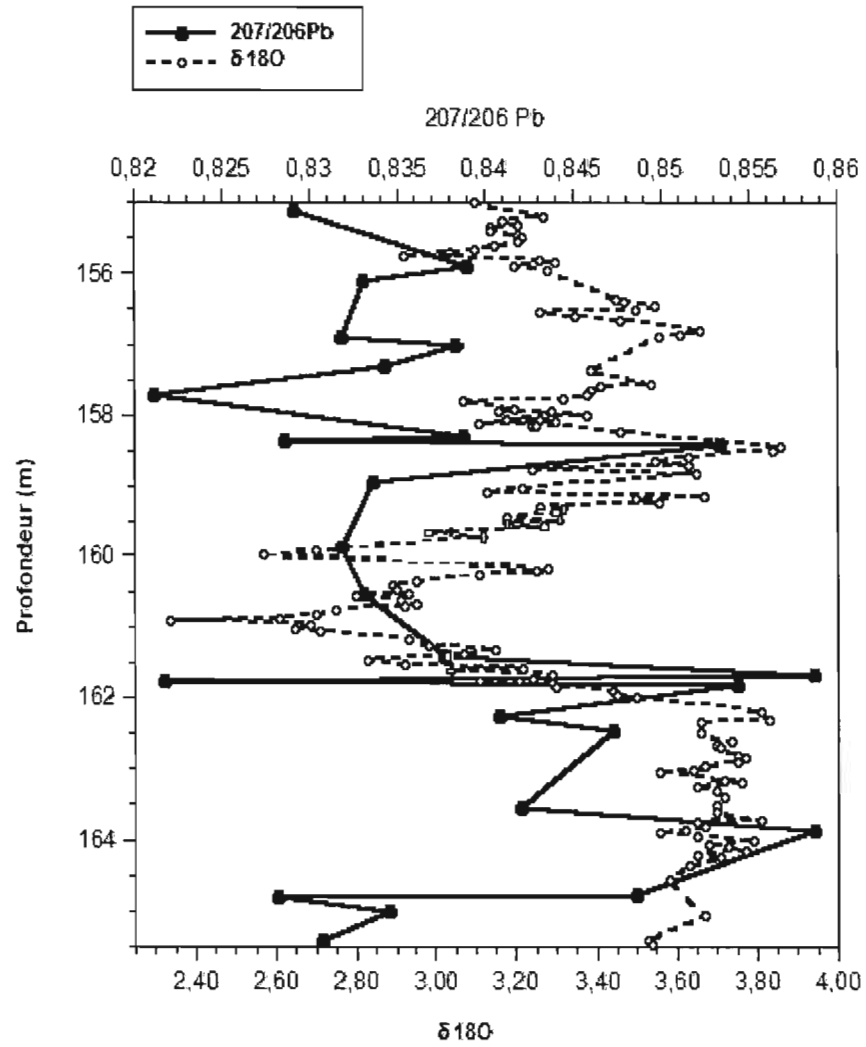


Figure 5e : $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur

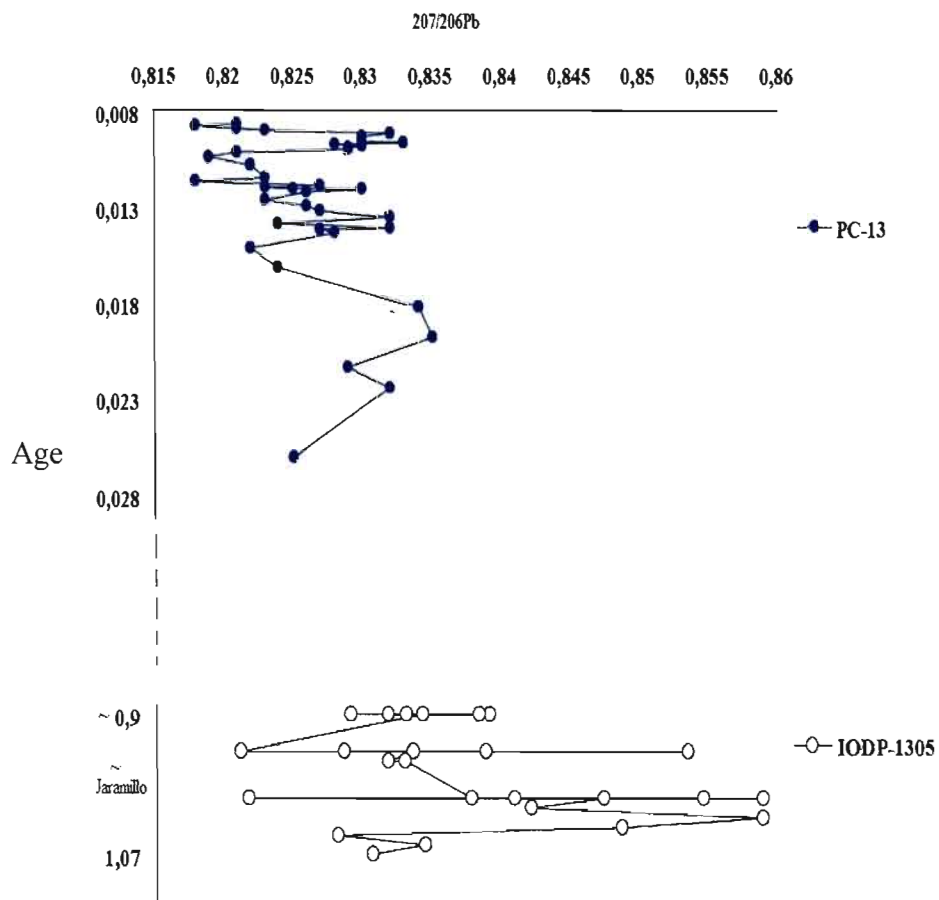


Figure 5f : $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de la carotte IODP-1305 et PC-13 en fonction de leur âge approximatif

Tableau 1 : Systématique Sm-Nd de la fraction argileuse décarbonatée, de la carotte IODP-1305

| Profondeur (mcd) | Nd (ppm) | Sm (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}/^{144}\text{Nd c}$ | 2 σ | $\epsilon \text{ Nd}(0)$ |
|------------------|----------|----------|-----------------------------------|----------------------------|------------|--------------------------|
| 155,11 | 29,7 | 5,75 | 0,1171 | 0,511922 | 0,000010 | -13,5 |
| 155,91 | 25,3 | 4,91 | 0,1171 | 0,512094 | 0,000010 | -10,2 |
| 156,11 | 24,6 | 4,81 | 0,1180 | 0,512196 | 0,000008 | -8,2 |
| 156,91 | 31,0 | 5,94 | 0,1156 | 0,511978 | 0,000008 | -12,4 |
| 157,01 | 25,2 | 5,01 | 0,1200 | 0,512293 | 0,000008 | -6,3 |
| 157,31 | 25,6 | 5,20 | 0,1228 | 0,512335 | 0,000006 | -5,5 |
| 157,71 | 52,6 | 9,69 | 0,1141 | 0,511811 | 0,000008 | -15,7 |
| 158,31 | 23,5 | 4,38 | 0,1123 | 0,512001 | 0,000010 | -12,0 |
| 158,36 | 17,3 | 3,29 | 0,1150 | 0,512042 | 0,000007 | -11,2 |
| 158,4 | 22,6 | 4,18 | 0,1116 | 0,511940 | 0,000008 | -13,2 |
| 158,93 | 18,0 | 3,41 | 0,1147 | 0,512039 | 0,000013 | -11,3 |
| 159,88 | 24,5 | 4,44 | 0,1095 | 0,512092 | 0,000009 | -10,2 |
| 160,53 | 18,4 | 3,42 | 0,1124 | 0,512080 | 0,000007 | -10,4 |
| 161,43 | 18,9 | 3,49 | 0,1114 | 0,511991 | 0,000009 | -12,2 |
| 161,68 | 23,8 | 4,35 | 0,1103 | 0,511934 | 0,000008 | -13,3 |
| 161,76 | 32,5 | 6,16 | 0,1144 | 0,511885 | 0,000007 | -14,2 |
| 161,83 | 25,2 | 4,45 | 0,1065 | 0,511681 | 0,000008 | -18,2 |
| 162,26 | 24,1 | 4,50 | 0,1126 | 0,511976 | 0,000009 | -12,5 |
| 162,46 | 24,8 | 4,48 | 0,1092 | 0,511918 | 0,000011 | -13,6 |
| 163,56 | 26,8 | 5,16 | 0,1163 | 0,512042 | 0,000004 | -11,2 |
| 163,86 | 20,3 | 3,72 | 0,1104 | 0,511927 | 0,000011 | -13,4 |
| 164,76 | 23,0 | 4,34 | 0,1139 | 0,512017 | 0,000007 | -11,7 |

Tableau 1 (suite) : Systématique Sm-Nd de la fraction argileuse décarbonatée, de la carotte IODP-1305

| Profondeur (mcd) | Nd (ppm) | Sm (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}/^{144}\text{Nd c}$ | 2 σ | $\epsilon \text{ Nd}(0)$ |
|------------------|----------|----------|-----------------------------------|----------------------------|------------|--------------------------|
| 164,81 | 23,9 | 4,74 | 0,1198 | 0,512225 | 0,000008 | -7,6 |
| 165,01 | 20,2 | 4,05 | 0,1214 | 0,512246 | 0,000008 | -7,2 |
| 165,41 | 18,4 | 3,73 | 0,1220 | 0,512289 | 0,000017 | -6,4 |
| 166,96 | 20,6 | 3,92 | 0,1148 | 0,512135 | 0,000007 | -9,4 |
| 167,16 | 20,7 | 3,83 | 0,1118 | 0,512089 | 0,000008 | -10,3 |
| 167,76 | 22,4 | 4,12 | 0,1110 | 0,511930 | 0,000016 | -13,4 |
| 168,01 | 23,6 | 4,15 | 0,1060 | 0,511847 | 0,000007 | -15,0 |
| 169,71 | 25,5 | 4,79 | 0,1136 | 0,511880 | 0,000008 | -14,3 |

Tableau 2: Systématique du Pb analysé sur la carotte IODP-1305

| Profondeurs (mcd) | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 2RSD | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 2RSD | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | 2RSD | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 2RSD | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | 2RSD |
|----------------------|-----------------------------------|--------|-----------------------------------|--------|-----------------------------------|---------|-----------------------------------|--------|-----------------------------------|---------|
| 155,11 | 18,7060 | 0,4157 | 15,5059 | 0,4054 | 38,88 | 0,34891 | 0,829 | 0,0286 | 2,078 | 0,02281 |
| 155,91 | 18,4425 | 0,2826 | 15,4731 | 0,2605 | 38,84 | 0,26175 | 0,839 | 0,0395 | 2,106 | 0,03370 |
| 156,11 | 18,6970 | 0,2789 | 15,5704 | 0,2771 | 38,65 | 0,28216 | 0,833 | 0,0258 | 2,068 | 0,01911 |
| 156,91 | 18,7212 | 0,2169 | 15,5686 | 0,2215 | 38,80 | 0,20900 | 0,832 | 0,0208 | 2,073 | 0,03041 |
| 157,01 | 18,5525 | 0,4035 | 15,5357 | 0,3288 | 38,48 | 0,30870 | 0,838 | 0,0282 | 2,076 | 0,02551 |
| 157,31 | 18,6453 | 0,2147 | 15,5495 | 0,1946 | 38,52 | 0,23709 | 0,834 | 0,0277 | 2,067 | 0,02190 |
| 157,71 | 18,9925 | 0,2036 | 15,5937 | 0,2016 | 39,44 | 0,20588 | 0,821 | 0,0096 | 2,077 | 0,05260 |
| 158,31 | 18,5075 | 0,2187 | 15,5426 | 0,2173 | 38,64 | 0,22164 | 0,839 | 0,0075 | 2,088 | 0,04274 |
| 158,36 | 18,8117 | 0,1890 | 15,5772 | 0,1836 | 39,21 | 0,19571 | 0,829 | 0,0117 | 2,085 | 0,04471 |
| 158,4 | 18,0751 | 0,1915 | 15,4550 | 0,1785 | 38,42 | 0,18322 | 0,853 | 0,0094 | 2,126 | 0,03007 |
| 158,93 | 18,5469 | 0,1989 | 15,5270 | 0,1987 | 39,01 | 0,19128 | 0,834 | 0,0180 | 2,104 | 0,06648 |
| 159,88 | 18,5862 | 0,2409 | 15,5181 | 0,2754 | 38,75 | 0,24414 | 0,832 | 0,0094 | 2,085 | 0,02500 |
| 160,53 | 18,6267 | 0,2254 | 15,5491 | 0,2290 | 38,99 | 0,22003 | 0,833 | 0,0133 | 2,093 | 0,02752 |
| 161,43 | 18,4627 | 0,1575 | 15,5005 | 0,1567 | 38,88 | 0,15916 | 0,838 | 0,0108 | 2,106 | 0,02835 |
| 161,68 | 18,0196 | 0,1905 | 15,4653 | 0,1680 | 38,39 | 0,22014 | 0,859 | 0,0052 | 2,131 | 0,04646 |
| 161,76 | 18,9193 | 0,1524 | 15,5284 | 0,1317 | 39,36 | 0,15441 | 0,822 | 0,0065 | 2,080 | 0,01794 |
| 161,83 | 18,0942 | 0,1757 | 15,4448 | 0,1630 | 38,72 | 0,15514 | 0,854 | 0,0098 | 2,140 | 0,04141 |
| 162,26 | 18,4056 | 0,1890 | 15,4736 | 0,1863 | 38,90 | 0,18638 | 0,841 | 0,0045 | 2,114 | 0,03060 |
| 162,46 | 18,4261 | 0,2643 | 15,4785 | 0,2472 | 38,85 | 0,25748 | 0,847 | 0,0105 | 2,108 | 0,01904 |
| 163,56 | 18,6068 | 0,1715 | 15,5301 | 0,1693 | 39,08 | 0,17196 | 0,842 | 0,0072 | 2,101 | 0,02655 |
| 163,86 | 18,0859 | 0,1400 | 15,5292 | 0,1495 | 38,28 | 0,12454 | 0,859 | 0,0071 | 2,117 | 0,03426 |
| 164,76 | 18,3508 | 0,2035 | 15,5694 | 0,2024 | 38,44 | 0,22325 | 0,849 | 0,0064 | 2,095 | 0,01758 |
| 164,81 | 18,7799 | 0,1800 | 15,5488 | 0,1796 | 39,20 | 0,18903 | 0,828 | 0,0092 | 2,087 | 0,02981 |
| 165,01 | 18,6164 | 0,1085 | 15,5209 | 0,1268 | 39,06 | 0,18692 | 0,834 | 0,0446 | 2,098 | 0,12927 |
| 165,41 | 18,7385 | 0,2207 | 15,5564 | 0,2280 | 39,07 | 0,19145 | 0,831 | 0,0206 | 2,085 | 0,04295 |

5. Discussion

Les isotopes du Sm-Nd et du Pb ont été largement utilisés par la communauté scientifique pour retracer les paléo-circulations au Quaternaire (Burton, 1999 ; Lacan, 2002 ; O'Nions *et al.*, 1998 ; Rutberg *et al.*, 2000 ; Vance, 1999). Une reconnaissance des différentes sources sédimentaires potentielles est nécessaire afin de pouvoir interpréter nos résultats de la mer du Labrador. Ainsi, l'évolution des approvisionnements sédimentaires permettra de reconstituer la dynamique des courants marins du Labrador et, éventuellement, de mieux comprendre leur implication dans la circulation thermohaline globale au Pléistocène.

5.1 Sources sédimentaires de la mer du Labrador

Le Nd et le Pb dans les sédiments marins proviennent de l'érosion des croûtes océanique et continentale (Goldstein et O'Nions, 1981 ; Goldstein et Jacobsen, 1987). Ces éléments sont soit transportés vers leur lieu de déposition par les systèmes fluviatiles, les courants océaniques, les glaciers et icebergs, ou par apports éoliens (Revel *et al.*, 1996a). La signature isotopique du Nd et du Pb des sédiments de la mer du Labrador est un mélange des signatures provenant de plusieurs sources (Albarède et Goldstein, 1992 ; von Blanckenburg *et al.*, 1996 ; Albarède *et al.*, 1997; Frank, 2002). Au cours des trois derniers millions d'années, la contribution relative des différentes sources change en fonction de l'intensité des glaciations de l'Hémisphère Nord. Dans la mer du Labrador et pendant les SI 1 à 11, plusieurs études ont mis en évidence trois sources géologiques principales pour les sédiments de la fraction argileuse (Innocent *et al.*, 1997; Fagel *et al.*, 1999, 2002, 2006):

- (1) les boucliers Précambriens du Canada / Amérique du Nord. (North American Shield : NAS), du Groenland et/ou de la Scandinavie;
- (2) un matériel plus jeune de la croûte Paléozoïque provenant du nord-est du Groenland, de l'Europe du nord-ouest et/ou de la Scandinavie occidentale (Young Crust - YC);
- (3) un matériel volcanique provenant de l'Islande et de la ride mid-Atlantique (Mid-Atlantic Ridge - MAR).

La figure 6 montre les données isotopiques du Nd en fonction du rapport Sm/Nd des carottes IODP-1305 (cette étude), PC-13 (Fagel *et al.*, 1999) et ODP-646 (Fagel *et al.*, 2006). Les signatures des sources sédimentaires ci-haut mentionnées y sont aussi rapportées. Les compositions isotopiques Sm-Nd des sédiments de la carottes IODP-1305 montrent une signature distincte par rapport à celles des carottes ODP-646 et PC-13, avec des valeurs plus radiogéniques en $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Nos valeurs isotopiques sont retrouvées hors du champ défini par les trois pôles de mélanges (1), (2) et (3) définis ci-haut (Fig. 6), ce qui implique la nécessité d'au moins une autre source sédimentaire pour expliquer nos données. Les sédiments de la plate-forme est Groenlandaise, produits de l'érosion des matériaux volcaniques tertiaires, ont des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ plus radiogéniques (0,512304 à 0,512839) et des rapports Sm/Nd entre 0,1190 et 0,1460 (Farmer *et al.*, 2003). Ces compositions peuvent être interprétées comme l'un des pôles de mélange des données de la carotte IODP-1305 (Fig. 6, 7) et donc, comme une des sources pour ces sédiments.

Afin de tester cette affirmation, nous avons analysé un second système isotopique dans nos sédiments, soit la systématique Pb-Pb. La figure 8 présente les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de nos échantillons, de même que les pôles (sources potentielles) décrites par Fagel *et al.*, (1996) et Farmer *et al.*, (2003) (cf. Tableau 3). Les échantillons analysés sont disposés selon une ligne subparallèle aux données de la carotte piston PC-13 (Fagel *et al.*, 2004), entre les pôles "Islande" et "est du Groenland", mais sont plus radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que les sédiments de la carottes PC-13. Cette observation concorde bien avec nos résultats de Sm-Nd (Fig. 6). La source supplémentaire nécessaire pour expliquer nos données de Nd (en plus des trois sources de Fagel *et al.*, 1999, et Innocent *et al.*, 1997) implique des compositions isotopiques proches de celles des roches Tertiaire de l'Est du Groenland et de l'Islande (Fig.6, 7, et 8).

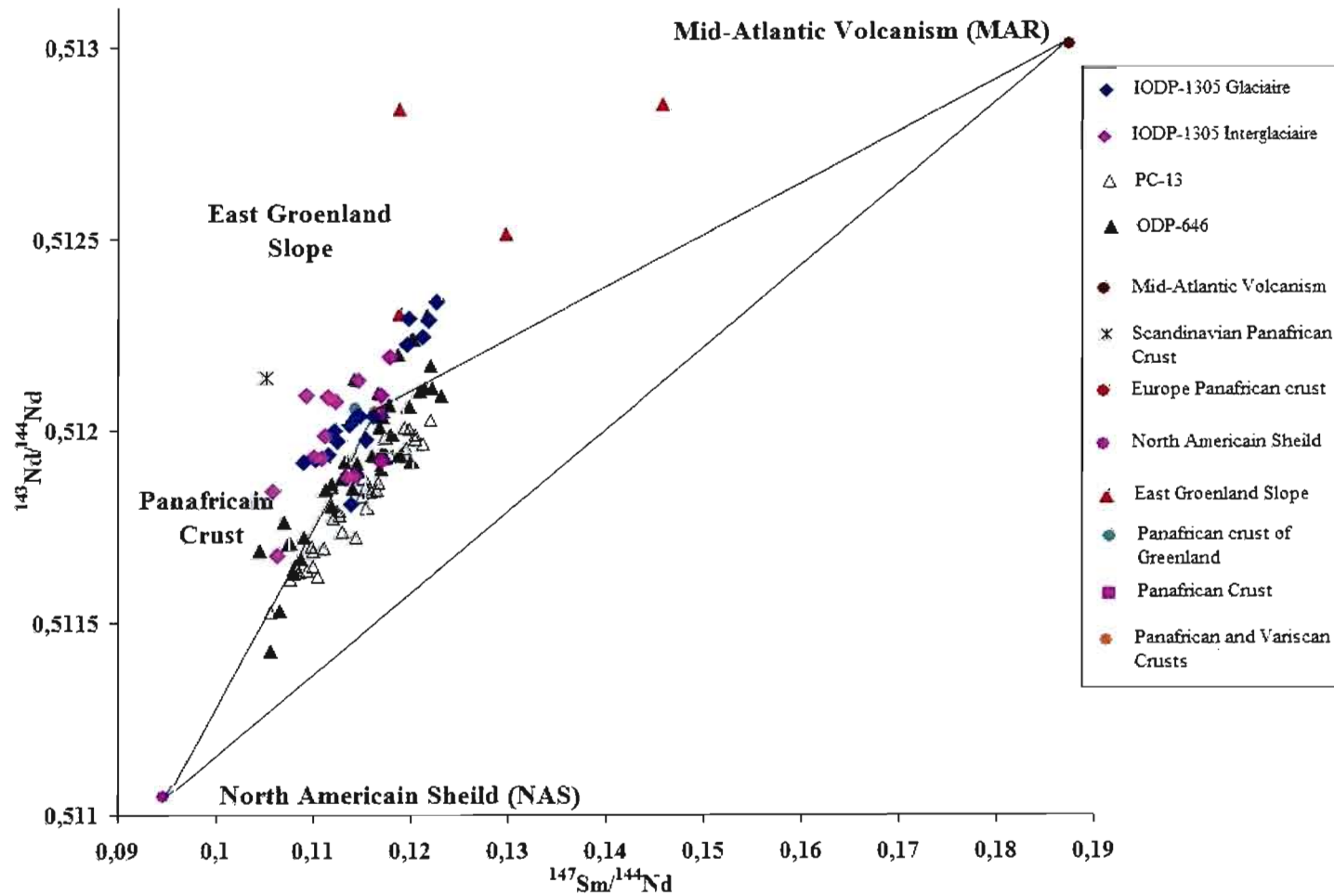


Figure 6 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ montrant les données de la carotte IODP-1305, ODP-646 et PC-13 en fonction des sources potentielles des dépôts argileux. (Fagel *et al.*, 1999, 2006; Farmer *et al.*, 2003).

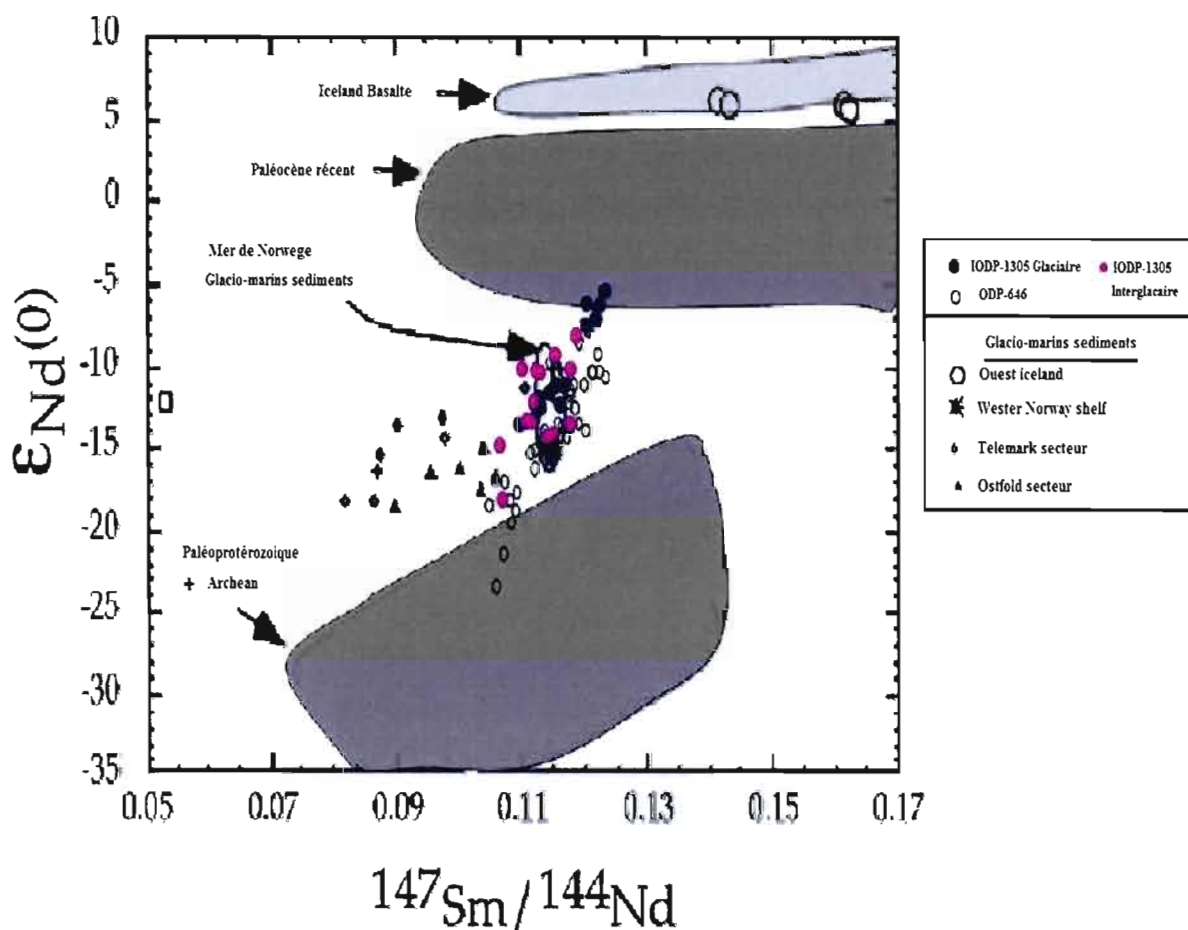


Figure 7 : $\epsilon(Nd)$ vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ des sédiments glacio-marins en Islande, Est Groenland et la mer norvégienne orientale par rapport aux compositions isotopiques entières des roches dans la croûte exposée dans le Groenland et l'Islande (Hansen et Troels, 1999; Kalsbeek, 1993; Thrane, 2002), Islande (Hemond, 1993); Fennoscandia/Svalbard; (Andersen *et al.*, 2001; Bibikova *et al.*, 1996; Farmer *et al.*, 2003).

5.2 Influence du cycle glaciaire-interglaciaire

Dans le diagramme isochrone Sm-Nd (Fig. 6), nos données sont distribuées sub-parallèlement à celles de Fagel *et al.*, (1999, 2002 et 2006; site ODP-646 et PC-13). Les droites de mélange caractérisant les trois carottes sont distinctes.

Tel que présentées à la figure 4a, nos données semblent avoir une covariance qui suit les changements d' $\delta^{18}\text{O}$ pour la partie inférieure du segment analysé, suggérant une relation avec les stades climatiques, la partie supérieure du segment analysé ne présente pas une forte corrélation et rend difficile de bien distinguer les stades isotopiques entre 26 et 29. Les données, ici présentées en $\varepsilon(\text{Nd})$, montrent des variations entre les périodes interglaciaires (SI 27, 29 et 31), et les périodes glaciaires. Selon les données en $\delta^{18}\text{O}$ (Hillaire-Marcel *et al.*, in prep; Fig. 3; 4a), le stade isotopique 31 est situé entre 166,5 m à ? (absence de données en $\delta^{18}\text{O}$), les faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ entre 162 m et 166,5 m correspondent au stade isotopique 30, le pic situé entre la profondeur 159 m et 162 m correspond au stade isotopique 29, le stade isotopique 28 est situé entre 156,5 et 159 m, le stade isotopique 27 est situé entre la profondeur 154,5 et 156,5 m. L'absence de stades isotopiques 25 et 26 est due au manque de données en $\delta^{18}\text{O}$ entre la zone 147,5 et 153,5 m

Les compositions isotopiques de Nd de la carotte IODP-1305 montrent une plus grande contribution du volcanisme médio-atlantique (MAR), mais surtout des apports proximaux du volcanisme Tertiaire provenant de l'est groenlandais par rapport aux sédiments d'ODP-646 et PC-13 (Fig. 6 et 7), ces apports "proximaux" sont plus importants lors des périodes glaciaires qu'aux périodes interglaciaires. Inversement, pendant les périodes interglaciaires, la carotte IODP-1305 a enregistré une contribution plus grande du bouclier Nord Américain (NAS) et de la croûte Panafricaine groenlandaise. Les compositions isotopiques en Pb de la carotte IODP-1305 (Fig. 8) montrent, quant à elles, que les apports proximaux du volcanisme Tertiaire de l'est groenlandais sont plutôt intenses lors des périodes interglaciaires et faibles lors des périodes glaciaires.

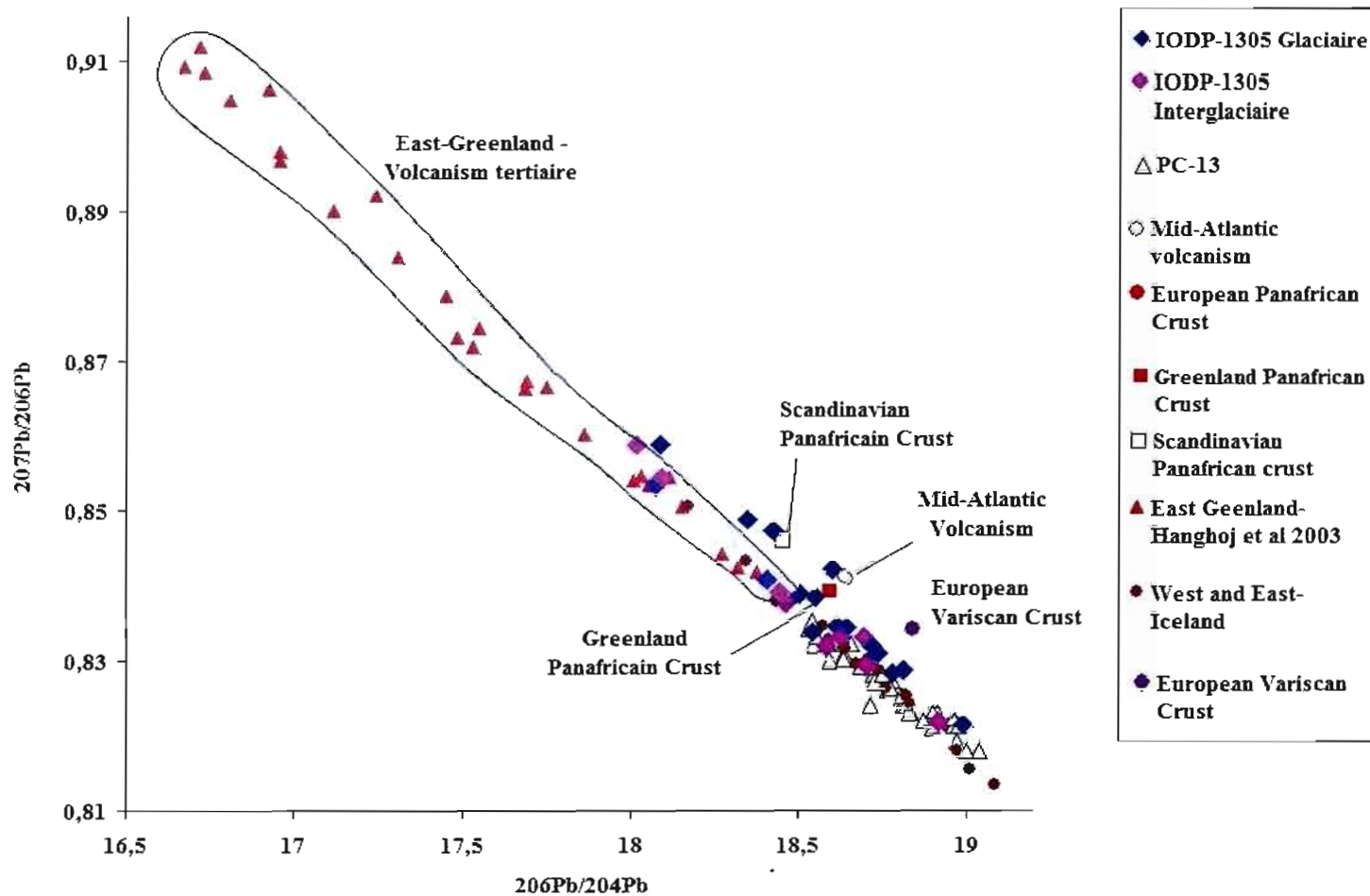


Figure 8 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montrant les données de la carotte IODP-1305 et PC-13 en fonction des sources potentielles des dépôts argileux (Fagel *et al.*, 2002; Farmer *et al.*, 2003; Hanghøj *et al.*, 2003; Andreasen *et al.*, 2004).

Tableau 3 : Systématique Sm-Nd et Pb des sources probables. D'après Fagel *et al.*, (1999, 2004) et Farmer *et al.*, (2003)

| Potentiels sources | Variable | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
|---------------------------------|----------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Volcanisme Mid-Atlantique | Number of data | 52 | | 77 | | | | |
| | Mean | 0,1877 | 0,513006 | 18,641 | 15,515 | 38,308 | 0,841 | |
| | Median | 0,1756 | 0,512997 | 18,490 | 15,495 | 38,278 | 0,839 | |
| Europe Variscan Crust | Number of data | 17 | | 12 | | | | |
| | Mean | 0,1144 | 0,51208 | 18,840 | 15,702 | 39,024 | 0,834 | 2,072 |
| | Median | 0,1151 | 0,51207 | 18,891 | 15,723 | 39,135 | 0,831 | 2,072 |
| Europe Panafricain Crust | Number of data | 57 | | 12 | | | | |
| | Mean | 0,1171 | 0,512045 | 18,950 | 15,549 | 38,709 | 0,821 | 2,044 |
| | Median | 0,1154 | 0,512037 | 18,772 | 15,529 | 38,562 | 0,829 | 2,058 |
| Scandinavia Sveconorwegian belt | Number of data | 15 | | 38 | | | | |
| | Mean | 0,1257 | 0,51204 | 18,925 | 15,633 | 39,755 | 0,833 | 2,541 |
| | Median | 0,1199 | 0,51198 | 17,981 | 15,556 | 38,276 | 0,864 | 2,458 |
| Scandinavia Panafricain Crust | Number of data | 19 | | 36 | | | | |
| | Mean | 0,1052 | 0,51213 | 18,451 | 15,604 | 38,250 | 0,846 | 2,073 |
| | Median | 0,1042 | 0,51216 | 18,419 | 15,602 | 38,201 | 0,847 | 2,072 |
| Scandinavia Scandinavian shield | Number of data | 19 | | | | | | |
| | Mean | 0,1153 | 0,511588 | | | | | |
| | Median | 0,1122 | 0,511525 | | | | | |

Tableau 3 (suite) : Systématique Sm-Nd et Pb des sources probables d'après Fagel *et al.*, (1999, 2004) et Farmer *et al.*, (2003)

| Potentiels Sources | Variable | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
|--------------------------------------|-------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Greenland Panafricain Crust | Number of data | | | 3 | | | | |
| | Mean | 0,1145 | | 18,596 | 15,594 | 38,895 | 0,839 | 2,092 |
| | Median | 0,1150 | 0,51206 | 18,388 | 15,598 | 38,870 | 0,848 | 2,107 |
| Greenland Ketilidian belt | Number of data | 21 | | 64 | | | | |
| | Mean | 0,1135 | 0,511697 | 21,236 | 15,624 | 39,084 | 0,757 | 1,890 |
| | Median | 0,1137 | 0,511699 | 20,816 | 15,653 | 39,115 | 0,754 | 1,863 |
| Greenland Naqssuqtoqidian belt | Number of data | 18 | | 212 | | | | |
| | Mean | 0,1009 | 0,511046 | 16,673 | 14,92 | 37,935 | 0,950 | 2,363 |
| | Median | 0,1007 | 0,510973 | 15,227 | 14,69 | 36,164 | 0,966 | 2,362 |
| Greenland Archean craton | Number of data | 11 | | 97 | | | | |
| | Mean | 0,0894 | 0,510671 | 14,914 | 14,738 | 35,646 | 1,003 | 2,430 |
| | Median | 0,0916 | 0,510690 | 14,417 | 14,755 | 35,300 | 1,028 | 2,428 |
| Greenland Early Archaean gneisses | Number of data | 109 | | 11 | | | | |
| | Mean | 0,1310 | 0,510989 | 12,600 | 13,902 | 35,527 | 1,104 | 2,584 |
| | Median | 0,1195 | 0,510738 | 12,366 | 13,785 | 32,290 | 1,114 | 2,607 |
| Baffin Island | Number of data | 2 | | | | | | |
| | Mean | 0,9925 | 0,510925 | | | | | |
| | Median | | | | | | | |
| Ouest Greenland Rivers | Number of data | 6 | | 2 | | | | |
| | Mean | 0,0940 | 0,509676 | 17,265 | 14,733 | 37,553 | 0,854 | 2,176 |
| | Median | 0,0945 | 0,509658 | | | | | |

Tableau 3 (suite) : Systématique Sm-Nd et Pb des sources probables d'après Fagel *et al.*, (1999, 2004) et Farmer *et al.*, (2003)

| Sources potentiels | Variable | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ |
|--------------------------------|----------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Nord Américain | - | 0,0950 | 0,511050 | - | - | - | - | - |
| Shield | | | | | | | | |
| Panafricain crust de Groenland | - | 0,1145 | 0,512060 | - | - | - | - | - |
| volcanisme Marin | - | 0,1877 | 0,513006 | - | - | - | - | - |
| Panafricain Crust | - | 0,1171 | 0,512045 | - | - | - | - | - |
| Variscan crust | - | 0,1144 | 0,512080 | - | - | - | - | - |
| Panafricain et Variscan Crusts | - | 0,1165 | 0,512053 | - | - | - | - | - |
| Scandinavian Shield | - | 0,1153 | 0,511588 | - | - | - | - | - |
| Airbones | - | 0,1129 | 0,512002 | - | - | - | - | - |
| Est-Groenland slope | - | | | | | | | |
| GRL-8580 | | 0,1460 | 0,512853 | 18,753 | 15,551 | 38,660 | 0,829 | |
| GRL-8582 | | 0,1190 | 0,512304 | | | | | |
| GRL-8582 SSG | | 0,1190 | 0,512839 | | | | | |
| GRL-8589 | | 0,130 | 0,512512 | | | | | |
| Est Groenland shelf | - | - | | | | | | |
| JM 96-1207 | | | 0,512444 | - | | | | |
| Norvégien Sea | - | | | - | - | - | - | - |
| JM 96 70/1 - | | 0,11500 | 0,512121 | | | | | |

5.3 Changements temporels des sources

Lorsque nous comparons les carottes IODP-1305, ODP-646 et PC-13 (Fig. 6 et 8), dont les intervalles de temps géologiques diffèrent (Pléistocène, Holocène respectivement), on observe une diminution des apports du Groenland. Ceci suggère qu'il y avait plus d'apports de la marge est groenlandaise lors de l'emplacement des sédiments analysés dans la carotte IODP-1305, il y a un million d'années, issu de l'érosion du matériel volcanique Tertiaire (source radiogénique), et donc proportionnellement moins d'influence des apports du bouclier Nord American (NAS) à cette époque par rapport à la tranche de sédiments plus récents de la carottes PC-13.

Comme les apports sédimentaires sont transportées par les masses d'eaux océaniques, nos données suggèrent que ces courants ont changé leur intensité ou bien leur direction au cours des cycles glaciaires-interglaciaires. Cela explique la variation observée des importances relatives des sources sédimentaires entre les différentes tranches temporelles des carottes. L'influence de la source sédimentaire du volcanisme tertiaire est groenlandais est assurée par l'augmentation du débit du courant est groenlandais (EGC).

Un mécanisme qui pourrait aussi influencer l'origine géographique de la sédimentation au site IODP-1305 est l'intensité du courant WBUC. L'initiation du courant du Labrador et l'augmentation du débit EGC, qui se serait produit à ~1,8 Ma (Mudie *et al.*, 1990), pourrait être la cause de l'apport du matériel détritique plus jeunes à partir de l'est du Groenland (Mudie *et al.*, 1990).

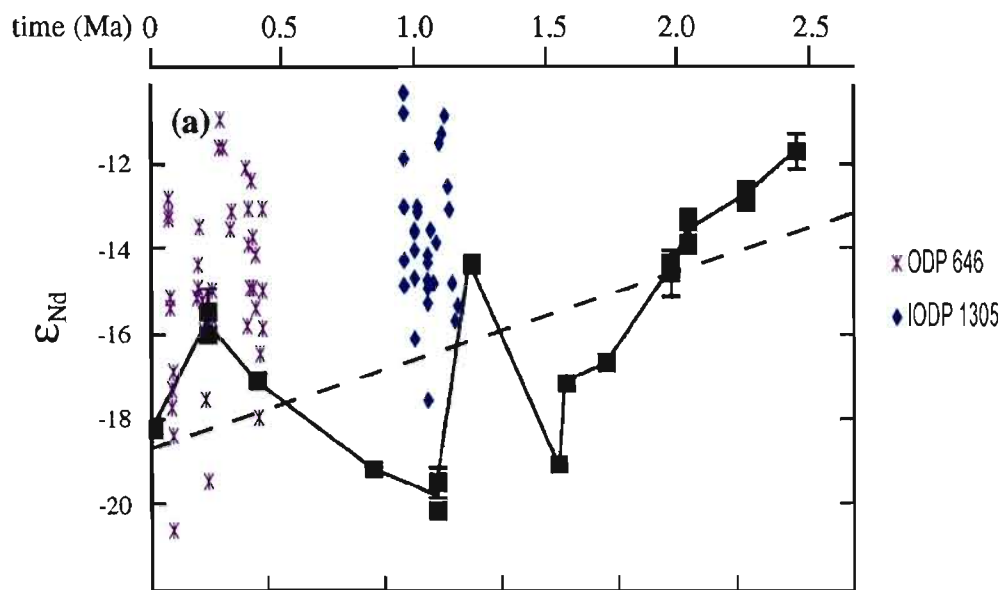


Figure 9 : valeurs $\epsilon(\text{Nd})$ des carottes IODP-1305 et ODP-646 projetés sur l'évolution de la composition isotopique du Nd de la mer de Labrador depuis 2,5 Ma selon Vance (1999).

Dans le but de comprendre le changement des sources sédimentaire dans la zone d'étude, Vance (1999) a suggéré que la variation d' $\epsilon(\text{Nd})$ des tests de foraminifères de la mer du Labrador reflète l'augmentation des approvisionnements en sédiments du Craton Nord Américain. La diminution de l' $\epsilon(\text{Nd})$ de ~ -12 à -19 à environ 1,5 Ma de ces foraminifères résulterait de l'intensification des glaciations de l'Hémisphère Nord (Fig. 9).

Nos données indiquent une contribution importante de matériel radiogénique qui serait reliée à une influence de la DSOW (transport de sédiments érodés de l'Islande et du basalte Tertiaire du Groenland). De plus, certaines des variations isotopiques de la mer du Labrador, de même que des masses d'eaux NAW et NADW résultent probablement d'une interaction entre ces masses d'eau à différents moments. Le courant DSOW était plus important avant le début de la glaciation Nord Hémisphérique (avant 1,5 Ma) et moins important par la suite due à la dominance de la LSW.

Conclusion

L'étude isotopique de Sm-Nd et de Pb réalisée dans le cadre de ce travail avait pour but de retracer les changements de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord sous l'effet de régimes climatiques différents du climat: celui de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre (cycle ~ 41 ka) et celui de l'excentricité de l'orbite terrestre (cycle ~ 100 ka). Le premier a été examiné ici, à partir de l'étude de sédiments datant d'environ 1 Ma, le second, caractéristique des dernières centaines de milliers d'années, a fait l'objet de travaux antérieurs de Fagel *et al.* (1999, 2002, 2006). Les mesures isotopiques effectuées sur la fraction argileuse (< 2µm) des sédiments provenant de la carotte IODP-1305 (cette étude) et des carottes ODP-646 et PC-13 (Fagel *et al.*, 1999, 2002, 2006) démontrent que les sources sédimentaires et donc le climat de l'hémisphère Nord et les courants océaniques porteurs étaient différents (le site d'IODP-1305 est situé à proximité du site ODP-646 (~ 82,2 Km), (58°12.56'N; Fagel et Hillaire-Marcel, 2006) et de la carotte PC-13 (Fagel *et al.*, 1999)). Certaines caractéristiques ressortent de nos données sur les stades isotopiques 27 à 31. On relève :

- Une faible contribution du bouclier scandinave,
- Une dominance des sédiments dérivés du volcanisme tertiaire du Groenland (basaltique) et de la croûte panafricaine groenlandaise (l'Islande constitue une source difficilement identifiable de ce point de vue, à partir des isotopes du Nd et de Pb; Fig. 6, 7 et 8)
- Une augmentation relative des apports proximaux de l'Est-Groenland probablement transportés par le Courant Est-Groenlandais (GC) qui était vigoureux durant cette période, (cette augmentation pourrait avoir des répercussions sur les autres apports (effet de dilution)).
- Une contribution moindre des sources du bouclier nord-américain (NAS) et de la ride médio-atlantique (MAR).

La composition isotopique du Pb pendant les SI 27-31 (cette étude, IODP-1305) et SI 1-2 (PC-13; notons que les données de Pb ne sont pas disponibles pour la carotte ODP-646, une étude postérieure de valeurs de Pb de toute l'intervalle SI 1-11 augmentera la compréhension de cette période géologique) oscille entre des valeurs typiques de l'est et de

l'ouest islandais, d'une part, et de l'est groenlandais d'autre part. Ceci suggère un transport plus faible par le WBUC, et donc une production faible de la DSOW et/ou des NSOW-ISOW, et une dominance du courant de la mer de Labrador qui s'est déclenché vers ~1,8 Ma (Mudie *et al.*, 1990).

Références

- Aagaard, K., A. T. Roach et J. D. Schumacher (1985). «On the wind-driven variability of the flow through Bering Strait», *Journal of Geophysical Research*, vol. 90, no C4, pp. 7213-7221.
- Abouchami, W., S. J. G. Galer et A. Koschinsky (1999). «Pb and Nd isotopes in NE Atlantic Fe-Mn crusts: Proxies for trace metal paleosources and paleocean circulation», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 63, no 10, pp. 1489-1505.
- Albarède, F. (2001). *La Géochimie*, Gordon and Beach Science Publishers. Paris: 190 p.
- Albarède, F. et S. L. Goldstein (1992). «World map of Nd isotopes in sea-floor ferromanganese deposits», *Geology*, vol. 20, no 8, pp. 761-763.
- Albarède, F., S. L. Goldstein et D. Dautel (1997). «The neodymium isotopic composition of manganese nodules from the Southern and Indian oceans, the global oceanic neodymium budget, and their bearing on deep ocean circulation», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 61, no 6, pp. 1277-1291.
- Andersen, T., A. Andresen et A. G. Sylvester (2001). «Nature and distribution of deep crustal reservoirs in the southwestern part of the Baltic Shield: Evidence for Nd, Sr and Pb isotope data on Late Sveconorwegian», *Journal of the Geological Society*, vol. 158, no 2, pp. 253-268.
- Andreasen, R., D. W. Peate et C. K. Brooks (2004). «Magma plumbing systems in large igneous provinces: Inferences from cyclical variations in Palaeogene East Greenland basalts», *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 147, no 4, pp. 438-452.
- Asmerom, Y. et Stein B. Jacobsen (1993). «The Pb isotopic evolution of the Earth: inferences from river water suspended loads», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 115, no 1-4, pp. 245-256.
- Bibikova, E. V., T. Skiöld et S. V. Bogdanova (1996). «Age and geodynamic aspects of the oldest rocks in the Precambrian Belomorian Belt of the Baltic (Fennoscandian) Shield», *Geological Society Special Publication*, no 112, pp. 55-67.
- Boyle, E. (1995). «Last-Glacial-Maximum North Atlantic Deep Water: on, off or somewhere in-between?». *Philosophical Transactions - Royal Society of London, B*, vol. 348, no 1324, pp. 243-253.
- Broecker, W. S. (1989). «The salinity contrast between the Atlantic and Pacific oceans during glacial time». *Paleoceanography*, vol. 4, no 2, pp. 207-212.

- Broecker, W. S., G. Bond, M. Klas, G. Bonani et W. Wolfli (1990). «A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept», *Paleoceanography*, vol. 5, no 4, pp. 469-477.
- Burton, Kevin W., Der-Chuen Lee, John N. Christensen, Alex N. Halliday et James R. Hein (1999). «Actual timing of neodymium isotopic variations recorded by Fe-Mn crusts in the western North Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*», Netherlands, *Elsevier*, Amsterdam, Netherlands. 171: 149 p.
- Channell, J.E.T., T. Kanamatsu, T. Sato, R. Stein, C.A. Alvarez Zarikian, M.J. Malone and the Expedition303/306 Scientists (2006a). «Expedition 303 summary», *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, [En ligne], vol 303/306, no doi:10.2204/iodp.proc.303306.101.2006, p. 30.
<http://publications.iodp.org/proceedings/303_306/EXP_REPT/CHAPTERS/303_101.PDF>.
- _____ (2006b). «Site U1305», *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*, vol. 303/306, no doi:10.2204/iodp.proc.303306.105.2006.
- _____ (2006c). «IODP Expeditions 303 and 306 Monitor Miocene-Quaternary Climate in the North Atlantic», *Scientific Drilling*, [En ligne], vol. 2, p. 7.,
<<http://dx.doi.org/10.2204/iodp.sd.2.01.2006>>.
- Chow, Tsaihua J. et C. C. Patterson (1959). «Lead isotopes in manganese nodules», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 17, no 1-2, pp. 21-31.
- _____ (1962). «The occurrence and significance of lead isotopes in pelagic sediments», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 26, no 2, pp. 263-308.
- Craig, H., S. Krishnaswami et B. L. K. Somayajulu (1973). « ^{210}Pb - ^{226}Ra : Radioactive disequilibrium in the deep sea», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 17, no 2, pp. 295-305.
- de Vernal, A. et C. Hillaire-Marcel (2006). «Provincialism in trends and high frequency changes in the northwest North Atlantic during the Holocene», *Global and Planetary Change*, vol. 54, no 3-4, pp. 263-290.
- De Paolo, DJ. (1988). *Neodymium isotope geochemistry. An introduction*, Springer-Verlag, Berlin, 187 p.
- Dia Hantchi, K. (2000). «Géochimie isotopique Sr-Nd-Pb des sédiments accumulés depuis 700 000 ans le long de la dorsale de Reykjanes (58-60* Nord) », Thèse, Chicoutimi: Université du Québec à Chicoutimi, 219 p.
- Fagel, N., C. Hillaire-Marcel, M. Humblet, R. Brasseur, D. Weis et R. Stevenson (2004). «Nd and Pb isotope signatures of the clay-size fraction of Labrador Sea sediments during

- the Holocene: Implications for the inception of the modern deep circulation pattern», *Paleoceanography*, vol. 19, no 3.
- Fagel, N., et C. Hillaire-Marcel (2006). «Glacial/interglacial instabilities of the Western Boundary Under Current during the last 365 kyr from Sm/Nd ratios of the sedimentary clay-size fractions at ODP Site 646 (Labrador Sea) », *Elsevier*,: Amsterdam, Netherlands, vol. 232: 87 p.
- Fagel, N., C. Hillaire-Marcel et C. Robert (1997). «Changes in the Western Boundary Undercurrent outflow since the last glacial maximum, from smectite/illite ratios in deep Labrador Sea sediments», *Paleoceanography*, American Geophysical Union : Washington, DC, United States. 12: 79 p.
- Fagel, N., C. Innocent, C. Gariépy et C. Hillaire-Marcel (2002). «Sources of Labrador Sea sediments since the last glacial maximum inferred from Nd-Pb isotopes», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 66, no 14, pp. 2569-2581.
- Fagel, N., C. Innocent, R. Stevenson, C. Gariépy et C. Hillaire-Marcel (1996). «A high resolution Nd and Pb isotopic study of Labrador Sea clays at the 2/1 transition; implications for sedimentary supplies and deep circulation changes», *American Geophysical Union*, American Geophysical Union : Washington, DC, United States. 77: 324 p.
- Fagel, N., C. Innocent, R. Stevenson et C. Hillaire-Marcel (1995). «Paleo-intensity of the WBUC in the NW North Atlantic as recorded by clay mineralogy and Nd isotopes», *American Geophysical Union*, Washington, DC, United States. 76: 295 p.
- Fagel, N., C. Innocent, R. K. Stevenson et C. Hillaire-Marcel (1999). «Deep circulation changes in the Labrador Sea since the last glacial maximum: New constraints from Sm-Nd data on sediments», *Paleoceanography*, vol. 14, no 6, pp. 777-788.
- Fagel, N., C. Robert et C. Hillaire-Marcel (1996). «Clay mineral signature of the NW Atlantic Boundary Undercurrent», *Marine Geology*. vol. 130, no 1-2, pp. 19-28.
- Farmer, G. Lang, D. Barber et J. Andrews (2003). «Provenance of Late Quaternary ice-proximal sediments in the North Atlantic: Nd, Sr and Pb isotopic evidence», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 209, no 1-2, pp. 227-243.
- Faure, G. (1986). *Principles of isotope geology*, John Wiley & Sons (Second edit.), NY, USA., 589 p.
- Foster, G. L., D. Vance et J. Prytulak (2007). «No change in the neodymium isotope composition of deep water exported from the North Atlantic on glacial-interglacial time scales», *Geology*, vol. 35, no 1, pp. 37-40.

- Frank, M. (2002). «Radiogenic isotopes: Tracers of past ocean circulation and erosional input», *Reviews of Geophysics*, vol. 40, no 1, pp. 1-1.
- Frank, M., G. R. Davies, C. Claude-Ivanaj et A. W. Hofmann (2001). «Radiogenic isotopes; new tools help reconstruct paleocean circulation and erosion input», *American Geophysical Union*, Washington, DC, United States. 82: 66, 71 p.
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. (1981). «Nd and Sr isotopic relationships in pelagic clays and ferromanganese deposits», *Nature*, vol. 292, pp 324 - 327.
- Goldstein, S.L., Jacobsen, S.B. (1987). «The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: implication for the sources of Nd and Sr in the seawater», *Chemical Geology (Isotope Geosciences)*, vol 66, pp 245 - 272.
- 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*, vol 11, pp 77 - 93.
- Hanan, B. B. et J. Schilling (1997). «The dynamic evolution of the Iceland mantle plume: the lead isotope perspective», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 151, no 1-2, pp. 43-60.
- Hanghøj, K., M. Storey et O. Stecher (2003). «An isotope and trace element study of the East Greenland Tertiary dyke swarm: Constraints on temporal and spatial evolution during continental rifting», *Journal of Petrology*. vol. 44, no 11, pp. 2081-2112.
- Hansen, H. et Troels F. D. Nielsen (1999). «Crustal contamination in Palaeogene East Greenland flood basalts: plumbing system evolution during continental rifting», *Chemical Geology*, vol. 157, no 1-2, pp. 89-118.
- Hart, S. R. (1984). «A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle», *Nature*, vol. 309, no 5971, pp. 753-757.
- Hemond, C., N. T. Arndt, U. Lichtenstein, A. W. Hofmann, N. Oskarsson et S. Steinthorsson (1993). «The heterogeneous Iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints», *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, no B9.
- Henderson, G. M., et E. Maier-Reimer (2002). «Advection and removal of ^{210}Pb and stable Pb isotopes in the oceans: a general circulation model study», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 66, no 2, pp. 257-272.
- Hillaire-Marcel, C., A. de Vernal, J. McKay, R. Stevenson, M. Preda, Y. Satte, R. Lamziouaq, S. Major « Isotopic and clay mineral studies of the Pleistocene Labrador Sea, northwest North Atlantic (IODP Sites 1302/03, 1305 and ODP Site 646) », (In preparation, to be submitted to *Marine Geology*).

- Hillaire-Marcel, C., et G. Bilodeau (2000). «Instabilities in the Labrador Sea water mass structure during the last climatic cycle», *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 37, no 5, pp. 795-809.
- Hillaire-Marcel, C., A. de Vernal, G. Bilodeau et A. J. Weaver (2001). «Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period», *Nature*, vol. 410, no 6832, pp. 1073-1077.
- Hillaire-Marcel, C., A. De Vernal, G. Bilodeau et G. Wu. (1994). «Isotope stratigraphy, sedimentation rates, deep circulation, and carbonate events in the Labrador Sea during the last ~200 ka», *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, no 1, pp. 63-89.
- Holm, P. M. N. Hald et R. Waagstein (2001). «Geochemical and Pb-Sr-Nd isotopic evidence for separate hot depleted and Iceland plume mantle sources for the Paleogene basalts of the Faroe Islands», *Chemical Geology*, vol. 178, no 1-4, pp. 95-125.
- Innocent, C. , N. Fagel, R. Stevenson et C. Hillaire-Marcel (1997). «Sm-Nd signature of modern and late Quaternary sediments from the northwest North Atlantic: Implications for deep current changes since the Last Glacial Maximum», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 146, no 3-4, pp. 607-625.
- Innocent, C., N. Fagel et C. Hillaire-Marcel (2000). «Sm-Nd isotope systematics in deep-sea sediments: Clay-size versus coarser fractions», *Marine Geology*, vol. 168, no 1-4, pp. 79-87.
- Jacobsen, S. B., et G. J. Wasserburg (1980). «Sm-Nd isotopic evolution of chondrites», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 50, no 1, pp. 139-155.
- Kalsbeek, F., H. Austrheim, D. Bridgwater, B. T. Hansen, S. Pedersen et P. N. Taylor (1993). «Geochronology of Archaean and Proterozoic events in the Ammassalik area, South-East Greenland, and comparisons with the Lewisian of Scotland and the Nagssugtoqidian of West Greenland», *Precambrian Research*, vol. 62, no 3, pp. 239-270.
- Kokfelt, T. F., K. Hoernle, F. Hauff, J. Fiebig, R. Werner et D. Garbe-Schonberg (2006). «Combined trace element and Pb-Nd-Sr-O isotope evidence for recycled oceanic crust (upper and lower) in the Iceland mantle plume», *Journal of Petrology*, vol. 47, no 9, pp. 1705-1749.
- Lacan, F. (2002). «Masses d'eau des Mers Nordiques et de l'Atlantique Subarctique tracées par les isotopes du néodyme», Thèse, Toulouse: Université de Toulouse III Paul Sabatier, 293 p.

- Lacan, F., et C. Jeandel (2005). «Neodymium isotopes as a new tool for quantifying exchange fluxes at the continent-ocean interface», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 232, no 3-4, pp. 245-257.
- _____ (2004). «Denmark Strait water circulation traced by heterogeneity in neodymium isotopic compositions», *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, vol. 51, no 1, pp. 71-82.
- Lavender, K. L., R. E. Davis et W. B. Owens (2000). «Mid-depth recirculation observed in the interior Labrador and Irminger seas by direct velocity measurements», *Nature*, vol. 407, no 6800, pp. 66-69.
- Ledbetter, M. T., et W. L. Balsam (1985). «Paleoceanography of the Deep Western Boundary undercurrent on the North American continental margin for the past 25 000 yr», *Geology*, vol. 13, no 3, pp. 181-184.
- Lucotte, M., et C. Hillaire-Marcel (1994). «Identification and distribution of the main water masses in the Labrador and Irminger seas», *Identification et distribution des grandes masses d'eau dans les mers du Labrador et d'Irminger*, vol. 31, no 1, pp. 5-13.
- Manhes, G., J. F. Minster et C. J. Allegre (1978). «Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Severin amphoterite: consequences for early solar system chronology», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 39, no 1, pp. 14-24.
- McCartney, M. S. (1992). «Recirculating components to the deep boundary current of the northern North Atlantic», *Progress in Oceanography*, vol. 29, no 4, pp. 283-383.
- McCave, I. N., B. Manighetti et N. A. S. Beveridge (1995). «Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements», *Nature*, vol. 374, no 6518, pp. 149-152.
- Mertz, D. F., et K. M. Haase (1997). «The radiogenic isotope composition of the high-latitude North Atlantic mantle», *Geology*, vol. 25, no 5, pp. 411-414.
- Mudie, P. J., A. De Vernal et M. J. Head (1990). «Neogene to recent palynostratigraphy of circum-Arctic basins: results of ODP Leg 104, Norwegian Sea, Leg 105, Baffin Bay, and DSDP Site 611, Irminger Sea», *Geological history of the polar oceans: Arctic versus Antarctic*, pp. 609-646.
- O'Nions, R. K., M. Frank, F. von Blanckenburg et H. F. Ling (1998). «Secular variation of Nd and Pb isotopes in ferromanganese crusts from the Atlantic, Indian and Pacific Oceans», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 155, no 1-2, pp. 15-28.

- Peate, D. W. et O. Stecher (2003). «Pb isotope evidence for contributions from different Iceland mantle components to Palaeogene East Greenland flood basalts», *Lithos*, vol. 67, no 1-2, pp. 39-52.
- Piepgras, D. J., G. J. Wasserburg et E. J. Dasch (1979). «The isotopic composition of Nd in different ocean masses», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 45, no 2, pp. 223-236.
- Piepgras, D. J. (1986). «The isotopic composition of neodymium in the marine environment investigations of the sources and transport of rare earth elements in the oceans», Ann Arbor, Mich.: University Microfilms International.
- Piepgras, D.J., Wasserburg, G.J. (1987). «Rare earth element transport in the western North Atlantic inferred from isotopic observations», *Geochim. Cosmochim Acta*, vol 51, pp 1257 - 1271.
- Revel, M., M. Cremer, F. E. Grousset et L. Labeyrie (1996a). «Grain-size Sr-Nd isotopes as of paleo-bottom current strength, Northeast Atlantic Ocean», *Marine Geology*, vol. 131, no 3-4, pp. 233-249.
- Revel, M., J. A. Sinko, F. E. Grousset et P. E. Biscaye (1996b). «Sr and Nd isotopes as tracers of North Atlantic lithic particles: Paleoclimatic implications», *Paleoceanography*, vol. 11, no 1, pp. 95-113.
- Reynolds, B. C., M. Frank et K. W. Burton (2006). «Constraining erosional input and deep-water formation in the North Atlantic using Nd isotopes», *Chemical Geology*, vol. 226, no 3-4, pp. 253-263.
- Reynolds, B. C., M. Frank et R. K. O'Nions (1999). «Nd- and Pb-isotope time series from Atlantic ferromanganese crusts: Implications for changes in provenance and paleocirculation over the last 8 Myr», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 173, no 4, pp. 381-396.
- Rosman, K. J. R., et P. D. P. Taylor (1998). «Isotopic compositions of the elements 1997», *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, vol. 27, no 6, pp. 1275-1287.
- Roy, M., P. U. Clark, G. M. Raisbeck et F. Yiou (2004). «Geochemical constraints on the regolith hypothesis for the middle Pleistocene transition», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 227, no 3-4, pp. 281-296.
- Rutberg, R.L., Hemming, S.R., Goldstein, S.L. (2000). «Reduced North Atlantic deep Water flux to the glacial Southern Ocean inferred from neodymium isotope ratios», *Nature*, vol 405, pp 935-938.

- Stoner, J. S., J. E. T. Channell et C. Hillaire-Marcel (1995). «Late Pleistocene relative geomagnetic paleointensity from the deep Labrador Sea: regional and global correlations», *Earth & Planetary Science Letters*, vol. 134, no 3-4, pp. 237-252.
- Tachikawa, K. (2003). «Neodymium budget in the modern ocean and paleo-oceanographic implications», *Journal of Geophysical Research*, V. Athias et C. Jeandel. United States, American Geophysical Union: Washington, DC, United States. 108 [En ligne]. <<http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=geh&AN=2005-001224&lang=fr&site=ehost-live>>.
- Tanaka, T., S. Togashi, H. Kamioka, H. Amakawa, H. Kagami, T. Hamamoto, M. Yuhara, Y. Orihashi, S. Yoneda, H. Shimizu, T. Kunimaru, K. Takahashi, T. Yanagi, T. Nakano, H. Fujimaki, R. Shinjo, Y. Asahara, M. Tanimizu et C. Dragusanu (2000). «JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium», *Chemical Geology*, vol. 168, no 3-4, pp. 279-281.
- Thrane, K. (2002). «Relationships between Archaean and Palaeoproterozoic crystalline basement complexes in the southern part of the East Greenland Caledonides: an ion microprobe study», *Precambrian Research*, vol. 113, no 1-2, pp. 19-42.
- Vance, D. (1999). «Neodymium isotopes in planktonic Foraminifera; a record of the response of continental weathering and ocean circulation rates to climate change», *Earth and Planetary Science Letters*, vol 173, pp 365-379.
- Von Blanckenburg, F., et T. F. Nagler (2001). «Weathering versus circulation-controlled changes in radiogenic isotope tracer composition of the Labrador Sea and North Atlantic Deep Water», *Paleoceanography*, vol. 16, no 4, pp. 424-434.
- Von Blanckenburg, F., et R. K. O'Nions (1999). «Response of beryllium and radiogenic isotope ratios in Northern Atlantic Deep Water to the onset of northern hemisphere glaciation», *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 167, no 3-4, pp. 175-182.
- Von Blanckenburg, F., R. K. O'Nions et J. R. Heinz (1996). «Distribution and sources of pre-anthropogenic lead isotopes in deep ocean water from Fe-Mn crusts», *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 60, no 24, pp. 4957-4963.