

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

**THÈSE PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES
OFFERT À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
EN VERTU D'UN PROTOCOLE D'ENTENTE
AVEC L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI**

PAR

KARIMOU DIA HANTCHI

**GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE Sr-Nd-Pb DES SÉDIMENTS
ACCUMULÉS DEPUIS 700 000 ANS
LE LONG DE LA DORSALE DE REYKJANES (58-60° NORD)**

AVRIL 2000



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Ce travail porte sur la géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) des sédiments accumulés le long de la dorsale de Reykjanes, au sud de l'Islande. Son but est d'apprécier les différentes provinces sources impliquées dans les apports sédimentaires et de préciser les mécanismes gouvernant les dépôts dans cette région de la ride médio-Atlantique Nord. Dans ce cadre, des sédiments de surface (trois carottes-boîtes de 25, 35 et 50 cm) et profonds (deux carottes par piston de ~10 m de longueur) ont été sélectionnés dans le domaine axial et les flancs de la portion de la dorsale comprise entre 58° et 60°N. Des analyses dites "fraction totale" de la composition isotopique du plomb, strontium et néodyme et de teneurs élémentaires (Sm, Nd, COT, CaCO₃) ainsi que des analyses minéralogiques, sédimentologiques et de la composition en ¹⁸O et ¹³C des tests de foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* lévogyre (Npl) et de *Globigerina bulloides* (Gb) ont été effectuées. Ces dernières ont permis de proposer le cadre chronostratigraphique de la présente étude. Ainsi, les deux carottes longues étudiées correspondent à une série qui englobe les stades isotopiques 1 à 10, dans le domaine axial et, de 1 à 19 sur le flanc ouest de la dorsale. Ceci correspond à un enregistrement continu des derniers 700 000 ans. Les échantillons des sédiments de surface correspondent généralement au stade isotopique 1, soit à la période de l'Holocène.

La composition isotopique en Pb, Sr et Nd des sédiments des carottes-boîtes (c.à.d. les dépôts actuels et holocènes) révèle l'existence d'une hétérogénéité isotopique entre les tranches sommitale et basale des profils de surface. Cette hétérogénéité isotopique est marquée par l'obtention de signatures typiquement mantelliques pour les sommets des profils et comparativement enrichies et plus radiogéniques en Sr et Pb pour leurs tranches basales. Les diagrammes Pb-Pb montrent qu'une grande proportion du Pb des sédiments de tranches sommitales des carottes-boîtes est mixte (basaltes-masses d'eau superficielles/polluants atmosphériques canadien et américain). La diminution de l'est vers l'ouest, dans la quantité des apports de particules mantellique et anthropogénique, est en partie liée aux conditions hydrodynamiques imposées par les courants en bordures et traversant la dorsale. Dans les tranches basales, les données isotopiques du plomb mettent également en évidence un mélange entre deux composantes crustales continentales dominantes, soit à faible et à fort rapport ²³⁸U/²⁰⁴Pb.

Les sédiments des carottes longues démontrent, au cours des derniers 700 000 ans, de fortes variations isotopiques qui se traduisent par des rapports ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb de 18,7 à 19,6, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr de 0,707 à 0,720 et des valeurs εNd(0) comprises entre -13 et +3. Ces résultats sont interprétés en termes de mélange entre des composantes issues pour la plupart de la marge groenlandaise orientale (deux composantes distinctes), de l'Arctique, des apports mixtes du calédonien et du bouclier baltique, de l'Islande et de la dorsale de Reykjanes. Dans les deux colonnes sédimentaires, ces variations montrent des cyclicités isotopiques, en relation avec les changements climatiques, les paramètres minéralogiques et sédimentologiques, ainsi que les teneurs élémentaires. On relève ainsi que la plus grande composante, d'origine islando-Reykjanes et Est-groenlandaise, est formée de matériaux fins et pauvres en Nd et que celle-ci se dépose pendant les épisodes de réchauffement, ou encore les stades interglaciaires.

Dans la carotte prélevée sur le flanc ouest de la dorsale, la période allant des stades isotopiques 19 à 11 a été marquée durant les stades glaciaires par une dominance nette du matériel enrichi en Nd et d'origine baltique et islandaise, alors que les stades interglaciaires

sont totalement dominés par les composantes arctique et groenlandaise relativement appauvries en Nd. En revanche, la période allant du stade 10 au stade 2 se voit marquée par la dominance des composantes arctique et groenlandaise riches en Nd. Le découplage entre les traceurs radiogéniques (Sr-Nd-Pb), au cours de la période du stade 8 à 5, semble traduire l'expression d'une alternance entre ces différentes composantes. Ceci est à mettre en relation avec, probablement, les phénomènes de re-suspension du sédiment et/ou un changement du régime hydrodynamique dont l'un à faible débit de la DSOW et de la NEADW, et l'autre à fort débit de ces courants; comme le montrent les profils granulométriques.

Dans les sédiments de la carotte prélevée dans la région axiale de la dorsale, la sédimentation est pratiquement dominée durant les stades interglaciaires par les apports mantelliques (c.à.d., les basaltes tertiaires du Groenland, de l'Islande ou des Iles Féroées, et de la dorsale de Reykjanes). Les apports issus des provinces baltiques et de la région néovolcanique de l'Islande restent cependant majeurs durant les stades glaciaires.

Sur la base de ces données, il ressort que la variabilité du signal isotopique est largement modulée par le contexte physiographique de la dorsale (c.à.d., rift et flanc de la dorsale) et que la superposition d'un contrôle climatique et courantologique se marque par une variation des proportions relatives des différentes provinces distributrices. Par ailleurs, un régime courantologique et sédimentaire durant les stades 19 à 11, assez similaire à celui de l'Holocène, de même que l'existence d'un "synchronisme" entre les apports liés aux vélages des calottes glaciaires du Nord de l'Europe et des régions de l'Arctique d'une part, de l'Islande et du Groenland d'autre part sont proposés pour la région d'étude.

ABSTRACT

This study bears on the isotope geochemistry (Sr-Nd-Pb) of sediments deposited along the Reykjanes Ridge, south of Iceland. Its objectives are to identify the different geological provinces contributing to the sedimentary load, and to better define the accumulation processes in this area of the mid-Atlantic Ridge. Thus, surface (three box-cores of 25, 35 and 50 cm) and deep sediments (two piston-cores ~10 m long) recovered from the axial and lateral portions of the ridge, between 58° and 60°N, were studied in detail. The isotopic compositions of lead, strontium and neodymium, as well as elemental abundances (Sm, Nd, TOC, CaCO₃) were determined on "whole-sediment" aliquots. Mineralogical and sedimentological analyses were also completed, as well as determinations of the ¹⁸O and ¹³C abundances in tests of the planktonic foraminifers *Neogloboquadrina pachyderma* left-coiling and *Globigerina bulloides*. The latter were used to set up the chronostratigraphic framework of this study. The two piston cores record time-series corresponding to isotopic stages 1 to 10, within the axial valley, and 1 to 19 along the western flank, thus two continuous sedimentary profiles covering the last 700 000 years. The surface sediments generally record only the most recent Holocene period.

The isotopic compositions of Pb, Sr and Nd of the recent and Holocene sediments show significant variations between the uppermost and the basal portions of the profiles: the more recent sediments have Sr and Pb isotopic compositions similar to mantle-derived magmas, whereas the deeper ones are much more radiogenic. The Pb-Pb systematics show that the former are under the influence of mixed sources comprising the basaltic oceanic crust and the overlying water masses which are, in turn, affected by airborne anthropogenic pollution transported from Canada and the USA. There is a westward decrease in the amounts of mantle-derived and anthropogenic materials, which is partly related to the hydrodynamics of the currents bordering and crossing the ridge. Within the deeper parts of the profiles, the Pb isotopic compositions are best interpreted by a mixture of two continental components with low and high ²³⁸U/²⁰⁴Pb, respectively.

The sediments from the piston cores record, over the past 700 000 years, very large isotopic variations with ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb ratios in the range of 18.7 to 19.6, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr from 0.707 to 0.720 and εNd(0) values between -13 and +3. These results are interpreted as reflecting mixtures of materials derived, for the most part, from the eastern Greenland margin (two distinct components), the Arctic, the Baltic Shield, Iceland and the Reykjanes Ridge. Both sedimentary records show a strong isotopic cyclicity in-tune with climatic changes, mineralogical and sedimentological characteristics, as well as elemental abundances. The principal detrital component derived from the Iceland-Reykjanes system (eastern Greenland), is made of fine-sized materials, depleted in Nd, that are deposited during warming periods.

Within the core recovered on the western flank of the ridge, the period from isotopic stages 19 to 11 was dominated, during cold episodes, by materials derived from the Baltic Shield and Iceland characterized by high levels of Nd; conversely, the warm episodes are dominated by the Greenland component with low Nd abundances. In contrast, the period from isotopic stages 10 to 2 is dominated by components from the Arctic and Greenland, with higher Nd levels. There is a decoupling of the Sr-Nd-Pb isotope systematics between stages 8 to 5 reflecting the alternating prominence of a particular component. This is likely related to phenomena such as sediment re-suspension and/or to changes in the flow intensity of the DSOW and NEADW masses, with alternating high and low current regimes, as suggested by the particle-size distributions.

Within the piston core collected in the ridge axial region, sedimentation is dominated by mantle-derived materials such as the Tertiary plateau basalts from East Greenland, the Faeroe Islands, Iceland and/or the Reykjanes Ridge. During cold episodes, materials derived from the Baltic Shield and the Iceland volcanic field nevertheless remain a major component of the sedimentary deposits.

Overall, the data from this study show that variations in the isotopic signatures of the sediments is largely modulated by the physiographic conditions near the ridge (i.e. axial valley vs. flank). The climatic control, and thus the oceanic circulation regimes, is delineated by variations in the extent to which different source-areas contribute to the sedimentation process. It is proposed that the circulation and sedimentation regime in the study area during isotopic stages 19 to 11 was quite similar to that of the Holocene, including synchronicity of ice-rafted debris derived from northern Europe as well as the Arctic and Greenland regions.

DÉDICACE

À la mémoire de mes grands-parents:

Shiguino Na Tayo Hantchi

Talokoyo Hantchi

Tassala Naroua

Baoura Bawa Daoudou

(...)

*« Un acacia ne tombe pas
à la volonté d'une chèvre maigre
qui convoite ses fruits »*

(Ahmadou Kourouma, *En attendant le vote des bêtes sauvages*)

REMERCIEMENTS

Il m'est agréable d'exprimer d'abord toute ma reconnaissance envers les professeurs *Clément Gariépy* et *Ross K. Stevenson*, qui ont bien voulu diriger cette recherche. Les efforts, l'attention et les encouragements des professeurs Gariépy et Stevenson m'ont permis non seulement de me relever de mon "aventure" dans les aquifères soudano-sahéliens du Niger, mais aussi de mener à bien ce projet. Par ce geste et -ou- ces actes, ils m'ont fait preuve de bonne volonté, d'une implication courageuse et d'un signe inégalé d'une responsabilité de soi et de perspicacité. Je leur exprime mon profond respect. Aussi, à tous les deux, j'offre l'expression de ma vive gratitude pour leur soutien financier sans lequel ce projet de thèse n'aurait été qu'une "Utopie"!

De nombreuses personnes m'ont également manifesté leur soutien dans la présente "intrusion dans l'antre des océanauts". Je désire remercier tout particulièrement les chargés (es) de recherche: *Raynald Lapointe* et *Francine Robert*, pour la "démystification" des problèmes analytiques et techniques au laboratoire et sur le spectromètre de masse Sector 54 du Centre de Recherche en Géochimie isotopique et en Géochronologie (GÉOTOP) de l'UQAM: *Michel Preda* qui a bien voulu me faire découvrir, d'une main experte, le traitement diffractométrique et la minéralogie des argiles: *Louise Cournoyer*, pour les analyses des teneurs en carbonates: *Sophie Leblanc* qui m'a aidé à décarbonater les échantillons lors de la réalisation des granulométries fines.

Je ne saurais également laisser dans l'"imagination", pour leur soutien moral et les discussions constructives, tous les amis et collègues "*C'est pour quand?*": *Antonio Simonetti*, *Bassam Ghaleb*, *Hélène Isnard*, *Michel Courcelles*, *Deke Zhang*, *Hamid Telmat*, *Martine Lapointe*, *Youcef Larbi*, *Evelise Bourlon*, ...

J'ai grandement apprécié la courtoisie quotidienne ainsi que l'aide efficace de Mme *Isabelle Jacob* (GÉOTOP) et de Mme *Céline Hallé-Polèse* (Chaire de recherche en environnement) dans les domaines administratif et académique. De même, je suis reconnaissant à Mme *Micheline Lacroix* (Département des Sciences de la Terre) ainsi qu'à Mme *Nicole Marsolais* (Service des Étudiants Étrangers à l'UQAM) qui m'ont, à quelques reprises, sorti du "dédale des lois d'inscription au programme 3642". Qu'elles trouvent donc ici toute ma gratitude.

Mes vifs remerciements s'adressent enfin à ceux et celle qui ont accepté de lire et de juger ce travail; il s'agit de M. *Jean-Louis Turon* (CR/CNRS, département de Géologie et d'Océanographie de l'Université de Bordeaux I), Mme *Anne de Vernal* (GÉOTOP, département des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Montréal), M. *Claude Hillaire-Marcel* (Titulaire de la Chaire de recherche en environnement & GÉOTOP, département des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Montréal), et de M. *Ross K. Stevenson* et M. *Clément Gariépy*, codirecteurs de thèse (GÉOTOP, département des Sciences de la Terre de l'Université du Québec à Montréal).

« On n'oublie pas l'arbuste derrière lequel on s'est caché quand on a tiré sur un éléphant et qu'on l'a touché »

Finalement, je dois mentionner avec une gratitude toute spéciale mon épouse, *Tsakani*, qui m'a encouragé et pour avoir fait preuve d'une patience extraordinaire en me permettant des heures assez prolongées au laboratoire nonobstant l'"imposante" présence de nos deux beaux "Yara", *Rashid* et *Fatiha*. Un merci donc bien spécial à mes *Parents* qui n'ont également pu se contenter que de mes rares épîtres durant toutes ces années académiques!

TABLE DES MATIÈRES

	page
RÉSUMÉ.....	ii
ABSTRACT.....	iv
DÉDICACE.....	vi
REMERCIEMENTS.....	vii
TABLE DES MATIÈRES.....	viii
LISTE DES TABLEAUX.....	xi
LISTE DES FIGURES.....	xii
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I: LES ISOTOPES RADIOGÉNIQUES Sr, Nd ET Nd EN DOMAINE OCÉANIQUE.....	10
1.1 Le strontium.....	12
1.2 Le néodyme.....	15
1.3 Le plomb.....	16
CHAPITRE II: PRÉSENTATION DE LA RÉGION D'ÉTUDE CARACTÉRISATION ISOTOPIQUE DES DIFFÉRENTES SOURCES DÉTRITIQUES.....	20
2.1 Contexte géodynamique et océanographique.....	21
2.1.1 Physiographie.....	21
2.1.2 Pétrologie et géochimie.....	25
2.1.3 Hydrographie.....	26
2.1.4 Aspects sédimentologiques.....	29
2.2 Caractérisation isotopique des réservoirs détritiques potentiels de la couverture sédimentaire de la dorsale de Reykjanes.....	32
2.2.1 Les provenances mantelliques ou basiques.....	32
2.2.1.1 Les basaltes de la ride médio-Atlantique Nord.....	32
2.2.1.2 La "Province arctique".....	36
2.2.2 Les provenances cratoniques ou acides.....	38

CHAPITRE III:	
MATÉRIEL ET APPROCHES EXPÉRIMENTALES.....	45
3.1 Les sites de carottages: matériel d'étude.....	46
3.1.1 Les sédiments de surface.....	47
3.1.2 Les séquences sédimentaires longues.....	49
3.2 Les composantes analytiques.....	53
3.2.1 Les isotopes radiogéniques.....	53
3.2.2 Certaines teneurs élémentaires.....	56
3.2.3 Granulométrie et minéralogie des fractions silteuse et argileuse.....	56
 CHAPITRE IV:	
CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE	
DES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES ÉTUDIÉES.....	59
 CHAPITRE V:	
RÉSULTATS.....	67
5.1 Les sédiments de surface.....	68
5.1.1 Carotte-boîte HU 91-045-071CB.....	68
5.1.2 Carotte-boîte HU 91-045-063CB.....	71
5.1.3 Carotte-boîte HU 91-045-060CB.....	73
5.2 Les sédiments des séquences longues.....	77
5.2.1 Carotte par piston HU 91-045-064P.....	77
5.2.1.1 Systématique isotopique du Pb, Sr, Sm et Nd.....	77
5.2.1.2 Distribution des particules clastiques terrigènes.....	81
5.2.1.2.1 La taille des grains.....	81
5.2.1.2.2 Nature des éléments fins de diamètre	83
inférieur à deux micromètres.....	
5.3.2 Carotte par piston HU 91-045-058P.....	88
5.3.2.1 Systématique isotopique du Pb, Sr, Sm et Nd.....	88
5.3.2.2 Distribution des particules clastiques terrigènes.....	94
5.3.2.2.1 La taille des grains.....	94
5.2.1.2.2 Nature des éléments fins de diamètre	96
inférieur à deux micromètres.....	
5.3.4 Synthèse des données des séquences longues.....	99
 CHAPITRE VI:	
DISCUSSION.....	101
6.1 Évaluation des différentes sources de contributions détritiques à l'origine des dépôts au cours des derniers 700 000 ans.....	104
6.1.1 La sédimentation du Pléistocène.....	104

6.1.2 Les sédiments récents et de l'Holocène.....	132
6.2 Logique de la variabilité du signal isotopique: facteurs de contrôle des dépôts détritiques et remarques sur les implications paléocéanographiques.....	143
6.2.1 Influence climatique: variations glaciaires et interglaciaires....	143
6.2.2 Contrôle hydrodynamique.....	161
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	168
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	175
ANNEXE 1: L'ANALYSE ISOTOPIQUE DU PLOMB.....	194
A.1.1 Aspects techniques.....	195
A.1.2 Détermination du facteur de fractionnement (F).....	197
A.1.3 Conclusion.....	200
ANNEXE 2: DONNÉES ISOTOPIQUES ET SÉDIMENTOLOGIQUES DES SÉQUENCES ÉTUDIÉES.....	201

LISTE DES TABLEAUX

- TABLEAU 1: Caractérisation isotopique des différentes sources détritiques de la couverture sédimentaire de la dorsale de Reykjanes.
- TABLEAU 2: Résultats Pb, Sr, Sm et Nd de la carotte-boîte du flanc est HU 91-045-071CB.
- TABLEAU 3: Résultats Pb, Sr, Sm et Nd de la carotte-boîte axiale HU 91-045-063CB.
- TABLEAU 4: Résultats Pb, Sr, Sm et Nd de la carotte-boîte du flanc ouest HU 91-045-060CB.
- TABLEAU 5: Résultats Pb, Sr, Sm et Nd de la carotte par piston HU 91-045-064P.
- TABLEAU 6: Pourcentages des fractions granulométriques dans la carotte par piston HU 91-045-064P.
- TABLEAU 7: Abondances des minéraux argileux et détritiques dans la fraction inférieure à 2 microns de la carotte par piston HU 91-045-064P.
- TABLEAU 8: Résultats Pb, Sr, Sm et Nd de la carotte par piston HU 91-045-058P.
- TABLEAU 9: Pourcentages des fractions granulométriques dans la carotte par piston HU 91-045-058P.
- TABLEAU 10: Abondances des minéraux argileux et détritiques dans la fraction inférieure à 2 microns de la carotte par piston HU 91-045-058P.

LISTE DES FIGURES

		page
Figure 1:	Localisation des stations échantillonnées (18B, 19 et 21). Schéma de la circulation océanique actuelle. Abréviations: DSOW, masse d'eau de débordement du détroit de Danemark; GC, courant du Groenland; LC, courant du Labrador; NAD, dérive nord-atlantique; NEADW, masse d'eau profonde de l'Atlantique du Nord-Est; FB, Fracture de Bight. D'après Lucotte et Hillaire-Marcel (1994).....	22
Figure 2a:	Profil longitudinal à travers l'axe de la dorsale de Reykjanes mettant en évidence les changements majeurs dans la morphologie du fond autour de 59°N. D'après Magde et Smith (1995). Le rectangle correspond à la zone d'étude.....	24
Figure 2b:	Coupe transversale schématique (SE-NO) à travers la dorsale de Reykjanes, le bassin d'Irminger et les côtes groenlandaises, montrant les tranches de profondeur occupées par les différentes masses d'eau signalées à la figure 1. Les sites 059, 062, 070 correspondent aux trois stations utilisées dans la présente étude (respectivement 18B, 19 et 21). Modifiée de Lucotte et Hillaire-Marcel (1994).....	27
Figure 3:	Schéma de la réponse sédimentaire à la variabilité topographique et hydrodynamique observée dans le domaine axial, entre 59°N et 60°N. Légèrement modifié de Lackschewitz et al. (1996). Les flèches "noires et courbes" indiquent les forts locaux. Les flèches "noires verticales et ascendantes" représentent l'activité volcanique dans le domaine axial. Les "poches" en noir plus foncé (indiqué par les flèches noires courbes) représentent les faciès sédimentaires liés aux courants locaux à haute vélocité.....	31
Figure 4a:	Répartition géographique et structurale des provinces médio-océanique et thuléenne en Atlantique du Nord. Abréviations: KR, ride de Knipovic; GFZ, zone de fracture du Groenland; SFZ, fracture de Senja; JMFZ, zone de fracture de Jan Mayen; JMR, ride de Jan Mayen; GIR, ride du Groenland-Islande; FIR, Ride de Féroés-Islande. Le petit "rectangle", à l'extrême nord-est de l'Islande, correspond à la zone de fracture de Tjörnes. Extrait de Fitton et al. (1998).....	33
Figure 4b:	Variations des rapports isotopiques du strontium, néodyme et plomb le long de la dorsale médio-Atlantique, entre 59° et 74°N (ride de Reykjanes, Islande, ride de Kolbeinsey, seamount de Jan Mayen et ride Mohns). Les segments en ligne horizontale aux extrémités SO et NE de la ride de Mohns indiquent les maximum et minimum des variations isotopiques du Sr et Nd. D'après Trønnes et al. (1999).....	35

Figure 4c:	Cartes de l'Islande représentant les différentes unités lithologiques. Les zones indiquées par un cercle sont celles pour lesquelles les "basaltes picritiques" sont dominants (d'après Girod et al., 1978; Hémond et al., 1988; Lacasse et al.; 1996).....	37
Figure 5:	Les aires cratoniques du circum-Atlantique et les provinces géochronologiques (carte légèrement modifiée de Hemming et al., 1998). La région d'étude est indiquée: cercle rempli à 60°N; 30°W.....	39
Figure 6:	Description sommaire des profils de surface <i>versus</i> potentiel d'oxydo-réduction en fonction de la profondeur (Hillaire-Marcel et al., 1991).....	48
Figure 7:	Colonne lithostratigraphique de la carotte par piston HU 91-045-064P (station 19). La description dans la partie gauche de la colonne représente l'indice de couleur de la charte de Munsell (Hillaire-Marcel et al., 1991).....	50
Figure 8:	Colonne lithostratigraphique de la carotte par piston HU 91-045-058P (station 18B). À gauche, l'indice de couleur de la charte de Munsell est indiqué (Hillaire-Marcel et al., 1991).....	51
Figure 9:	Carotte HU 91-045-064P: composition isotopique de <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> lévogyre et <i>Globigerina bulloides</i> , pourcentage de carbonates et carbone organique total des sédiments. Ainsi, les stades 1 à 10 sont reconnus. Extrait de Matras (1998). Les bandes grisées correspondent aux stades isotopiques glaciaires.....	61
Figure 10:	Carotte HU 91-045-058P: composition isotopique de <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> lévogyre (Npl), pourcentage de carbonates et carbone organique total des sédiments. Les stades isotopiques 1 à 19 sont reconnus (Hillaire-Marcel et al. en préparation). Les bandes grisées correspondent aux stades isotopiques glaciaires.....	63
Figure 11:	Diagramme présentant, en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) et les valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ (c) de sédiments prélevés par carottage boîte dans le flanc est de la dorsale (HU 91-045-071CB). Le cercle plein correspond à l'échantillon de sédiment total, le cercle vide au même échantillon lavé à HCl 0,275N et le symbole carré avec une croix à la fraction résiduelle solide du sédiment. Les tiretés horizontal et vertical renvoient respectivement à la limite de la zone de bioturbation actuelle et aux pôles isotopiques décrits dans le texte (p. 70)	69

Figure 12:	Diagramme présentant, en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) et les valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ (c) de sédiments prélevés par carottage boîte dans la région axiale de la dorsale (HU 91-045-063CB). Même légende et indications que pour la figure 9.....	72
Figure 13:	Diagramme présentant, en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) et les valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ (c) de sédiments prélevés par carottage boîte dans le flanc ouest de la dorsale (HU 91-045-060CB). Même légende que pour la figure 9. Les pôles isotopiques sont décrits dans le texte (p. 73).....	74
Figure 14:	Variations des rapports $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de la profondeur, sous l'interface eau-sédiment, dans les sédiments prélevés par carottage boîte.....	76
Figure 15:	Variations de la composition isotopique du Pb en fonction de la profondeur dans la carotte par piston HU 91-045-64P. Les bandes grisées correspondent aux stades isotopiques glaciaires.....	78
Figure 16:	Évolution comparée des compositions isotopiques en Pb, Sr et Nd et des teneurs élémentaires (Sm et Nd) le long du profil de la carotte axiale HU 91-045-064P.....	80
Figure 17:	Variations des paramètres granulométriques dans les sédiments de la carotte axiale HU 91-045-064P. Les termes "Moyenne" et "Écart-type" s'appliquent à la fraction $\phi < 63 \mu\text{m}$ déterminée par compteur laser. L'abondance de la fraction de plus de $63 \mu\text{m}$ est exprimée en pourcentage poids (%Wt) du sédiment total sec initial.....	82
Figure 18a:	Variations, en fonction de la profondeur, des constituants de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ dans la carotte prélevée dans la région axiale HU 91-045-064P.....	84
Figure 18b:	Variations, en fonction de la profondeur, des rapports smectite-illite (S/I) et feldspaths-quartz (F/Q) dans la carotte prélevée dans la région axiale HU 91-045-064P. Noter la covariation entre les deux rapports, de même que la décroissance moyenne de F/Q vers le sommet de la colonne. La moyenne des stades glaciaires (le trait vertical en tireté) est aussi indiquée.....	87
Figure 19:	Variations de la composition isotopique du Pb en fonction de la profondeur dans la carotte par piston HU 91-045-058P. Les bandes grisées correspondent aux stades isotopiques glaciaires.....	90
Figure 20:	Évolution comparée des compositions isotopiques en Pb, Sr et Nd et des teneurs élémentaires (Sm et Nd) le long du profil de la carotte du flanc ouest HU 91-045-058P.....	92

- Figure 21: Variations, en fonction de la profondeur, des paramètres granulométriques dans les sédiments de la carotte du flanc ouest HU 91-045-058P. On note une certaine concordance entre les profils de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$. et les fluctuations climatiques. Les termes "Moyenne" et "Écart-type" s'appliquent également à la fraction $\phi < 63 \mu\text{m}$ 95
- Figure 22a: Variations, en fonction de la profondeur, des constituants de la fraction inférieure à 2 micromètres dans la carotte prélevée sur le flanc ouest HU 91-045-058P..... 97
- Figure 22b: Variations, en fonction de la profondeur, des rapports smectite-illite (S/I) et feldspaths-quartz (F/Q) dans la carotte prélevée sur le flanc ouest HU 91-045-058P. Cette répartition souligne l'existence de trois unités: 19-11, 11-2 et 2-1. On observe également une légère décroissance moyenne, vers le sommet de la colonne, du rapport F/Q dans l'unité 11-2..... 98
- Figure 23: Diagramme $\epsilon\text{Nd}(0)$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (a) et d'âges T_{DM} (Ma) (b) pour les sédiments des carottes longues. Cercles: carotte 91-045-064P; triangles: carotte 91-045-058P. Symboles pleins: sédiments glaciaires (GL); symboles vides: sédiments interglaciaires (IGL). PE et PA correspondent respectivement au pôle "enrichi" à fortes valeurs de T_{DM} et au pôle "appauvri" à faibles valeurs de T_{DM} 105
- Figure 24a: Diagramme de variation $\epsilon\text{Nd}(0)$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Les symboles sont identiques à ceux de la figure 23. Pour fins de comparaison, les champs de composition des sources basiques et acides (cf. tableau I), ainsi que la moyenne de la croûte supérieure (Goldstein et Jacobsen, 1988) ont été indiqués. La bande horizontale grisée représente la dispersion des éléments acides d'âge Archéen-Protérozoïque inférieur à Protérozoïque supérieur. Les deux courbes représentent le faisceau d'hyperboles de mélanges reliant le pôle basique et acide. La couverture sédimentaire de Reykjanes représenterait un mélange entre trois sources: S1 et S3 (soit le pôle à tendance crustale continentale) et S2 (soit le pôle à forte affinité mantellique). On notera la grande homogénéité qui caractérise les dépôts des stades glaciaires et interglaciaires de la carotte axiale 91-045-064P..... 106
- Figure 24b: Diagramme de variation $\epsilon\text{Nd}(0)$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les symboles sont identiques à ceux de la figure 23. Les remarques sont valables à celles relevées pour la figure 24a. Il semble toutefois exister ici une tendance à l'enrichissement en ^{206}Pb avec l'élévation des valeurs de $\epsilon\text{Nd}(0)$ notamment dans certains dépôts des stades interglaciaires..... 107

- Figure 25: Variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et des âges T_{DM} (Ma), différenciant le pôle à forte affinité mantellique des pôles à tendance crustale, et permettant d'interpréter la source correspondant au pôle S3 comme une composante supracrustale. Les symboles sont identiques à ceux de la figure 23..... 109
- Figure 26: Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction des rapports smectite-illite et feldspaths-quartz, indiquant un enrichissement de la composante S2 en smectites et feldspaths qui se traduit par des compositions en Sr inférieures à celles de l'eau de mer moderne..... 110
- Figure 27: Représentation graphique de la relation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - CaCO_3 (%), révélant une certaine complexité: une proportion notable de strontium est liée à autre chose que la calcite (déviations par rapport à la composition de l'eau de mer moderne). Le comportement du Sr semble donc être une caractéristique de la présence des éléments détritiques acide et basique.. 112
- Figure 28a: Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de l'inverse de la concentration en Nd dans les séquences longues, différenciant les sédiments des stades glaciaires de ceux des stades interglaciaires des deux carottes, et permettant de séparer deux tendances évolutives au sein des sédiments du pôle S2 (S2a et S2b)..... 114
- Figure 28b: Diagramme $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ en fonction de l'inverse de la concentration en Nd dans les séquences longues avec report des domaines des sédiments du bassin de l'Islande (Revel, 1995), de la dorsale et de l'Islande, accentuant les différences observées sur la figure 28a, et permet d'interpréter S2a et S2b comme un apport respectif de l'Islande et de la dorsale. On notera que les données du bassin d'Islande sont, par souci de clarté, représentées à part..... 117
- Figure 29: Diagrammes Pb-Pb mettant en évidence l'existence de deux composantes S3 (S3a et S3b), et permettant de différencier le pôle S1b du pôle mantellique S2. La droite notée S-K est définie comme la droite d'évolution de la composition moyenne de la croûte continentale (Stacey et Kramers, 1975). Les apports correspondant au pôle S3b peuvent être reliés aux provinces distributrices nordiques plutôt qu'à la composante nord-est canadienne compte tenu de leurs rapports radiogéniques en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les moyennes GEIN, NE Canadien et calédonien/baltique sont de Winter et al. (1997)..... 119
- Figure 30: Variations de compositions isotopiques et de concentrations en Nd en fonction des principales provinces pétrologiques de l'Est-Groenland (Patchett et Bridgwater, 1984)..... 124

- Figure 31: Diagrammes de synthèse Pb-Pb comparant les différents pôles définis et les différentes sources basiques et acides. Noter la superposition de la composante groenlandaise au pôle S1 et un alignement des composantes baltique et basique sur les pôles S3 et S2, respectivement..... 126
- Figure 32: Diagramme $f^{Sm/Nd}-\epsilon Nd(0)$ pour les sédiments des deux séquences longues, permettant la comparaison de leurs signatures avec les domaines des sources définies dans le tableau 1. $f^{Sm/Nd}$, désignant le fractionnement Sm/Nd par rapport au réservoir chondritique uniforme (CHUR), est calculé selon la formule $f^{Sm/Nd} = [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{mesure}/(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}]-1$; la valeur actuelle de CHUR est de 0,1967 (DePaolo, 1988). Les deux droites, horizontale et verticale, représentent les valeurs de CHUR (0) et séparent les réservoirs appauvri (valeurs positives) et enrichi (valeurs négatives) en Nd. Les domaines I, II, III et IV correspondent respectivement au manteau appauvri (DM), les roches dérivées du manteau (OIB), des roches à fortes incorporation de matériel crustal continental et aux produits d'altération polyphasés. SN = Sud Norvège (Andersen et al., 1997); SEG = SE-Groenland [les notations A et B évoqueraient les valeurs élevées et basses de T_{DM} et donc l'âge des formations (cf. Fig. 30 et Hemming et al., 1998). SEG A et B correspondraient, par ailleurs, aux pôles S1b et S1a, respectivement); MTh (métabasaltes tholéiitiques) [Patchett et Bridgwater, 1984]; CB = "Cape Breton" (Barr et Hegner, 1992); IB = Îles Britanniques et γA = granites anglais (Davies et al., 1985)..... 128
- Figure 33: Diagramme isotopique Sr-Nd illustrant les variations observées dans les sédiments de surface et d'autres pôles principaux mantellique [MORB; PA, province Arctique (Thirlwall et al., 1994; Fitton et al., 1998)] et crustal [Archéen, Protérozoïque, GEIN (calédonien du Groenland, Écosse, Irlande et Norvège), Svalbard (Peucat et al., 1989; Revel, 1995; Winter et al., 1997)], ainsi que les masses d'eau de fonds: NADW et DSOW (Winter et al., 1997)..... 134
- Figure 34: Diagramme $f^{Sm/Nd}-\epsilon Nd(0)$ pour les sédiments des carottes-boîtes. L'ensemble des points de mesures représentant les échantillons de surface est nettement déporté vers les signature des apports issus de l'océan Arctique (S3b). TS = tranche sommitale et TB = tranche basale..... 136

- Figure 35: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des échantillons de tranches sommitale et basale des carottes-boîtes. La ligne en gras figure la droite des sédiments pélagiques (Ben Othman et al., 1989). Les champs des eaux de surface (Véron et al., 1994) et des MORB sont indiqués pour fins de comparaison. Dans la figure 21(b), les deux droites en pointillés sont interprétées comme le faisceau de mélange impliquant les échantillons de tranches sommitales, les eaux de mer et les MORB (notamment ceux du "pôle Reykjanes")..... 139
- Figure 36: Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ des échantillons de tranches sommitale et basale des carottes-boîtes. Les champs des eaux de surface (Véron et al., 1994), de l'Islande (I), de la dorsale (DR), des pôles moyens groenlandais (faible valeur de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \mu$), arctique (μ moyen) et baltique (forte valeur de μ) (voir tableau 1 pour les références), ainsi que du plomb atmosphérique européen, canadien et américain (Rosman et al., 1999) sont indiqués pour fins de comparaison. TS = tranche sommitale et TB = tranche basale. On notera que l'influence du pôle groenlandais se traduit ici par un déplacement des points vers des compositions enrichies en ^{208}Pb pour des faibles rapports $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 141
- Figure 37: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}-\epsilon\text{Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: unité 19-11 de la carotte 058P. La flèche indique le déplacement des compositions vers les signatures du pôle Arctique..... 145
- Figure 38: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}-\epsilon\text{Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: dépôts des stades glaciaires de l'unité 10-2 des séquences longues 058P et 064P. Les tiretés représentent les traces du domaine des sédiments de l'unité 19-11 (Fig. 37). On note une nette augmentation des éléments détritiques à signatures baltique et islandaise..... 147
- Figure 39: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}-\epsilon\text{Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: dépôts des stades interglaciaires de l'unité 10-2 des séquences longues 058P et 064P. Sont indiqués en tiretés les domaines des dépôts interglaciaires de l'unité 19-11 (Fig. 39a) et glaciaires de l'unité 10-2 (Fig. 39b)..... 149
- Figure 40: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}-\epsilon\text{Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: stades glaciaires et interglaciaires de la sous-unité 10-8 des séquences longues 058P et 064P. On note une réduction des apports liés au "pôle" baltique, mais avec une augmentation des éléments à valeurs élevées de $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 151

- Figure 41: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}-\epsilon\text{Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: stades glaciaires de la sous-unité 7-2 des séquences longues 058P et 064P. Remarquez que les points semblent s'aligner selon une droite de mélange définie par une composition moyenne des sédiments issus des quatre principales provinces distributrices. Sont indiquées en (a), les traces des domaines des dépôts des stades glaciaires de la sous-unité 10-8. L'importance de la contribution arctique se traduit (Fig. 41b) par une différence de pentes entre les droites définies par les deux enregistrements..... 152
- Figure 42: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}-\epsilon\text{Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: stades interglaciaires de la sous-unité 7-2 des séquences longues 058P et 064P. On notera une nette dominance des apports issus de l'océan Arctique, ainsi quie des composantes baltique et basique..... 153
- Figure 43: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ (a) et $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}-\epsilon\text{Nd}(0)$ (b). Comparaison des signatures des sédiments des carottes-boîtes avec celles "attribuées" aux stades isotopiques 1 dans les séquences longues 058P et 064P. Le "sigmoïde" en gris (Fig. 43a) correspondrait à la superposition des signatures liées aux apports "anthropiques" et EG (Est-Groenland)..... 159
- Figure 44: Profil des rapports smectite-illite (S/I) et Feldspaths-quartz (F/Q) des sédiments de carottes 064P (A) et 058P (B) illustrant les niveaux où l'on peut observer un découplage ("hachuré") entre les différents traceurs. Le découplage peut ici être interprété comme un "excès" ou un "défaut" en feldspaths et smectites dans les apports. Remarquez dans les deux séquences, la "récurrence" de ce phénomène notamment au niveau des stades isotopiques 9, 8, (?7 et 5), 3-2..... 163

Introduction

Dans le modèle général de la tectonique globale, les rides d'expansion océanique sont associées à la fois dans le temps et dans l'espace à des zones de production de croûte océanique (p. ex. Girod, 1978; Mottl, 1983). Ces zones, qui sont aussi le siège d'une intense activité sismique et tectonique, coïncident généralement avec la vallée axiale d'une dorsale médio-océanique. Parfois, la dorsale d'expansion s'élève au milieu de l'océan isolant les bassins de part et d'autre de celle-ci. Par ses caractéristiques morphotectoniques, la dorsale médio-océanique peut ainsi influencer fortement la direction et le débit des masses d'eau de fond déplacées par la circulation thermohaline globale (p. ex. Wright et Miller, 1996). Une dorsale constitue également une juxtaposition d'ensembles physiographiques contrastés (ride volcanique axiale, vallée d'extension, flanc de la ride, etc) qui présentent une grande variabilité dans les conditions d'enregistrement des dépôts sédimentaires (p. ex. Lackschewitz et al., 1994; 1996). On peut donc considérer que la composition des sédiments accumulés le long de certaines zones médio-océaniques reflète la superposition de plusieurs types de flux ou apports particuliers d'origine multiple -apports détritiques issus des eaux de surface et par advection profonde, émissions et altérations liées au rift d'accrétion, flux hydrogénique relatif aux précipitations et entraînement des éléments dissous dans la colonne d'eau- qui peuvent interagir et s'associer dans le temps et l'espace (Grousset et Latouche, 1983). L'étude de tels types d'environnements sédimentaires peut ainsi nous renseigner sur les interactions fluides-croûte-sédiments et nous permettre d'interpréter la mémoire chimique des sédiments en termes de variations des paléocirculations océaniques de surface et profondes au cours des derniers cycles climatiques (p. ex. German et al., 1990; Huizhong et McCave, 1990; Mills et al., 1993; Verati, 1997; Winter et al., 1997). Cependant, il apparaît

que l'approche géochimique des sédiments est moins bien développée dans les environnements des rides médio-océaniques que dans ceux de bassins océaniques (p. ex. Latouche et Para, 1976; Grousset et al., 1988; Revel, 1995; Revel et al., 1996a et b; Gwiazda et al., 1996a et b; Vallières, 1997; Villanueva et al., 1997; Hemming et al., 1998; Abouchami et al., 1999; Snoeckx et al., 1999).

Dans la sphère de la ride médio-océanique de l'Atlantique Nord, parmi les travaux géochimiques disponibles, nombreux étaient focalisés sur les régions de TAG autour de 26°N-30°N (Cronan et al., 1979 et références; Shearme et al., 1983; German et al., 1993; Lalou et al., 1990; 1993; Mills et al., 1993; Murton et al., 1994; You et Bickle, 1998) en dépit de leur éloignement du lieu de formation des eaux océaniques intermédiaires et profondes. Ces travaux dont l'importance n'est toutefois pas à souligner, ont permis de relever une influence considérable des apports hydrothermaux sur la composition des sédiments de cette zone océanique. Dans le but de caractériser les sédiments et de déterminer l'influence des conditions hydrodynamiques et morphologiques, une étude de la composition lithologique et d'analyses géochimiques a été réalisée sur des sédiments de la partie sud de la ride de Kolbeinsey au nord de l'Islande (Lackschewitz et Wallrabe-Adams, 1991). Dans les sédiments de surface de la même région, la distribution horizontale des éléments majeurs et traces a permis à Lackschewitz et al. (1994) d'établir que trois composantes basique volcanique, acide terrigène et biogénique dominent la sédimentation récente de la ride de Kolbeinsey. Plus au Nord, l'approche géochimique relative aux régions de la ride médio-Atlantique Nord se limite à des profils de variations de teneurs de quelques éléments avec la profondeur dans des sédiments provenant de la mer du Groenland incluant la région de la ride de Mohs (Paesch, 1991 *dans* Lackschewitz et al., 1994). Pour la dorsale de Reykjanes en particulier, les premières données géochimiques ont été publiées par Horowitz (1974). Ce dernier avait montré que les sédiments de la ride, à l'instar des autres zones d'expansion

océanique, semblent être enrichis en Fe, Mn, Cu, Cr et Zn, alors que le domaine du rift montre inhabituellement un appauvrissement en Pb. La première grande évaluation des différents types d'apports constituant les sédiments de la dorsale entre les Açores et l'Islande a été faite sur des sédiments de surface par Grousset et al. (1982). Ces auteurs, grâce à certains éléments de transition et hygromagmaphiles, ont démontré que la sédimentation inorganique de cette région est dominée par la fraction détritique. Ils ont également montré que deux sources détritiques majeures fournissent l'essentiel des matériaux: l'Islande (matériel basique riche en Ta, Sc, ...) et le continent Nord américain (matériel acide à terres rares, Th, ...). Grousset et Chesselet (1986), en plus de confirmer la permanence de ce schéma de distribution à toute l'échelle de l'Holocène en utilisant des analyses d'éléments traces (Ta, Sc, Rb, Th et terres rares), des isotopes de Sr et des marqueurs minéralogiques (smectites, chlorite et quartz), ont mis en évidence deux mécanismes de transport des particules dans la région de la ride comprise entre 45° et 65°N. Ainsi, les matériaux islandais seraient transportés plus au sud, sous 45°N, par des courants de fond alors que le matériel continental américain serait transporté par les vents dominants de l'ouest vers l'est. Par ailleurs, dans la région de la dorsale de Reykjanes comprise entre 59°N et 60°N, Lackschewitz et al. (1995) rapportent que la composition des sédiments est contrôlée par des processus autochtones et allochtones. Ils relèvent en outre que les sédiments de surface sont relativement enrichis en calcium et strontium, alors qu'une quantité de barium serait liée aux argiles. Ces mêmes auteurs remarquent également que les séquences glaciaires des sédiments plus profonds montrent des concentrations importantes en aluminium attribuées aux apports de matériaux terrigènes. Une série de sept zones de cendres volcaniques d'âge Quaternaire récent, toutes attribuables à l'activité volcanique du point chaud islandais, a aussi été mise en évidence dans les mêmes séquences sédimentaires (Lackschewitz et Wallrabe-Adams, 1997). Enfin, c'est à l'aide des isotopes de Sm et Nd sur quelques sédiments de surface qu'Innocent

et al. (1997) avaient identifié dans la région de la dorsale de Reykjanes quatre sources sédimentaires, respectivement le volcanisme islandais, les roches du Groenland, de l'océan Arctique et du bouclier Nord américain. Si les caractéristiques morphotectoniques sont telles qu'elles peuvent perturber l'enregistrement sédimentaire, il ne faut pas pour autant mettre sur leur compte l'ensemble des raisons poussant à éviter d'utiliser les carottes situées dans ces zones géographiques (p. ex. Cortijo et al., 1995). L'utilisation d'un seul indice géochimique, minéralogique ou sédimentologique peut également induire en erreur. En outre, il conviendrait de pousser les investigations systématiques au-delà de la couverture sédimentaire récente. À l'heure actuelle, pour qu'il existe donc un consensus autour de l'intérêt de la grande diversité d'ordre génétique et hydrodynamique, le contexte tectono-volcanique inhérent à certaines zones d'expansion océanique, justifie que soit tentée une approche destinée, d'une part, à retrouver dans les sédiments l'empreinte des provinces distributrices des matériaux détritiques et, d'autre part, à caractériser les mécanismes gouvernant les dépôts.

C'est dans ce sens que nous avons entrepris l'étude isotopique (Sr, Sm-Nd, Pb) des sédiments accumulés depuis 700 000 ans le long de la dorsale de Reykjanes. Dans le but de pouvoir appréhender l'empreinte des facteurs contrôlant les dépôts détritiques, le présent travail vise donc à caractériser isotopiquement les sédiments provenant du segment de la ride médio-océanique de Reykjanes entre 58°N et 60°N. Cette région de la dorsale présente un intérêt particulier à plusieurs égards: (i) elle présente une grande variété de problèmes géologiques, liés à son évolution géodynamique complexe et la nature de son socle océanique (p. ex. German et Parson, 1998 et références; Searle et al., 1998); et (ii) par la nature des systèmes de courants océaniques que l'on y retrouve, lesquels jouent un rôle important dans la formation de la masse d'eau profonde de l'Atlantique Nord (NADW; p. ex. Krauss, 1986). Des études de l'épaisseur des dépôts montrent que la distribution des sédiments est

certaines contrôlée par les processus de tectonique des plaques (Tucholke, 1988 *dans* Wold, 1994), mais également par les courants de fond (Ruddiman, 1972). De part et d'autre de la région d'étude, soit sur les flancs est et ouest de la ride, on note ainsi d'importantes structures sédimentaires (ou rides de contours) sculptées sous l'influence des courants de débordement des mers de Norvège et du Groenland. En outre, des travaux réalisés sur des sédiments pélagiques provenant de carottes situées entre 40°N et 70°N dans l'Atlantique Nord (p. ex. Ruddiman et McIntyre, 1973; Kellog, 1975; Ruddiman et Glover, 1975; Ruddiman et McIntyre, 1976; Grousset et al., 1993) montrent que cette aire a également été marquée par le phénomène de dérive des icebergs au cours des périodes glaciaires. Ceci influencerait non seulement la sédimentation profonde, mais favoriserait aussi un flux de particules hétérogènes, par délestage d'icebergs (p. ex. Ruddiman, 1977; Heinrich, 1988; Lackschewitz et Wallrabe-Adams, 1997).

L'utilisation des isotopes radiogéniques vise donc plus précisément à :

- (1) Établir des profils de la composition isotopique de Sr, Sm-Nd et Pb de la colonne de sédiments accumulés le long et sur les flancs de la dorsale.
- (2) Vérifier si les compositions isotopiques varient avec la profondeur dans le sédiment.
- (3) Caractériser quelles sont les régions sources (continentale ou océanique) à l'origine des éléments détritiques dans cette région de la ride médio-Atlantique.
- (4) Évaluer quels sont les principaux facteurs ou processus (p. ex. la composition de la région source des matériaux, l'activité hydrothermale, les changements climatiques, les décompressions isostatiques, ...) qui sont responsables de la composition des sédiments.

Le traçage isotopique des sédiments est ici réalisable car les réservoirs géochimiques (eau de mer, croûte océanique, produits d'altération, aérosols) impliqués dans les apports à la couverture sédimentaire se différencient les uns des autres le plus souvent grâce à la signature isotopique de leurs sources en Pb, Sr et Sm-Nd, et singulièrement aux proportions

respectives de leur contribution dans le sédiment. Pour satisfaire nos objectifs, notre approche repose sur trois aspects. D'abord, une banque d'échantillons qui provient des carottages par boîte et par piston profonds. Puis, les données utilisées incluent principalement la détermination de l'abondance de certains isotopes radiogéniques des systèmes Sm-Nd, Rb-Sr et U-Th-Pb. Ce signal isotopique radiogénique est ensuite comparé avec le signal granulométrique, minéralogique et géochimique élémentaire observé sur les mêmes séquences. En effet, le décryptage du signal de certaines composantes dans la tranche sédimentaire nécessite parfois d'examiner des signaux croisés de plusieurs traceurs. Par exemple, la présence d'une composante mantellique dans ces dépôts sédimentaires, composante issue de l'altération du plancher océanique (c.à.d. des basaltes) ou des panaches hydrothermaux, devrait en principe se traduire par: 1) une augmentation importante des teneurs élémentaires comparativement à celles de sédiments pélagiques "normaux" accumulés loin des dorsales; et 2) par un déplacement des signatures isotopiques vers un pôle de composition caractéristique du manteau appauvri (c.à.d. des signatures non-radiogéniques en Sr et Pb et des signatures radiogéniques en Nd). Toutefois, en raison de sa forte solubilité dans l'eau de mer, il est possible que les signatures isotopiques d'un Sr mantellique ne soient pas enregistrées dans le sédiment. Dans cette situation, le croisement d'informations fournies par les trois traceurs isotopiques et les traceurs minéralogiques et l'analyse élémentaire ne peut être qu'un atout.

On comprendra donc, sur la base des éléments qui précèdent, que l'approche adoptée est de mieux cerner la géochimie isotopique des sédiments de la dorsale de Reykjanes, et de dégager les arguments de natures très diverses pour obtenir des évaluations proches de la réalité: dynamique présidant à la mise en place des dépôts, mais également les trajectoires des courants. Nous avons aussi choisi de ne pas exclure du traitement un certain nombre d'échantillons particuliers, environ quatre ou cinq, qui correspondent vraisemblablement à

des lits marquant les cendres volcaniques, ou encore les événements de type Heinrich. Ceci pour trois raisons. La première, pour ne pas biaiser notre interprétation. La seconde, parce que ces niveaux livrent, quant à la composition isotopique de la source, des informations "privilégiées" sur l'origine des débris des glaces. La troisième, du fait de la variété des processus mis en jeu et de la variabilité de la composition des sédiments hémipélagiques, nul ne peut savoir *a priori*, dans quelle mesure un échantillon de sédiment représente un mélange entre des matériaux formés *in situ* et de sources "exotiques".

Notre approche ne cherchant qu'à proposer une synthèse, seuls les traits fondamentaux de la géochimie des isotopes radiogéniques seront rappelés. Nous ne perdons pas de vue le caractère particulier des autres marqueurs, le lecteur pouvant se reporter aux monographies et aux précédentes synthèses partielles déjà publiées pour les détails complémentaires.

Le chapitre 1 de la thèse introduit les conditions d'applicabilité et celles autorisant les différentes comparaisons entre les traceurs radiogéniques en domaine océanique.

Le second chapitre situe le cadre général où l'on traite plus particulièrement du contexte océanographique et géodynamique de la dorsale de Reykjanes et de ses bassins adjacents. Les grands traits isotopiques en Sr, Nd et Pb des sources détritiques potentielles de sédiments dans la sphère du bassin de l'Atlantique Nord sont aussi présentés. Ceci nous permet de discuter l'origine et les paléoenvironnements des dépôts dans l'aire étudiée.

Dans un troisième chapitre, sont examinés les matériaux et les approches analytiques qui ont été utilisés. Il s'agit, en ce qui concerne les matériaux, de sédiments de surface provenant de carottes-boîtes et de sédiments de séquences longues. Les premiers sont en effet considérés comme enregistreurs des indices de variations spatiales ou porteurs de l'empreinte récente des flux latéraux et profonds est-ouest au travers de la ride. À partir de ces données, il serait donc possible de définir l'origine du matériel associé aux déplacements des masses

d'eau. L'une des hypothèses que l'on peut envisager est celle d'un apport de matériel particulaire et/ou dissous depuis la dorsale et/ou l'Islande. Par exemple, les matériaux basaltiques qui les constituent possèdent des compositions isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ beaucoup plus élevées que celle de matériaux issus de la croûte continentale. Si tel était le cas nous pourrions observer, du moins dans les tranches de quelques centimètres sous l'interface eau-sédiment, une chute des compositions isotopiques d'est en ouest traduisant le mélange, dans le sens du déplacement des courants, du matériel basaltique avec des matériaux crustaux. Dans ce volet, nous avons trois objectifs. Le premier est donc de comparer la composition isotopique en Nd des sédiments de surface avec celle de la colonne d'eau afin de déterminer quelle est la signature exacte "enregistrée" par les sédiments. Le second est de mettre en lien le comportement des isotopes de Sr et Pb avec celui du Nd. Le dernier objectif, qui ne concerne que la zone bioturbée située immédiatement sous l'interface eau-sédiment, est d'établir quelles sont les quantités de Pb anthropogénique qui ont été transférées aux sédiments dans cette partie de l'Atlantique Nord. Que ce scénario soit confirmé ou non, il nous sera possible de savoir si les masses d'eau issues de la région de la dorsale portent, du moins à l'heure actuelle, une empreinte isotopique caractéristique. Les seconds (c.à.d. les sédiments de séquences longues) permettront de contraindre non seulement le lien étroit entre les réservoirs isotopiques potentiels de la couverture sédimentaire de la dorsale et la circulation thermohaline actuelle, mais également de repérer les éventuels changements temporels dans les contributions détritiques diverses.

Le cadre chronostratigraphique des séquences sédimentaires étudiées constitue le quatrième chapitre.

Le cinquième chapitre expose d'abord les résultats de nos mesures sur les sédiments provenant de carottes-boîtes et, dans un second volet, ceux obtenus sur les séquences

longues. Cette sous-section est suivie d'une synthèse des données sur la tranche de sédiments couverte par l'étude.

Le chapitre 6 est consacré à l'interprétation de ces résultats, à savoir: (i) la discrimination des apports de matériel mantellique et continental crustal au niveau de la dorsale, en particulier, et du bassin Atlantique, en général; (ii) et la tentative de mise en évidence d'une logique de la variabilité du signal isotopique, ainsi que de ses relations avec quelques phénomènes récurrents dans le temps.

Enfin, les grandes lignes de ce projet de recherche, les résultats obtenus, ainsi que les limites de nos interprétations et les nouveaux axes de recherche sont exposés dans la conclusion générale.

En annexe, des aspects techniques relatifs à l'analyse isotopique du plomb au spectromètre de masse à ionisation thermique sont décrits.

CHAPITRE I

LES ISOTOPES RADIOGÉNIQUES

Sr, Nd ET Pb

EN DOMAINE OCÉANIQUE

CHAPITRE I

LES ISOTOPES RADIOGÉNIQUES

Sr, Nd ET Pb

EN DOMAINE OCÉANIQUE

Les isotopes radiogéniques des systèmes tels que Sm-Nd, Rb-Sr et U-Th-Pb ont été largement utilisés pour tracer et caractériser l'évolution des réservoirs mantellique et crustal, ainsi que leurs interactions mutuelles au cours des temps géologiques (p. ex. De Paolo et Wasserburg, 1976; O'Nions et al., 1977; McCulloch et Wasserburg, 1978; Allègre et al., 1979; De Paolo, 1979; Zindler et al., 1979; Zindler et al., 1982; Allègre et al., 1988). Bien que cette approche n'ait été appliquée que très récemment aux réservoirs géochimiques externes, tels que l'atmosphère et l'hydrosphère, on a pu montrer, du moins en utilisant le Nd comme traceur, qu'elle avait le potentiel de définir la géométrie et la dynamique des masses d'eau océaniques actuelles et passées (p. ex. Piepgras et al., 1979; Piepgras et Wasserburg, 1980, 1982, 1983, 1985; Goldstein et O'Nions, 1981, Stordal et Wasserburg, 1986; Piepgras et Jacobsen, 1988; Albarède et Goldstein, 1992; Jeandel, 1993).

Contrairement aux isotopes des éléments légers et des éléments radioactifs à courte et moyenne période, les isotopes radiogéniques lourds ne sont pas affectés par la température et l'activité biologique du milieu. De plus, les processus associés à la production magmatique ou aux cycles d'altération et de sédimentation ne modifient pas les abondances isotopiques

relatives des éléments lourds. De tels traceurs répondent, par contre, aux caractéristiques et aux types de masses d'eau et/ou de sources qui sont à l'origine du sédiment ainsi qu'à la différence du temps de séjour des différents éléments dans l'océan. De ce point de vue, les isotopes radiogéniques peuvent aussi être considérés comme d'excellents marqueurs des stocks sources, donc des trajectoires des courants océaniques d'une part, et des traceurs naturels des processus physico-chimiques impliquant ceux-ci d'autre part. L'on peut citer, en exemples, l'hydrothermalisme sous-marin (p. ex. Barrett et al., 1988; Mills et al., 1993; German et al., 1995; German et al., 1997; Verati, 1997) ou le délestage par des radeaux de glace (IRD, "ice-rafted detritus"; p. ex. Grousset et al., 1993; Gwiazda et al., 1996a; Revel et al., 1996a).

1.1 Le strontium

Le strontium commun est composé de 4 isotopes: ^{84}Sr , ^{86}Sr , ^{87}Sr et ^{88}Sr . Les isotopes 84, 86 et 88 ne sont ni radioactifs ni radiogéniques. Les rapports isotopiques $^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ sont donc des constantes universelles admises (0,05668 et 0,1194 respectivement; p. ex. Vidal, 1994). L'isotope ^{87}Sr est par contre radiogénique et provient de la transformation par émission β^- du ^{87}Rb radioactif. Les variations observées sur le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont ainsi attribuées à la désintégration du ^{87}Rb .

Depuis les premières démonstrations (p. ex. Peterman et al., 1970) d'une variation significative et régulière des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des dépôts carbonatés marins (donc de l'eau de mer) au cours des temps géologiques, de nombreuses études (voir Ludwig et al., 1988) ont montré que cette variation isotopique pourrait être un outil précieux de chronologie à la fois relative et absolue de ces dépôts. D'abord, parce que le strontium est isotopiquement homogène dans l'eau de mer quelque soit la période considérée, l'évolution

systematique du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à travers le temps offre des possibilités de corrélations des roches sédimentaires marines. Cette stratigraphie isotopique du Sr, basée sur l'homogénéité isotopique de l'eau de mer, est une conséquence du temps de séjour relativement élevé du Sr (2 à 4 Ma; Hodell et al., 1989, 1990) comparativement au court temps de mélange des masses océaniques (~1 500 ans; Broecker et Peng, 1982; Elderfield et Greaves, 1982). L'utilisation des rapports isotopiques du strontium est donc utile pour retracer des changements se produisant dans les grandes structures océaniques sur des échelles de temps de l'ordre de 10^5 à 10^6 ans. L'évolution isotopique du strontium de l'eau mer au cours du temps reflète des changements de bilan entre le Sr relativement radiogénique, issu de l'érosion des continents ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,712$), et le Sr relativement non radiogénique injecté dans les océans par les fluides hydrothermaux circulant au niveau des rides médio-océaniques ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,703$). Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des eaux de mer modernes est ainsi évalué à $0,709170 \pm 1 \times 10^{-6}$ (Hodell et al., 1990; Dia et al., 1992a).

La composition isotopique, comme la concentration du strontium dans les sédiments marins sont contrôlées par la présence de deux composantes bien identifiables (Faure, 1986): (i) les composés authigènes (carbonates, phosphates, oxydes, sulfates, silicates, ...) qui sont porteurs de Sr dont la composition isotopique est identique à celle de l'eau de mer; et (ii) les minéraux allogènes transportés dans l'océan et l'atmosphère sous forme particulaire et enfouis avec les premiers dans des proportions variables. La composition isotopique en Sr de la fraction allogène, très peu affectée par les processus d'érosion, de transport et de dépôt dans l'océan, dépend essentiellement de son âge, du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ des matériaux transportés et du type de source.

Du point de vue isotopique, et comme l'avait démontré Dasch (1969), la fraction non carbonatée et détritique des sédiments marins ne s'équilibre pas avec l'eau de mer; elle livre généralement un gradient régional reflétant la géologie des régions sources des sédiments (p.

ex. Grousset et Chesselet, 1986). En revanche, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la fraction carbonatée, sensibles à l'évolution diagénétique et aux réactions d'altération de la croûte océanique, constituent un outil potentiel pour contraindre les interactions eau-sédiments ainsi que les liens entre les sédiments silicatés et carbonatés. Le Sr étant structuralement lié à la fraction carbonatée, sa concentration dans la fraction authigène traduira, tant que les réactions diagénétiques ne sont pas avancées, les fluctuations de la productivité primaire (cf. Pingitore et al., 1992). Comme les événements orogéniques et les glaciations globales influencent largement les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ marins en agissant sur le flux global du Sr relatif à l'altération des roches et/ou des minéraux (p. ex. Clemens et al., 1993; Blum et Erel, 1995), les fluctuations glacio-eustatiques (et donc climatiques) peuvent également être tracées. Finalement, il serait possible de distinguer, à l'aide des isotopes du Sr, les périodes d'abondance ou de prépondérance du matériel de l'une ou de l'autre des sources, du fait que la composition isotopique du Sr de la composante allogène des sédiments marins dépend de leurs proportions relatives en fractions felsique et mafique.

Plusieurs études ont cependant démontré que la signature isotopique du Sr des sédiments marins est influencée par les processus de diagenèse et de remise en solution, mais également par la granulométrie du sédiment (Dasch, 1969). Il a en effet été remarqué que les valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont parfois inversement proportionnelles au diamètre des particules du sédiment, ce qui n'est pas le cas pour les compositions en Nd (Goldstein et al., 1984). C'est la raison pour laquelle nous tenterons dans le cadre de ce travail d'apprécier les différentes contributions sédimentaires, ainsi que les mécanismes d'évolution des eaux, en couplant les données du Sr à celles du néodyme et aussi du plomb.

1.2 Le néodyme

Le néodyme commun possède 7 isotopes dont seul le ^{143}Nd (environ 12% du Nd total) est pour partie radiogénique. L'isotope ^{143}Nd provient de la transformation par émission α du ^{147}Sm qui, lui-même, ne représente que 15% du Sm total (cf. DePaolo, 1988).

Au contraire du système Rb-Sr, pour lequel le Rb est plus incompatible que le Sr, ici c'est le Nd qui est le plus incompatible vis-à-vis du Sm. Rappelons que le degré d'incompatibilité dans ces deux systèmes isotopiques s'explique du fait que, lors de la fusion magmatique, le Rb présente un coefficient de partage K_D plus faible que celui du Sr. Autrement dit, le rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ du liquide de fusion (Lf) reste toujours supérieur à celui du résidu magmatique (Rm); donc, la croûte continentale est plus radiogénique que le manteau (p. ex. Faure, 1986; De Paolo, 1988). Dans le système Sm-Nd, le Sm présente le K_D le plus élevé, soit donc un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Lf) $<$ $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (Lm). Il est en effet admis que le degré d'incompatibilité (ou encore la diminution régulière des rayons ioniques) des terres rares (TR), parmi lesquelles on comptait les éléments Sm et Nd, passe de moindre à plus élevé lorsque l'on passe des TR lourdes aux TR légères.

Les TR sont, dans l'ensemble, très peu solubles. Aussi le Nd, à l'instar du plomb, est en très faible concentration dans l'eau de mer et les carbonates modernes (~2 pg/g; Piepgras et Wasserburg, 1982). Cette très faible solubilité se traduit par un très court temps de séjour dans l'eau de mer (Elderfield et Greaves, 1982). En effet, les signatures isotopiques du Nd varient d'un bassin océanique à l'autre, traduisant un temps de séjour de l'ordre de 10^3 années (Piepgras et al., 1979; Goldstein et O'Nions, 1981; Bertram et Elderfield, 1993) lequel est du même ordre de grandeur que le temps de mélange de l'océan global. La composition isotopique du Nd peut également varier à la verticale d'un bassin, comme cela fut montré dans certains secteurs de l'Atlantique Nord (Piepgras et al., 1979;

Piepgras et Wasserburg, 1980, 1987), reflétant ainsi la stratification (superposition) de masses d'eau d'origines distinctes.

L'abondance du ^{143}Nd , communément rapportée au ^{144}Nd stable et non radiogénique, est en effet directement fonction des apports supergènes continentaux (détritiques marins, éoliens, etc) et aux apports hydrothermaux (ou mantelliques) liés aux zones d'expansion océanique. Le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ constitue ainsi un indicateur des sources et des conditions de transport des TR dans les océans et donc des trajectoires des courants océaniques, ainsi que de l'origine des différentes masses d'eau impliquées dans les circulations thermohalines (Piepgras et al., 1979; Piepgras et Wasserburg, 1980, 1982, 1983, 1985; Goldstein et O'Nions, 1981, Stordal et Wasserburg, 1986; Piepgras et Jacobsen, 1988; Albarède et Goldstein, 1992; Dia et al., 1992b; Jeandel, 1993).

1.3 Le plomb

Le plomb commun a quatre isotopes stables: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb . Les trois derniers sont radiogéniques et représentent les produits finaux de trois chaînes radioactives naturelles: ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th , respectivement. Le ^{204}Pb n'est par contre le produit d'aucune chaîne et donc pas issu d'un parent à longue période radioactive (pour tout détail voir p. ex. Doe, 1970). L'abondance relative des trois isotopes radiogéniques est le plus souvent exprimée par rapport au ^{204}Pb , en termes de nombre d'atomes de ^{204}Pb présents lors de la mesure. La composition isotopique du Pb devrait ainsi varier dans l'environnement à cause: (i) de la décroissance radioactive de ^{238}U au ^{206}Pb , ^{235}U au ^{207}Pb et ^{232}Th au ^{208}Pb et (ii) de l'hétérogénéité non seulement dans les concentrations en U, Th et Pb, mais également dans les rapports U/Pb (μ) et Th/Pb (ω). On note (p. ex. Faure, 1986) $\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $\omega = ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ et $\omega/\mu = \kappa = ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$.

Chow et Patterson (1959, 1962) ont été les premiers à montrer que la composition isotopique du Pb varie à l'échelle d'un océan individuel. Le plomb a en effet un temps de résidence dans l'océan qui est inférieur d'un ordre de grandeur à celui du Nd, soit 80 à 100 ans (Craig et al., 1973). De plus, la teneur en Pb de sédiments pélagiques et de nodules de manganèse est de 10 à 100 fois supérieure à celle des matériaux détritiques d'origine continentale (Chow et Patterson, 1959, 1962), démontrant donc que le Pb présent dans ces compartiments est principalement extrait de l'eau de mer. En principe, ce traceur isotopique devrait donc être plus sensible que le Sr et le Nd aux variations des apports à l'océan. Toutefois, et bien que les méthodes d'analyse du Pb et la précision des données obtenues se soient grandement améliorées depuis le début des années soixante, il n'y a pas eu depuis ~30 ans de travaux en milieu océanique faisant appel à cette approche, si l'on fait exception de l'étude toute récente de Abouchami et Goldstein (1995) dans l'océan Circum-Antarctique.

L'une des raisons expliquant cette lacune est vraisemblablement liée au fait que, depuis la Révolution industrielle, l'addition de Pb anthropogénique dans pratiquement tous les écosystèmes de la Terre dépasse très largement, du moins dans l'hémisphère Nord, tout apport de Pb naturel et ce, même dans les endroits les plus distants de sources de pollution. Le niveau des teneurs en Pb des glaces de la calotte groenlandaise a ainsi augmenté de plus de 200 fois au cours de ce siècle (p. ex. Murozumi et al., 1969; Rosman et al., 1993). Ce Pb anthropogénique est rapidement transféré de l'atmosphère aux eaux de surface océaniques (Boyle et al., 1986; Véron et al., 1994), à la colonne d'eau (Flegal et al., 1986) et aux sédiments de surface (Véron et al., 1987; Hamelin et al., 1990).

L'étude de la composition isotopique du Pb pour départager les signatures isotopiques des sources de sédiments détritiques récents n'est donc pas sans "équivoque", puisqu'il faudrait distinguer les sources naturelles du Pb des sources anthropiques, mais aussi parfois des sources anthropiques entre elles (p. ex. Sturges et Barrie, 1987). Toutefois

l'utilisation de ce traceur, dans les matériaux accumulés antérieurement à l'ère industrielle, pourrait s'avérer essentielle à la définition des paléopatrons de circulation océanique de même qu'à l'identification d'épisodes fossiles d'hydrothermalisme. L'apport de la composition isotopique du Pb dans la compréhension des processus hydrothermaux en milieu océanique et l'identification des sources de métaux dans les sulfures massifs et volcanogéniques n'est plus à démontrer. D'abord parce que les éléments chalcophiles concentrés dans les sulfures présentent le même comportement que le plomb. Parce que mobilisés à partir des roches par les fluides hydrothermaux, ces éléments coprécipitent en général dans les sédiments avec le plomb. Puis, à cette homogénéité du matériel hydrothermal, contraste très souvent l'hétérogénéité isotopique des basaltes océaniques (p. ex. Dupré et al., 1981; Cohen et O'Nions, 1982; Hamelin et al., 1984).

Aussi comme celle du Nd (cf. Albarède et al., 1997), la composition isotopique du Pb est habituellement similaire à celle des nodules de manganèse, et comparable à la composition moyenne des sédiments pélagiques (Reynolds et Dasch, 1971; Stacey et Kramers, 1975; Brévert et al., 1981). On estime toutefois que la composition isotopique du Pb de l'eau de mer est plus radiogénique (c.à.d. enrichie en ^{207}Pb et ^{208}Pb) que celle des basaltes (Vidal et Clauer, 1981). D'ailleurs Abouchami et Goldstein (1995), dans une étude de nodules de manganèse de l'Antarctique, concluent que les variations intraocéaniques de la composition isotopique du Pb sont plus facilement détectées que celles du Nd, et que le Pb est un traceur plus sensible des variations de provenance et de circulation océanique dans des bassins océaniques individuels. Ces auteurs suggèrent même d'utiliser ce traceur pour retracer les changements des flux particuliers et des patrons de circulation pendant les intervalles glaciaire-interglaciaire.

Enfin, si la corrélation négative entre les isotopes du Nd et du Sr trouve son explication dans l'évolution inverse des rapports $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ au cours des

fractionnements minéraux (c.à.d. lors de la cristallisation du magma), de la même façon, la réputation de la plus grande incompatibilité du Th et de l'U par rapport au Pb laisse-t-elle prévoir une corrélation positive entre les rapports des isotopes du Pb et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Cette corrélation est effectivement observée dans des basaltes le long des rides médio-océaniques, où elle est interprétée en termes de mélange entre des matériaux d'origine profonde et le manteau supérieur (p. ex. Dupré et Allègre, 1980). Toutefois, il faut remarquer que l'utilisation des isotopes du Pb conjointement à ceux du Sr et Nd permet très souvent de mettre à mal ces modèles de mélange binaire (p. ex. Hart et al., 1992; Mertz et Haase, 1997; Hanan et Schilling, 1997).

L'on peut donc constater, à travers ce bref exposé, que, comparativement à la résolution chronologique des isotopes lourds et leur temps de séjour dans l'océan, c'est le contexte géodynamique de la roche (c.à.d. la pétrologie) et l'histoire (c.à.d. l'évolution temporelle) qui se traduisent dans les compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb des sédiments. Dans cette situation, les diagrammes de covariations du Sr, Sm-Nd et Pb permettent-ils non seulement de définir une composition spécifique pour les différentes sources détritiques potentielles de sédiments en Atlantique Nord, mais aussi d'évaluer la part respective de chaque réservoir-source (p. ex. Revel et al., 1996a; Winter et al., 1997). Nous allons pouvoir nous servir de cette importante conclusion pour caractériser et retrouver l'origine des sédiments détritiques de la région de la dorsale de Reykjanes, grâce à leur "signature isotopique".

CHAPITRE II

PRÉSENTATION DE LA RÉGION D'ÉTUDE CARACTÉRISATION ISOTOPIQUE DES DIFFÉRENTES SOURCES DÉTRITIQUES

CHAPITRE II

PRÉSENTATION DE LA RÉGION D'ÉTUDE CARACTÉRISATION ISOTOPIQUE DES DIFFÉRENTES SOURCES DÉTRITIQUES

2.1 Contexte géodynamique et océanographique

2.1.1 Physiographie

La dorsale de Reykjanes est une section de la ride médio-atlantique (RMA) comprise entre 53°N et 64°N (Fig. 1). Elle est encadrée au nord-est par l'Islande et, au sud-ouest, par la zone de fracture de Charlie Gibbs. La dorsale s'allonge ainsi sur environ 1500 km, entre les bassins d'Irminger à l'ouest et d'Islande à l'est. Sa zone axiale, dont la profondeur varie de 0 à 2 500 m, a une vitesse moyenne d'ouverture de 15 mm an⁻¹ (Talwani et al., 1971).

Les données bathymétriques et géophysiques acquises sur cette région (p. ex. Vogt et Johnson, 1973; Searle et al., 1994) permettent de montrer que la dorsale présente une morphologie marquée d'entailles de fractures est-ouest dont la plus manifeste est la fracture de Bight à 56°57'N. La présence de cette zone de fracture intense a pour conséquence une séparation de la dorsale en deux segments distincts (cf. Appelgate et Shor, 1994). Il s'agit du

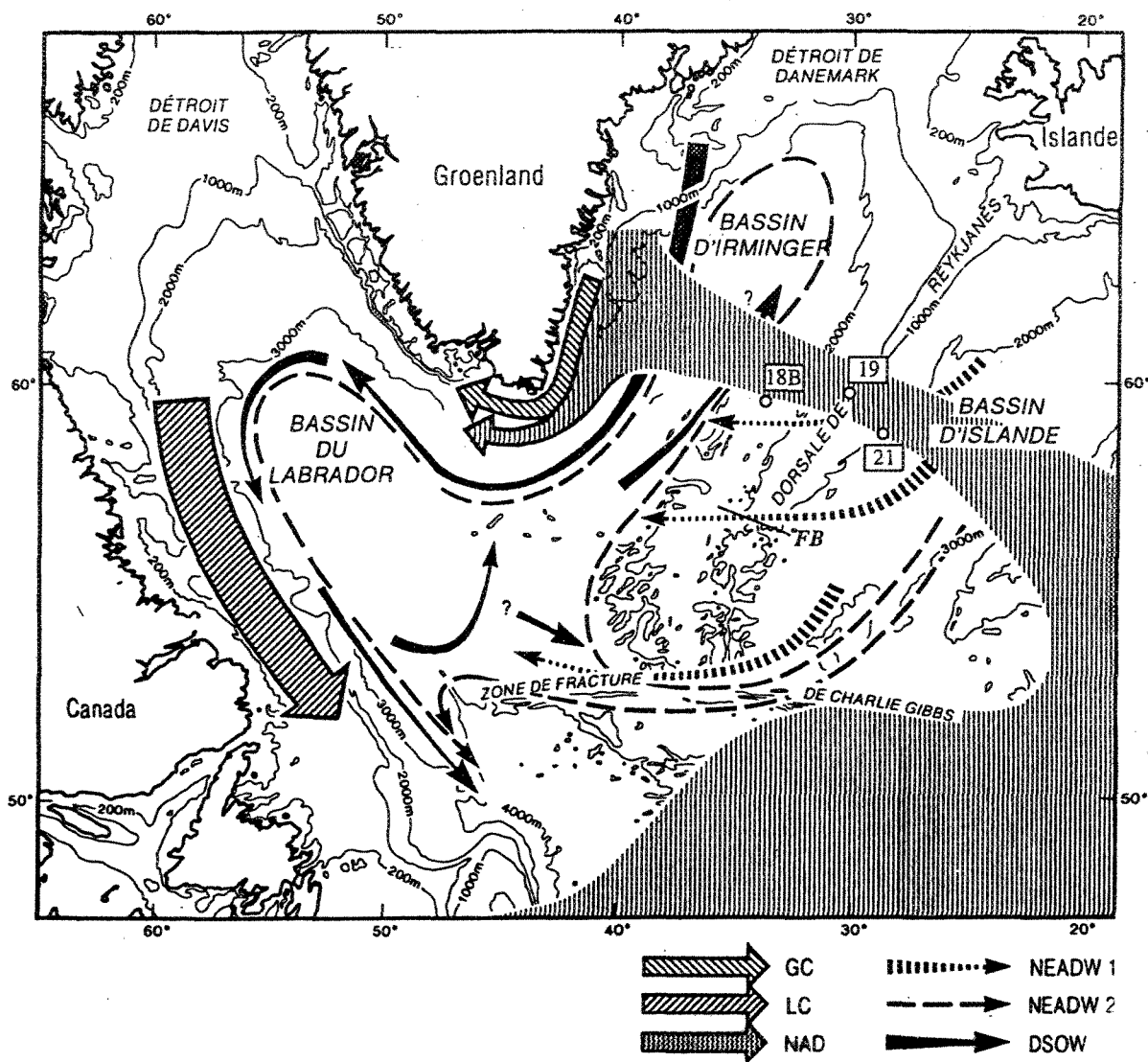


Fig. 1: Localisation des stations échantillonnées (18B, 19 et 21). Schéma de la circulation océanique actuelle. Abréviations: DSOW, masse d'eau de débordement du détroit de Danemark; GC, courant du Groenland; LC, courant du Labrador; NAD, dérive nord-atlantique; NEADW, masse d'eau profonde de l'Atlantique du Nord-Est; FB, Fracture de Bight. D'après Lucotte et Hillaire-Marcel (1994).

segment à expansion orthogonale, entre 53° et $56^{\circ}57'$ de latitude nord et, au nord de la fracture de Bight, du segment à expansion oblique (Figs. 1 et 2a).

Le domaine du segment oblique, compris entre $56^{\circ}57'N$ et $59^{\circ}N$ (Fig. 2a), est caractérisé par une vallée médiane mesurant environ 40 km de large (Searle et Laughton, 1981). La vallée médiane comporte également une vallée axiale limitée par un système de failles en échelon approximativement normales à la direction d'expansion. Cette vallée axiale, large de 6 à 8 km, est dominée par des crêtes volcaniques linéaires. Son plancher interne et ses murs occupent le domaine entre 1900 et 1600 m de profondeur (p. ex. Magde et Smith, 1995). Ceci correspond à la profondeur moyenne à laquelle s'opère librement le passage, d'est en ouest au-dessus de la dorsale de Reykjanes, d'une partie des eaux profondes de l'Atlantique du Nord-Est (Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994). Par contre, entre $59^{\circ}N$ et $63^{\circ}N$, le domaine axial du segment oblique coïncide avec la présence d'une importante surélévation topographique. Celle-ci mesure 3 à 6 km de large et culmine aux environs de 400 m vers 900-1100 m de profondeur (Parson et al., 1993). Toutefois, en dehors de la zone axiale, le seuil bathymétrique reste autour de 1300 m (Magde et Smith, 1995). Enfin, plus au nord (autour de $64^{\circ}N$), l'axe émerge sous forme de la péninsule de Reykjanes.

Ces deux sections, septentrionale et méridionale, du segment oblique de la dorsale de Reykjanes possèdent donc des traits structuraux fondamentalement identiques à ceux d'une ride d'expansion rapide et lente, respectivement (p. ex. Searle et Laughton, 1981).

La zone d'étude, entre 58° et $60^{\circ}N$ de latitude, couvre donc la portion de la dorsale qui s'étend du sud-ouest de la ride, caractérisée par une vallée axiale, au nord-est où celle-ci manque (Fig. 2a).

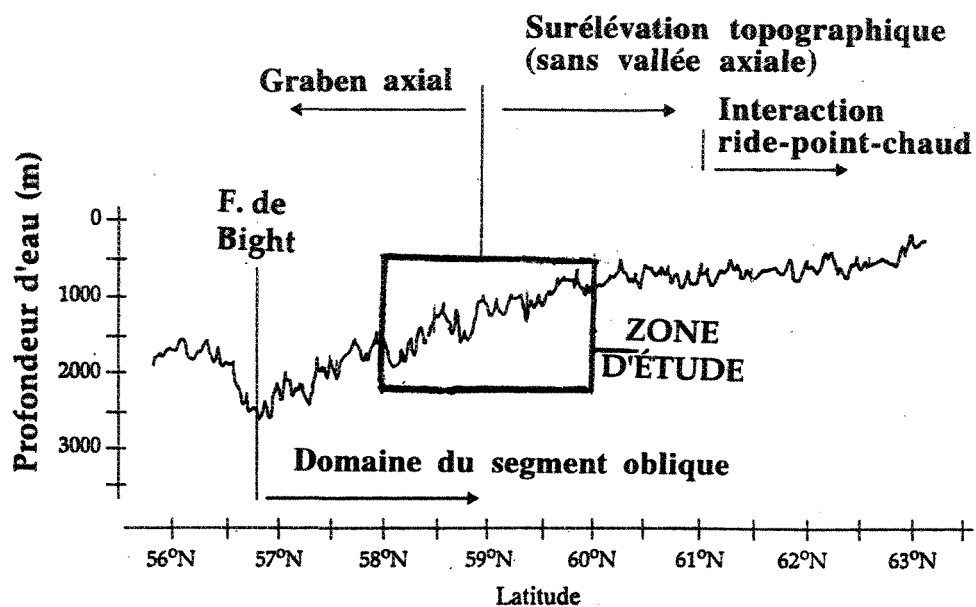


Fig. 2a: Profil longitudinal à travers l'axe de la dorsale de Reykjanes mettant en évidence les changements majeurs dans la morphologie du fond autour de 59°N. D'après Magde et Smith (1995).

Le rectangle correspond à la zone d'étude.

2.1.2 Pétrologie et géochimie

Les roches associées à l'activité tectonique et magmatique du rift sont composées pour la plupart de basaltes tholéitiques à olivine (Schilling, 1973). La compilation des données géochimiques de la ride de Reykjanes (Schilling, 1973; Hart et al., 1973; Sun et al., 1975) montre cependant d'importantes variations dans la composition chimique des laves du sud au nord de la région d'étude, le long du système d'accrétion central. Au sud de 59°N, les basaltes montrent des affinités avec les MORB-Normaux (MORB-N = "Mid Oceanic Ridge Basalt - Normal"), alors que l'influence d'une source mantellique de composition intermédiaire entre les MORB-N et les OIB ("Oceanic Island Basalt; c.à.d. hautes teneurs en alkali, Ti et Fe; Schilling et al., 1983) augmente depuis cette latitude vers le nord, en direction de l'Islande. La modification chimique des basaltes (p. ex., l'augmentation des rapports Th/U de 1,5 à 3,5 et $[La/Sm]_{\text{normalisé}}$ de 0,4 à 1,30) a été décrite comme étant le résultat de la contamination entre les MORB-N et les OIB sous l'effet que suscite, par intumescence thermique, le point chaud islandais (Schilling, 1973; 1992; Sun et al., 1975). L'influence latérale de ce panache asthénosphérique ne semble toutefois pas continue ni dans le temps ni dans l'espace (Mertz et al., 1991). Sa propagation a en effet eu lieu de manière lente, à 5-10 cm an⁻¹ vers le sud le long de la ride, au moins quatre fois durant les dix derniers millions d'années (Murton et Parson, 1993). Ceci illustre la complexité de la dynamique mantellique, et donc des constructions tectonique et volcanique, le long de la ride de Reykjanes (cf. Magde et Smith, 1995; Taylor et al., 1997).

Des laves prélevées le long d'un transect est-ouest d'environ 80 km, à 60°N, montrent également des variations de composition chimique lorsque l'on se dirige vers l'extérieur de l'axe du rift. En effet, il a été observé (Schilling, 1975) que les valeurs du rapport $Fe_2O_3/\Sigma FeO$ (0,1 à 0,5) et de pourcentage en K_2O (0,03 à 0,1%) augmentent

progressivement avec la distance à l'axe de la ride, alors que le rapport $[La/Sm]_{\text{normalisé}}$ reste constant ($\sim 0,5$) le long du transect. Ceci a été attribué à un gradient d'altération, croissant vers l'extérieur de la ride, du matériel basaltique. Généralement associée aux phénomènes d'adsorption au contact de l'eau de mer, l'altération des basaltes de la ride serait responsable d'une partie des phases argileuses (p. ex. la montmorillonite; Horowitz, 1974) en excès dans les sédiments accumulés le long de la dorsale de Reykjanes. Grousset et Latouche (1983) ont par ailleurs montré que l'activité du rift et notamment l'altération sous-marine de la croûte pourraient également se traduire par un enrichissement local en As, Sb, Co, Cu, Hg, Cd et Mn, indiquant ainsi l'influence d'une activité hydrothermale. Cependant, à l'exception du site de Steinahóll ($63^{\circ}06'N$; cf. German et al., 1994), aucune trace majeure d'activité hydrothermale récente n'a été décrite dans la région axiale de la ride de Reykjanes (Lackschewitz et al., 1995).

Au vu de la variabilité temporelle des caractères géodynamiques de la dorsale de Reykjanes (cf. Murton et Parson, 1993; Hanan et Schilling, 1997), on peut toutefois s'attendre à ce que les dépôts anciens, qui recouvrent celle-ci par placages discontinus, aient pu enregistrer des paléo-émissions basaltiques ou des produits d'altération liés à l'évolution du rift d'accrétion central et/ou ceux de l'érosion des croûtes basiques affleurantes.

2.1.3 Hydrographie

Les grandes masses d'eau qui dominent la circulation océanique actuelle dans la région de la dorsale de Reykjanes sont au nombre de trois (Fig. 1 et 2b; Lucotte et Hillaire-Marcel, 1994):

(1) Une des branches occidentales de la dérive nord-atlantique (*North Atlantic Drift* - NAD), issue des latitudes tempérées et connue sous le nom du courant d'Irminger.

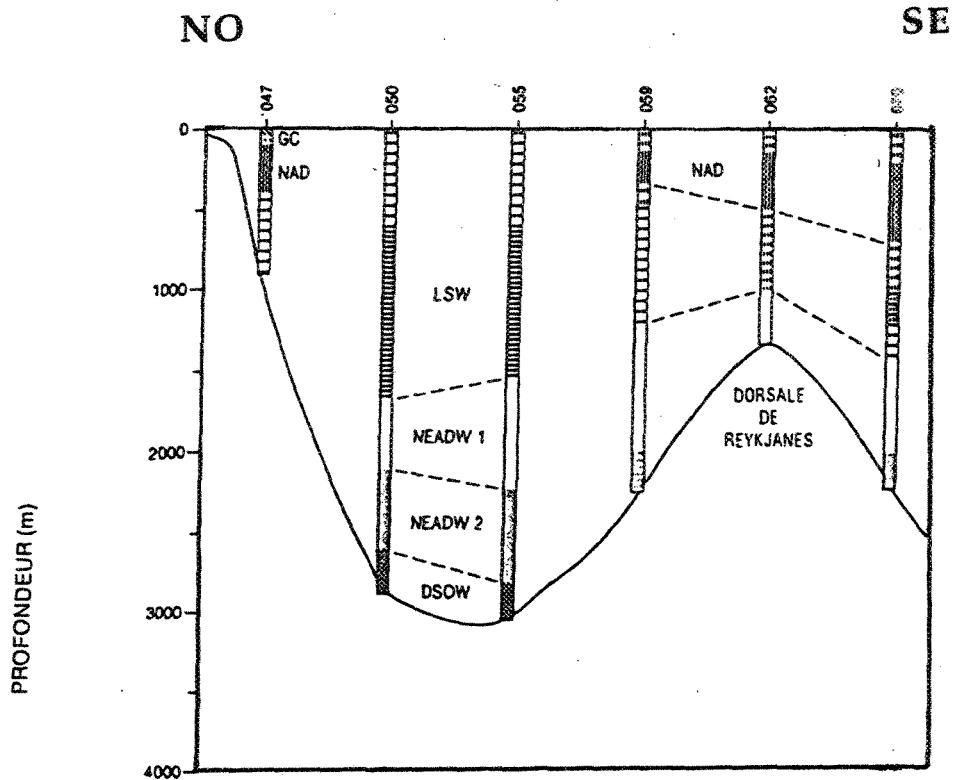


Fig. 2b: Coupe transversale schématique (SE-NO) à travers la dorsale de Reykjanes, le bassin d'Irminger et les côtes groenlandaises, montrant les tranches de profondeur occupées par les différentes masses d'eau signalées à la figure 1. Les sites 059, 062, 070 correspondent aux trois stations utilisées dans la présente étude (respectivement 18B, 19 et 21). Modifiée de Lucotte et Hillaire-Marcel (1994).

(2) Une zone de mélange entre la NAD et les eaux intermédiaires de la mer du Labrador (*Labrador Sea Water - LSW*).

(3) La masse d'eau profonde de l'Atlantique du Nord-Est (*North-East Atlantic Deep Water - NEADW*) qui est composée d'eaux issues: i) de la mer de Norvège, au nord de la crête Islande-Féroés-Écosse; et ii) du bassin de Rockall, via la ride de Feni et les plateaux de Rockall. D'autres apports profonds de l'Atlantique Sud ou même de l'Antarctique, depuis les côtes portugaises et les plaines de Biscaye ont également été signalés (p. ex. McCartney, 1992). Le passage de la NEADW, de l'Atlantique du Nord-Est vers la mer d'Irminger, s'effectue en partie librement au-dessus de la dorsale, au long des discontinuités axiales majeures. Cette composante, identifiée à la sous-unité supérieure de la masse d'eau profonde de l'Atlantique du Nord-Est, est appelée NEADW1. L'autre partie, la NEADW2, serait en outre forcée à passer à l'ouest, dans le bassin d'Irminger, en empruntant la zone de la fracture de Charlie Gibbs (p. ex. Saunders, 1994). La NEADW1 baigne ainsi les reliefs de la dorsale notamment situés à moins de 2000 m de profondeur. Par contre la NEADW2, qui circule donc préférentiellement le long des flancs est et ouest de la dorsale, baigne plutôt les bassins abyssaux adjacents à la dorsale (Fig. 2b).

Dans l'Atlantique du Nord-Ouest, ces trois grandes masses d'eau constituent, avec les eaux de débordement du détroit de Danemark (*Denmark Strait Overflow Water - DSOW*), l'essentiel des eaux intermédiaires à l'origine de la formation de la NADW (*North Atlantic Deep Water*) qui ventile l'océan mondial (p. ex. Dickson et Brown, 1994).

2.1.4 Aspects sédimentologiques

Dans la région centrale de la dorsale, la sédimentation consiste en des dépôts argilo-silteux riches en spicules d'éponges et carbonates biogéniques avec des sables et graviers en proportions variables (Hillaire-Marcel et al., 1991; Lackschewitz, 1997). De nombreux débris de verres basaltiques, en relation directe avec l'activité volcanique dans la région du rift, y sont également décrits dans les échantillons de surface (p. ex. Lackschewitz, 1997). En bordure de la région axiale, on y distingue d'importants dépôts contouritiques dont l'âge maximum ne dépasse pas l'Éocène supérieur (Wold, 1994). Ces dépôts, sous forme de rides axiales (ou "elongate drifts"), seraient le résultat du remaniement des sédiments advectés et déposés par les puissants courants d'eau profonde qui s'écoule le long des flancs de la dorsale (Ruddiman et Bowles, 1976). Les principales accumulations axiales répertoriées sont (Wold, 1994): (i) la ride de Snorri, sur le flanc ouest; (ii) les rides de Bjorn au nord et de Gardar au sud, sur le flanc est. La ride de Bjorn montre des produits terrigènes riches en silts argileux, probablement dérivés de l'érosion des basaltes islandais. Par contre, les dépôts de la ride de Gardar sont principalement composés de boues calcaires.

Il est toutefois établi (Grousset et al., 1982) que les sédiments notamment d'âge Quaternaire accumulés le long de la dorsale de Reykjanes se répartissent en cinq groupes principaux, selon leur composition en éléments de transition (Ni, Co, Cr, ...) et hygromagmaphiles (Sc, Zr, Hf, Ta, Th, Lanthanides):

- (i) Des sédiments grossiers (silty-sableux) qu'on rencontre pour l'essentiel aux abords de l'Islande.
- (ii) Des sédiments fins ou vases argileuses glaciaires qui occupent les dépressions isolées, en particulier le long de la vallée du rift de la ride.
- (iii) Des "boues carbonatées" ($\text{CaCO}_3 > 60\%$) à argiles et rares silts.

- (iv) Des néoformations qui regroupent les concrétions ferromanganifères (oxydes et hydroxydes de Mn et de Fe), les plaquettes de micronodules, ...
- (v) Des cendres volcaniques en lits isolés dans le sédiment qui, issues des éruptions aériennes prenant place sur les îles volcaniques avoisinantes, sont généralement des matériaux acides vitreux, translucides et bulleux.

Des travaux plus récents, le long d'une traverse NO-SE vers 59° N (Lackschewitz et al., 1996), ont montré que les dépôts dans les dépressions situées dans le flanc ouest de la dorsale sont en général bien stratifiés. Par contre, ceux situés dans les dépressions du flanc est le sont que moins, mais présentent en moyenne des épaisseurs relativement plus importantes. Dans l'ensemble, ces auteurs y notent que la grande variabilité spatiale et temporelle des caractéristiques sédimentologiques des dépôts anciens profonds et récents de surface de la dorsale de Reykjanes est à relier avec la morphologie complexe de la ride et au système de courants locaux et régionaux (Fig. 3).

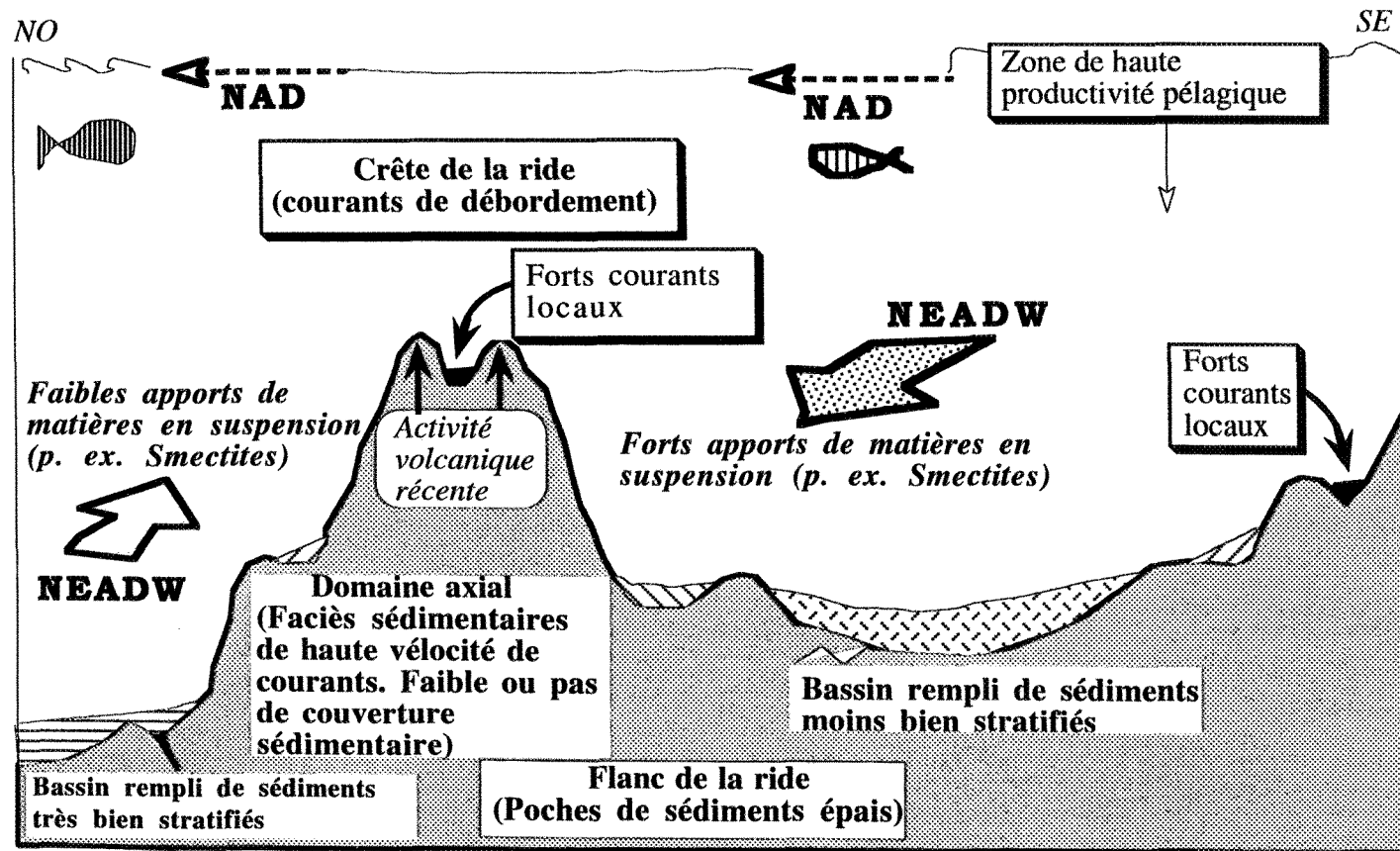


Fig. 3: Schéma de la réponse sédimentaire à la variabilité topographique et hydrodynamique observée dans le domaine axial, entre 59°N et 60°N. Légèrement modifié de Lackschewitz et al. (1996).
 Les flèches "noires et courbes" indiquent les forts courants locaux. Les flèches "noires verticales et ascendantes" représentent l'activité volcanique dans le domaine axial. Les "poches" en noir plus foncé (indiqué par les flèches noires courbes) représentent les faciès sédimentaires liés aux courants locaux à haute vélocité.

2.2 Caractérisation isotopique des réservoirs détritiques potentiels de la couverture sédimentaire de la dorsale de Reykjanes

Le schéma des circulations de masses d'eau dans la région de la dorsale de Reykjanes (Fig. 1) amène à penser que les contributions éventuelles d'origine terrigène à la sédimentation de cette zone proviendraient principalement de deux zones sources très différentes: l'une mantellique ou basique, l'autre cratonique ou acide (voir donnée dans le tableau 1, à la fin du sous-chapitre).

2.2.1 Les provenances mantelliques ou basiques

Les provenances mantelliques ou basiques incluent (i) les émissions de laves basaltiques qui se mettent en place dans le domaine axial de la ride d'expansion médio-Atlantique et (ii) les districts volcaniques d'âge Tertiaire (50 à 65 Ma; p. ex. Thirwall et al., 1994), actuellement dispersés, dont l'histoire est liée à l'évolution structurale de l'Atlantique Nord. Les affleurements de laves tertiaires, visibles sous forme d'îles océaniques ou sur les côtes des aires cratoniques péri-atlantiques (Fig. 4a), se regroupent sous le nom de "Province arctique ou thuléenne" (p. ex. Girod et al., 1978; Dickin, 1988).

2.2.1.1 Les basaltes de la ride médio-Atlantique Nord

White et Schilling et al. (1978) et plus récemment Mertz et Haase (1997) ont montré que l'on peut classer les basaltes de la ride d'expansion médio-Atlantique Nord en trois groupes selon leurs compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb. Ces auteurs distinguent ainsi:

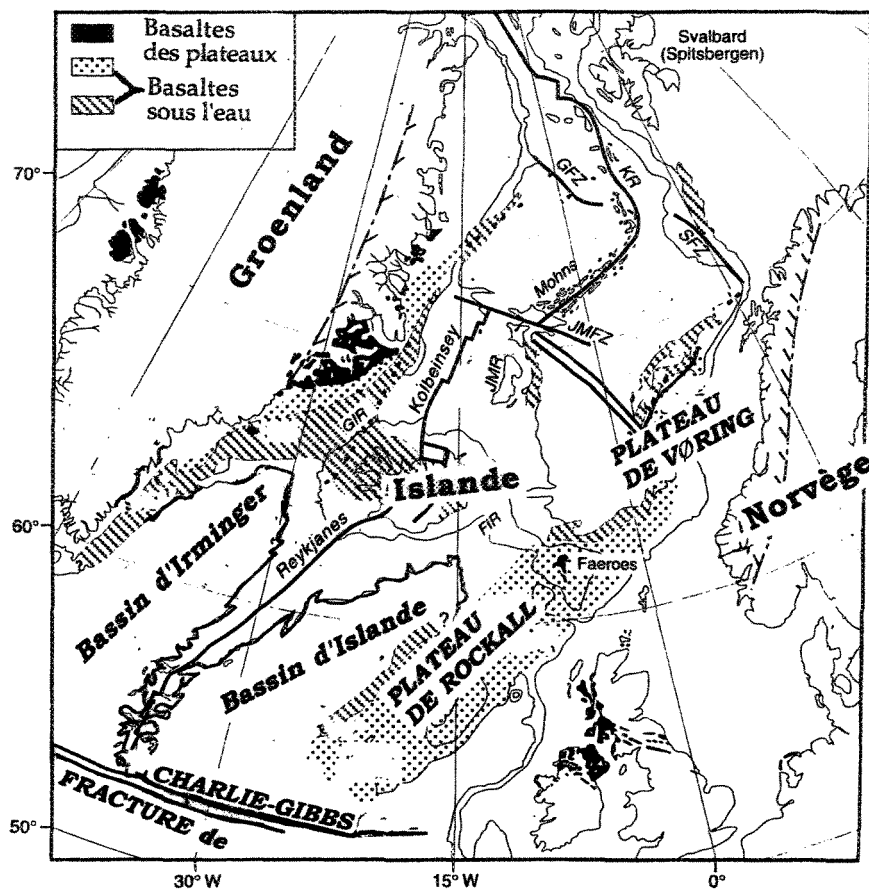


Fig. 4a: Répartition géographique et structurale des provinces médio-océanique et thuléenne en Atlantique du Nord. Abréviations: KR, ride de Knipovic; GFZ, zone de fracture du Groenland; SFZ, fracture de Senja; JMFZ, zone de fracture de Jan Mayen; JMR, ride de Jan Mayen; GIR, ride du Groenland-Islande; FIR, Ride de Féroés-Islande. Le petit "rectangle", à l'extrême nord-est de l'Islande, correspond à la zone de fracture de Tjörnes. Extrait de Fitton et al. (1998).

du sud au nord: les MORB compris entre 0°N et 34°N, les MORB entre 34°N et 53°N, puis les éruptions volcaniques (MORB et OIB) localisées entre 53°N et 79°N.

Les MORB compris entre 0°N et 34°N sont caractérisés par une valeur moyenne $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7026$ pour un $\epsilon\text{Nd}(0)$ de $\sim +10$ et un rapport moyen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,44$. En revanche, de 34°N à 53°N, les MORB ont des rapports isotopiques de Pb et de Sr plus élevés ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,83$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031$), mais de plus faibles valeurs de $\epsilon\text{Nd}(0)$ [$\sim +7,6$]. Cette différence entre les MORB situés de part et d'autre de la latitude de 34°N s'expliquerait par la présence de la superstructure thermique des Açores, autour de 40°N (p. ex. Hamelin et al., 1984).

Au nord du 53° parallèle, deux types d'ensembles volcaniques peuvent également être distingués, selon leurs compositions isotopiques en Sr, Nd et Pb, ainsi que leurs positions par rapport au point-chaud islandais (Fig. 4b). Le premier type d'émissions volcaniques comprend la dorsale de Reykjanes, la péninsule de Reykjanes et l'Islande. Il est caractérisé par une valeur moyenne de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031$, un $\epsilon\text{Nd}(0)$ moyen égal à $+8,1$ et un rapport moyen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,44. Le second type est formé des rides de Kolbeinsey, de Mohns et de Knipovich. Les roches associées à ces rides, si l'on fait abstraction de leurs "seamounts" (Vesteris et Eggvin Bank) autour de la zone de Fracture de Jan Mayen, sont en effet caractérisées par des compositions isotopiques en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ moyen = 18,20) nettement moins radiogéniques que celles des laves issues de l'ensemble formé par la dorsale de Reykjanes, la péninsule de Reykjanes et l'Islande. De même, pour des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ équivalents, les MORB situés au nord du point chaud islandais montrent des valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ légèrement plus élevées, soit de $\sim +9$.

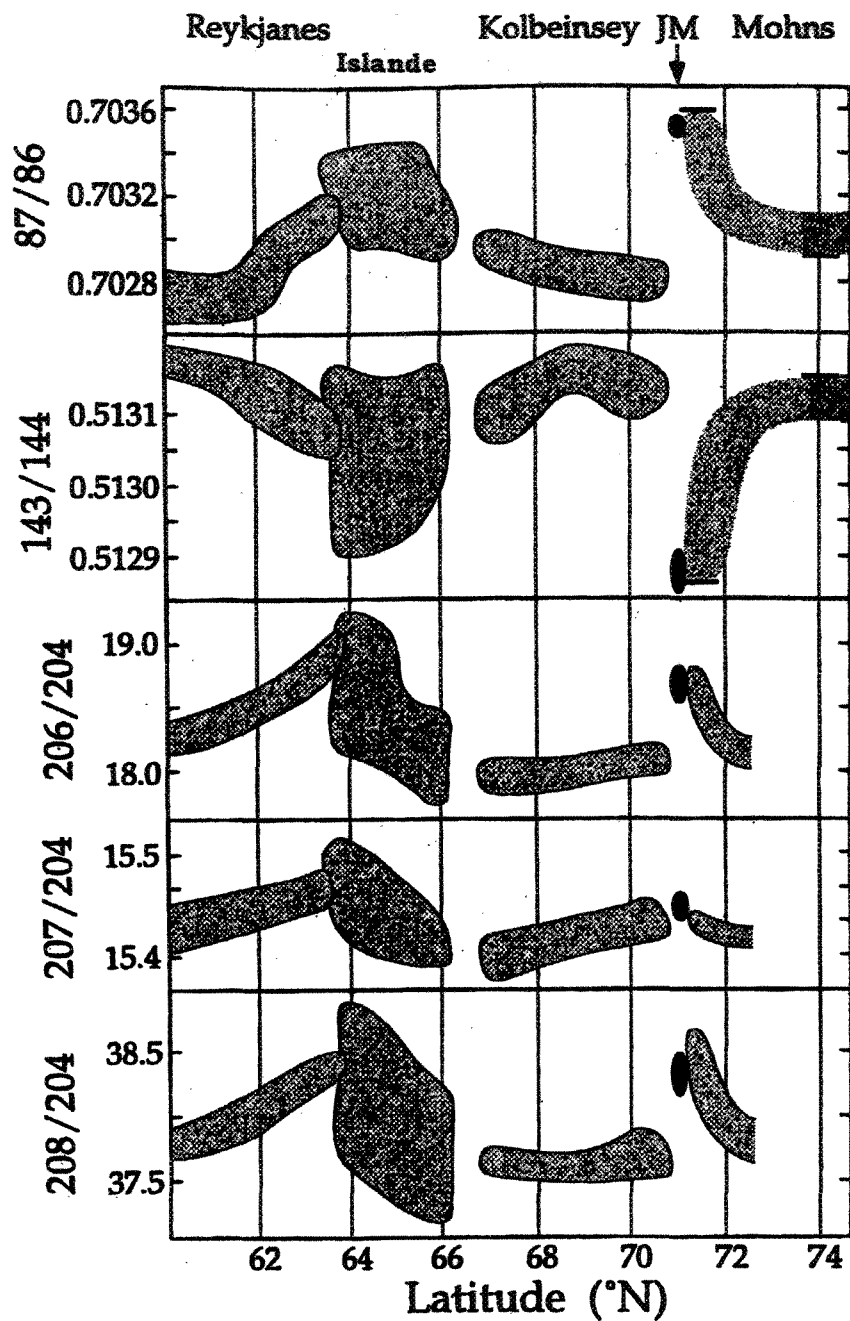


Fig. 4b: Variations des rapports isotopiques du strontium, néodyme et plomb le long de la dorsale médio-Atlantique, entre 59° et 74°N (ride de Reykjanes, Islande, ride de Kolbeinsey, seamont de Jan Mayen (JM) et ride de Mohns). Les segments en ligne horizontale, aux extrémités SO et NE de la ride de Mohns, indiquent les maximum et minimum des compositions isotopiques du Sr et Nd. D'après Trønnes et al. (1999).

Il convient cependant de préciser que certaines éruptions volcaniques islandaises diffèrent de celles de la dorsale de Reykjanes et du reste des MORB (p. ex. Schilling, 1975; Taylor et al., 1997) par des teneurs plus élevées en Nd (~43 ppm). En effet, il existe en Islande deux types d'éruptions volcaniques (Girod et al., 1978): d'une part, des éruptions fissurales qui ne donnent que des laves indifférenciées et, d'autre part, des éruptions centrales dont les produits sont très différenciés (depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites). La distribution est dans l'ensemble 'bimodale' avec les basaltes tholéiitiques et alcalins abondants et de rares basaltes picritiques. Ainsi, les éruptions de type picritique se limitent essentiellement à la région de la Péninsule de Reykjanes et aux zones centrale (MIL) et extrême nord de l'Islande près de la zone de fracture de Tjörnes (Fig. 4c; voir également Fig. 4a). Elles se caractérisent par une faible teneur en Nd (2 à 20 ppm; p. ex. Zindler et al., 1979; Hémond et al., 1993), alors que les autres tholéiites et basaltes alcalins ont une teneur moyenne en Nd de l'ordre de 43 ppm.

2.2.1.2 La "Province arctique"

La province arctique ou thuléenne comprend les côtes occidentale et orientale du Groenland, les Îles Féroés au sud-est de l'Islande, les plateaux de Vøring dans la mer de Norvège, l'Écosse et le Nord de l'Irlande (Fig. 4a). Les basaltes qui la constituent sont dans l'ensemble des tholéiites à olivine et/ou à quartz enrichies en Ti et TR légères. Ces formations (voir Tableau 1) sont caractérisées par des valeurs moyennes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comprises entre 0,7035 et 0,7057, des ϵNd (0) de +0,7 à +5,4, des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ~17,90 à 18,42, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15,34 à 15,52 et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 37,60 à 38,27. Ce qui leur confère des caractéristiques apparentes à celles des tholéiites des dorsales océaniques. Elles se distinguent toutefois de celles-ci par des valeurs non seulement plus radiogéniques en Sr, mais

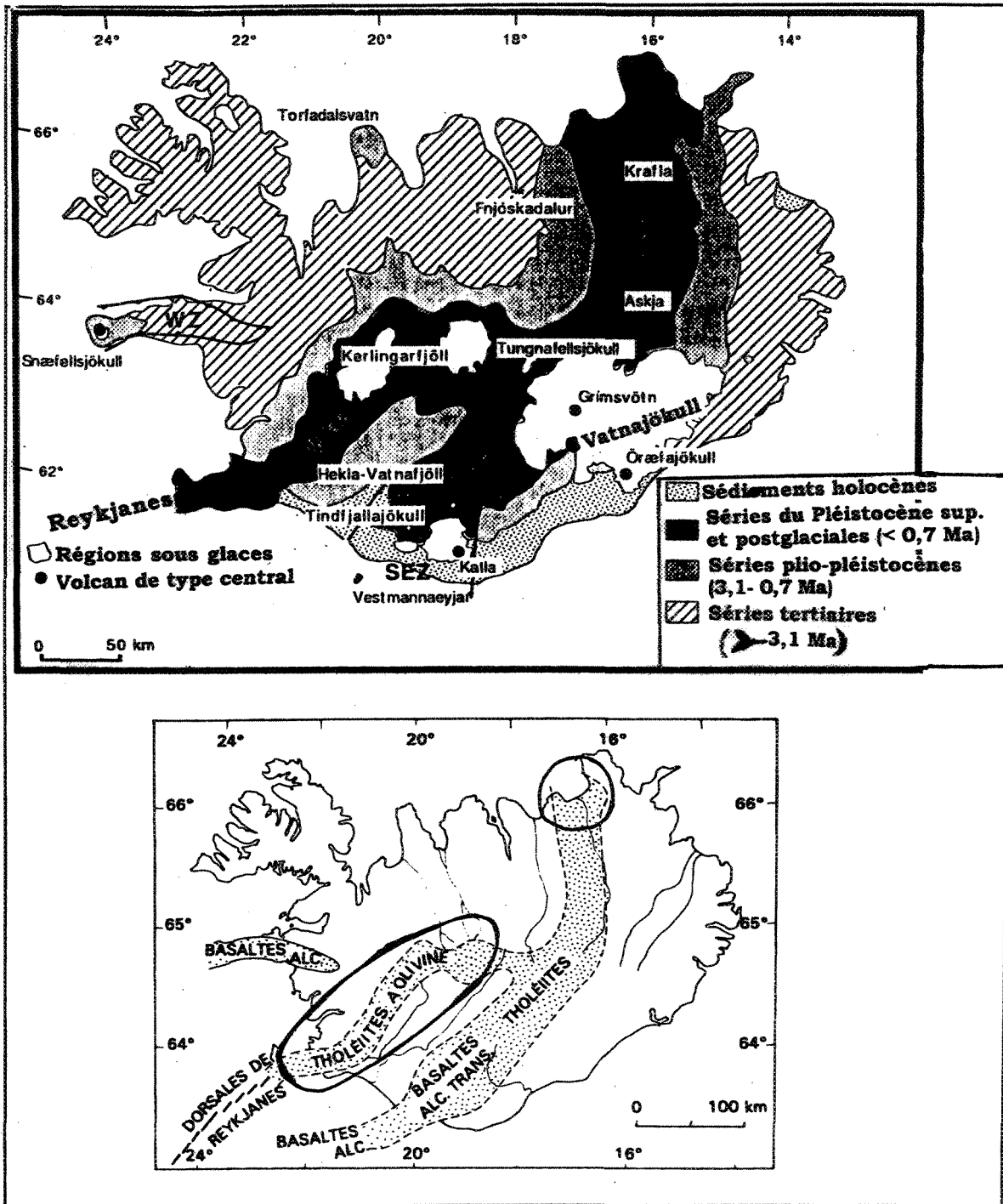


Fig. 4c: Cartes de l'Islande représentant les différentes unités lithologiques. Les zones indiquées par un cercle sont celles pour lesquelles les "basaltes picritiques" sont dominants (d'après Girod et al., 1978; Hémond et al., 1988; Lacasse et al.; 1996).

relativement moins radiogéniques en Nd et ^{206}Pb (Gariépy et al., 1983; Taylor et Morton, 1989; Thirwall et al., 1994; Lightfoot et al., 1997). Les districts volcaniques d'âge Tertiaire enregistrent également les plus fortes concentrations moyennes en Nd (~27,5 ppm). Ceci les rapproche cependant des basaltes alcalins et de certaines tholéiites islandaises ($\text{Mg} < 12 \text{ Wt } \%$; Hémond et al., 1993).

L'étude de l'évaluation des contributions des différentes sources basiques pouvait donc, et ce en complément des compositions isotopiques, être abordée en regroupant sous le nom : (i) de "pôle à fortes teneurs en Nd", les apports de la province thuléenne avec une partie des basaltes islandais; (ii) et de "pôle Reykjanes", les basaltes de la ride médio-Atlantique et ceux de l'Islande dont les teneurs en Nd sont en moyenne inférieures à 20 ppm.

2.2.2 Les provenances cratoniques ou acides

Les apports cratoniques ou acides sont attribuables aux aires continentales péri-atlantiques (Fig. 5). Celles-ci sont constituées (p. ex. Winter et al., 1997; Hemming et al., 1998; tableau 1), d'une part de terrains d'âge Archéen ($> 2\,500 \text{ Ma}$) formés de roches métamorphiques du faciès granulitique et, d'autre part, de terrains d'âge Protérozoïque-Paléozoïque ($< 2\,600 \text{ Ma}$). Les formations précambriennes archéennes incluent les boucliers Nord-Américain, Groenlandais et Baltique. Des faibles rapports en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~16) et de valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ (~-30) leur sont typiques. Les provenances d'âge Protérozoïque-Paléozoïque regroupent les différentes ceintures orogéniques calédoniennes et hercyniennes-appalachiennes, ainsi que les roches de leur socle (2 600 à 1 200 Ma) réparties de part et d'autre de l'océan Atlantique. Dans l'ensemble, les provenances d'âge Protérozoïque-Paléozoïque sont caractérisées par des valeurs moyennes en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~16 à 24) et $\epsilon\text{Nd}(0)$ (-25 à -8) nettement supérieures à celles de leur socle archéen. Il n'y a cependant pas de

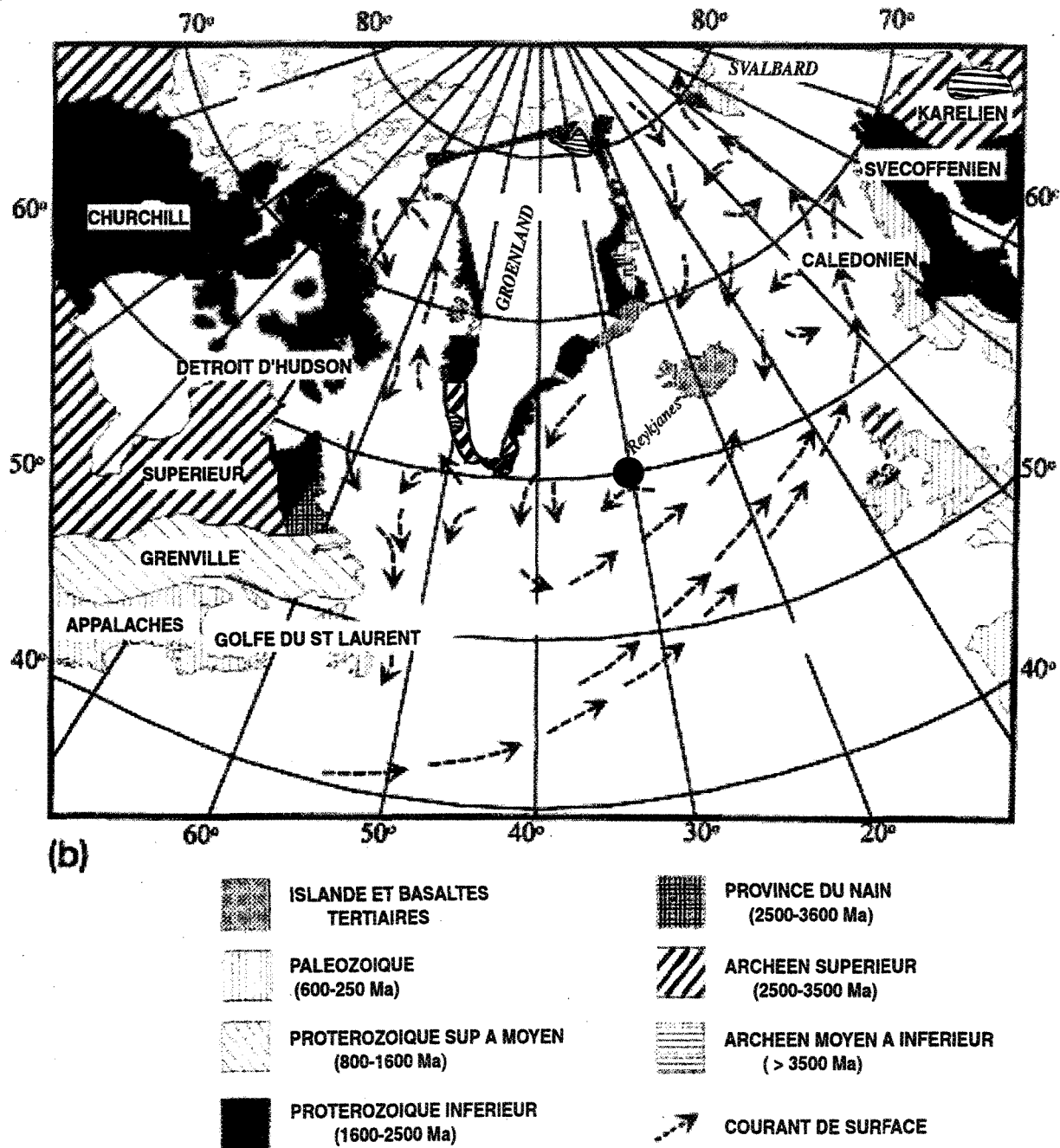


Fig. 5: Les aires cratoniques du circum-Atlantique et les provinces géochronologiques (carte légèrement modifiée de Hemming et al., 1998). La région d'étude est indiquée: cercle rempli à 60°N; 30°W.

différenciation nette entre les valeurs des rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des deux sources potentielles du matériel continental.

On notera, toutefois, que les compositions isotopiques en Sr de la composante continentale acide, supérieures à celles des provenances basiques, restent en moyenne comprises entre 0,7120 et 0,7400. En outre, les composantes groenlandaises et de Svalbard (Spitsbergen; Fig. 4a) se différencient des autres formations acides par leurs faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, soit de 0,7120 à 0,717 (p. ex. Israelson et Buchardt, 1999; tableau 1).

Tel que nous l'avons décrit au chapitre 1, les forts contrastes en compositions isotopiques du Sr, Sm-Nd et Pb existant entre les différents réservoirs détritiques potentiels devraient se retrouver dans les masses d'eau océaniques alimentées par ces sources et seraient marqués par le signal isotopique du sédiment. Afin donc de remonter à ces potentielles provinces distributrices et responsables des éléments détritiques de la dorsale de Reykjanes entre 58° et 60°N, nous allons sans ambages comparer les caractéristiques isotopiques observées dans les sédiments à celles des sources régionales.

Tableau 1

Caractérisation isotopique des différentes sources détritiques de la couverture sédimentaire de la dorsale de Reykjanes

Types de sources	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Epsilon Nd (0)	[Sm] ppm	[Nd] ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
SOURCES BASIQUES *								
MORB (0°-34°N)	0,7026 $\pm 0,0003$ (21)	+10,0 $\pm 1,1$ (18)	6,0 $\pm 1,1$ $\pm 3,0$ (9)	7,0 $\pm 5,0$ (9)	0,200 $\pm 0,020$ (3)	18,44 $\pm 0,39$ (38)	15,50 $\pm 0,04$ (38)	37,91 $\pm 0,41$ (38)
MORB (34°-53°N)	0,7031 $\pm 0,0003$ (45)	+7,6 $\pm 1,9$ (38)	3,3 $\pm 1,1$ (32)	12,1 $\pm 6,1$ (32)	0,217 $\pm 0,031$ (3)	18,83 $\pm 0,55$ (27)	15,53 $\pm 0,06$ (27)	38,44 $\pm 0,54$ (27)
Dorsale de Reykjanes	0,7030 $\pm 0,0002$ (27)	+8,4 $\pm 1,5$ (26)	2,2 $\pm 0,5$ (8)	6,3 $\pm 2,4$ (8)	0,219 $\pm 0,028$ (2)	18,45 $\pm 0,03$ (24)	15,47 $\pm 0,23$ (24)	38,00 $\pm 0,22$ (24)
Péninsule de Reykjanes	0,7031 $\pm 0,0001$ (25)	+8,5 $\pm 1,1$ (14)	2,7 $\pm 1,6$ (10)	8,7 $\pm 5,7$ (18)	0,186 (1)	18,42 $\pm 0,18$ (9)	15,44 $\pm 0,03$ (9)	37,98 $\pm 0,18$ (9)
Islande								
Roches à faibles teneurs en Nd		+8,1 $\pm 0,9$ (38)		6,2 $\pm 4,2$ (33)	0,206 $\pm 0,038$ (4)			
Roches à fortes teneurs en Nd		+7,0 $\pm 1,2$ (42)		43,0 $\pm 18,2$ (18)	0,141 $\pm 0,019$ (5)			
<i>Moyenne</i>	0,7032 $\pm 0,0002$ (70)	+7,5 $\pm 1,2$ (80)	6,4 $\pm 4,8$ (9)	20,0 $\pm 21,1$ (49)	0,170 $\pm 0,043$ (9)	18,45 $\pm 0,29$ (55)	15,46 $\pm 0,05$ (55)	38,1 $\pm 0,3$ (55)
<i>Moyenne Reykjanes >> Islande</i>	0,7031	+8,1	3,8	12,0	0,192	18,44	15,46	38,03
MORB/Nord Islande								
<i>Rides de Kolbeinsey, Mohns et Knipovich **</i>								
	0,7030 $\pm 0,0002$ (82)	+9,0 $\pm 1,4$ (82)	3,0 $\pm 1,2$ (74)	9,0 $\pm 5,4$ (74)	0,210 $\pm 0,044$ (59)	18,20 $\pm 0,26$ (83)	15,45 $\pm 0,03$ (83)	37,89 $\pm 0,32$ (83)
<i>"Seamounts" de Jan Mayen (4)</i>	0,7034 $\pm 0,0010$	+6,0 $\pm 0,8$	7,0 $\pm 2,1$	36,0 $\pm 13,4$	0,123 $\pm 0,018$	18,82 $\pm 0,06$	15,51 $\pm 0,02$	38,60 $\pm 0,09$

Tableau 1 (suite 1)

Types de sources	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Epsilon Nd (0)	[Sm] ppm	[Nd] ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Basaltes tertiaires de la Province thuléenne								
<i>Groenland EST</i>	0,7056	+2,0	6,1	27,5		18,42	15,50	38,26
	$\pm 0,0027$ (33)	$\pm 4,6$ (33)	$\pm 3,2$ (32)	$\pm 3,2$ (32)		$\pm 0,31$ (24)	$\pm 0,06$ (24)	$\pm 0,41$ (24)
<i>Groenland SE</i>	0,7041	-3,0				16,31	15,09	36,69
	$\pm 0,0023$ (32)	$\pm 13,0$ (32)				$\pm 1,69$ (20)	$\pm 0,41$ (20)	$\pm 1,52$ (20)
<i>Groenland Ouest</i>	0,7054	+0,7		14,8	0,278	17,87	15,32	37,60
	$\pm 0,0026$ (63)	$\pm 8,2$ (62)		$\pm 7,6$ (63)	$\pm 0,045$ (63)	$\pm 0,82$ (51)	$\pm 0,16$ (51)	$\pm 0,28$ (51)
<i>Iles Féroes</i> (12)	0,7035	+5,4	4,4	15,1		17,88	15,42	37,97
	$\pm 0,0006$	$\pm 2,0$	$\pm 2,2$	$\pm 9,3$		$\pm 0,34$	$\pm 0,04$	$\pm 0,27$
<i>Plateaux de Vöring (n=8)</i>	0,7057	+2,7	4,4	16,6	0,170	18,34	15,55	38,26
	$\pm 0,0039$	$\pm 7,0$	$\pm 1,3$	$\pm 7,6$	$\pm 0,028$	$\pm 0,39$	$\pm 0,03$	$\pm 0,47$
<i>Moyenne</i>	0,7050	+2,0	5,0	18,5	0,224	17,76	15,38	37,76

Références pour les sources basiques mantelliennes

Sun et al. (1975); Cohen et al. (1977); O'Nions et al. (1977); Zindler et al. (1979); Dupré et Allègre (1980); Cohen et O'Nions (1982); Gariépy et al. (1983); Hamelin et al. (1984); Hart et al. (1984); Ito et al. (1987); Taylor et al. (1989); Elliot et al. (1991); Mertz et al. (1991); Hémond et al. (1993); Thirlwall et al. (1994); Hanan et Schilling. (1997); Lightfoot et al. (1997); Mertz et Haase (1997); Taylor et al. (1997); Yu et al. (1997); Fitton et al. (1998); Schilling et al. (1999).

Tableau 1 (suite 2)

Caractérisation isotopique des différentes sources détritiques de la couverture sédimentaire de la dorsale de Reykjanes

Types de sources	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Epsilon Nd (0)	[Sm] ppm	[Nd] ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
SOURCES ACIDES								
<i>Provinces d'âge Protérozoïque et Phanérozoïque</i>								
Ceintures hercynienne et appalachienne								
<i>Europe</i>	0,731	-12 à -8	7	35	0,119			
<i>NE-Américain</i>		0 à -6	5	23	0,121	18,8-19,2	15,61 (5)	
Calédonien du Groenland, Écosse, Irlande, Norvège et Espagne (GEIN)								
<i>Iles britanniques</i>	0,743	-15 à -8		36	0,167			
<i>Centre Norvège (Batholite de Bindal)</i>	0,765 ± 0,15 (18)	-15 à -7		39	0,106 ± 0,013	18,14-19,2	15,50-15,70	38,10-38,83
<i>SE-Norvège (R. ignées, Paléozoïque)</i>	0,740	-9 à +1		7-213	0,105 ± 0,026	18,40-23,1	15,60-15,80	38,20-45,25
<i><300 Ma (n = 41)</i>						20 ± 1	15,70 ± 0,05	40,10 ± 1,3
<i>Calédonien de la Norvège (n = 90)</i>						18-19	15-16	37,07-38,3
Moyenne GEIN	0,737	-15 à -8		50	0,123	18,5-19,1		
Sédiments des ceintures orogéniques calédoniennes et du socle du Bouclier baltique								
<i>Calédonien de la Suède</i>	0,756 ± 0,180 (40)					17,90-20,20	15,50-15,83	37,40-38,3
						18,24 ± 0,35 (55)	15,57 ± 0,05 (55)	37,88 ± 0,23 (55)
<i>Sud Norvège (granites/ Protérozoïque)</i>	0,757	-15 à -10	20	115	0,106	17,25-20,80	15,43-15,72	36,49-47,20
Moyenne Bouclier baltique	0,728	-22 à -18				22-24	16,13	35-50
Ceintures calédoniennes et socle de Svalbard								
	0,709-0,724	-12 à -3	2-15	10-80	0,053-0,151			
<i>Moyenne (n = 6)</i>	0,717 ± 0,006	-9,1 ± 4,2			0,0114 ± 0,044			
Protérozoïque du Sud et Est-Groenland								
<i>Roches (n = 24)</i>	0,712	-25 à -15	8 ± 4	11-117	0,116 ± 0,009	18,40-18,88	15,42-15,63	38-38,95
<i>Métabasaltés Tholéïtiques (n = 6)</i>		-5 à +5	2	6-12	0,186 ± 0,019			

Tableau 1 (suite 3)

Caractérisation isotopique des différentes sources détritiques de la couverture sédimentaire de la dorsale de Reykjanes

Types de sources	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Epsilon Nd (0)	[Sm] ppm	[Nd] ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
<i>Provinces d'âge Archéen</i>								
Archéen du Labrador, du Groenland et des Baltiques								
	0,726	-45 à -25				13-16		
<i>Roches Groenland (n = 25)</i>		-42 à -25	3	2 à 43	$0,092 \pm 0,012$			
Bouclier NO Canadien (provinces de Wopmay, Rae et de Slave)								
	0,737	-30 à -24				17-19		

Références pour les sources acides

O'Nions et al. (1983); Patchet et Bridgwater (1984); Davies et al. (1985); Miller et al. (1986); Liew et Hofmann (1988); Peucat et al. (1989); Barr et Hegner (1991); Taylor et al. (1992); Kalsbeek et al. (1993); Anderson et al. (1994); Anderson et Sundvoll (1997); Karsbeek (1995); Revel (1995); Anderson (1997); Neuman et al. (1997); Winter et al. (1997)

Sont indiquées:

- > En gras (*), les grandes unités ou provinces distributrices et, en italique (**) les sous-provinces ou les sous-unités.
- > Aux moyennes calculées sont ici affectées les écarts-types (\pm) et, entre les parenthèses, le nombre de points (n).
- > Les domaines des compositions en Sr, Nd et Pb de certaines provinces basiques (Reykjanes >>>Mohns) peuvent être observés sur la figure 4b.

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET APPROCHES EXPÉRIMENTALES

CHAPITRE III

MATÉRIEL ET APPROCHES EXPÉRIMENTALES

3.1 Les sites de carottages: matériel d'étude

Pour atteindre les objectifs que nous nous sommes fixés (voir Introduction), nous avons sélectionné des matériaux prélevés à trois stations d'échantillonnage occupées au cours de la campagne 91-045 du CSS Hudson (Fig. 1; Hillaire-Marcel et al., 1991). Ces stations ont été choisies en raison de leur position géographique par rapport à la dorsale (Fig. 2b). Il s'agit de la station 18B, sur le flanc ouest de la dorsale, de la station 19 située dans le domaine axial et de la station 21 sise sur le flanc est. On comprendra que le contexte fondamentalement géographique des stations doit illustrer les diverses conditions hydrologiques et sédimentaires actuelles et passées dans le domaine axial de la dorsale, et dans ses bassins adjacents. Les matériaux qui ont été utilisés incluent donc des sédiments de surface, prélevés par carottage boîte, ainsi que des séries sédimentaires d'une dizaine de mètres prélevées par carottage à piston.

3.1.1 Les sédiments de surface

L'étude des sédiments de surface a été réalisée sur trois carottes-boîtes provenant des trois sites principaux (cf. tableau ci-dessous).

Carotte-boîte	Site	Longitude	Latitude	Profondeur	Hauteur	Contexte
91-045-060-CB	18B	59°50,96N	33°34,9W	2255 m	28 cm	Flanc ouest (bassin d'Irminger)
91-045-063-CB	19	59°40,61N	30°20,4W	1319 m	25 cm	Domaine axial
91-045-071-CB	21	58°56,42N	28°44,4W	2237 m	54 cm	Flanc est (bassin d'Islande)

La technique de carottage par boîte n'occasionne qu'une perturbation minimale du sédiment et permet de récupérer la tranche sommitale des dépôts. La description détaillée des carottes-boîtes, sommairement décrite dans la figure 6, a été faite par Hillaire-Marcel et al. (1991). Le sédiment est constitué essentiellement de boue bioturbée. Une macrofaune composée de vers, d'échinodermes et de gastéropodes est fréquemment présente à la surface des sédiments notamment ceux des sites 18B et 19. L'une des observations les plus notables est la présence en grande abondance, dans les horizons de surface de même que le long de toute la colonne sédimentaire de la carotte du site 19 (voir Fig. 7; ci-après), de spicules d'éponge. A l'heure actuelle, la présence de ces restes fossiles à d'aussi grandes profondeurs pourrait s'expliquer par une certaine forme d'activité hydrothermale allouant l'apport des éléments nutritifs et des métaux traces nécessaires à la croissance de ces organismes (p. ex. Grousset et al., 1982; Grousset et Chesselet, 1986; German et al., 1995). Cette macrofaune benthique pourrait également traduire un apport direct mineur, voire une absence totale, de turbidite dans la zone d'étude (Lackschewitz et al., 1996).

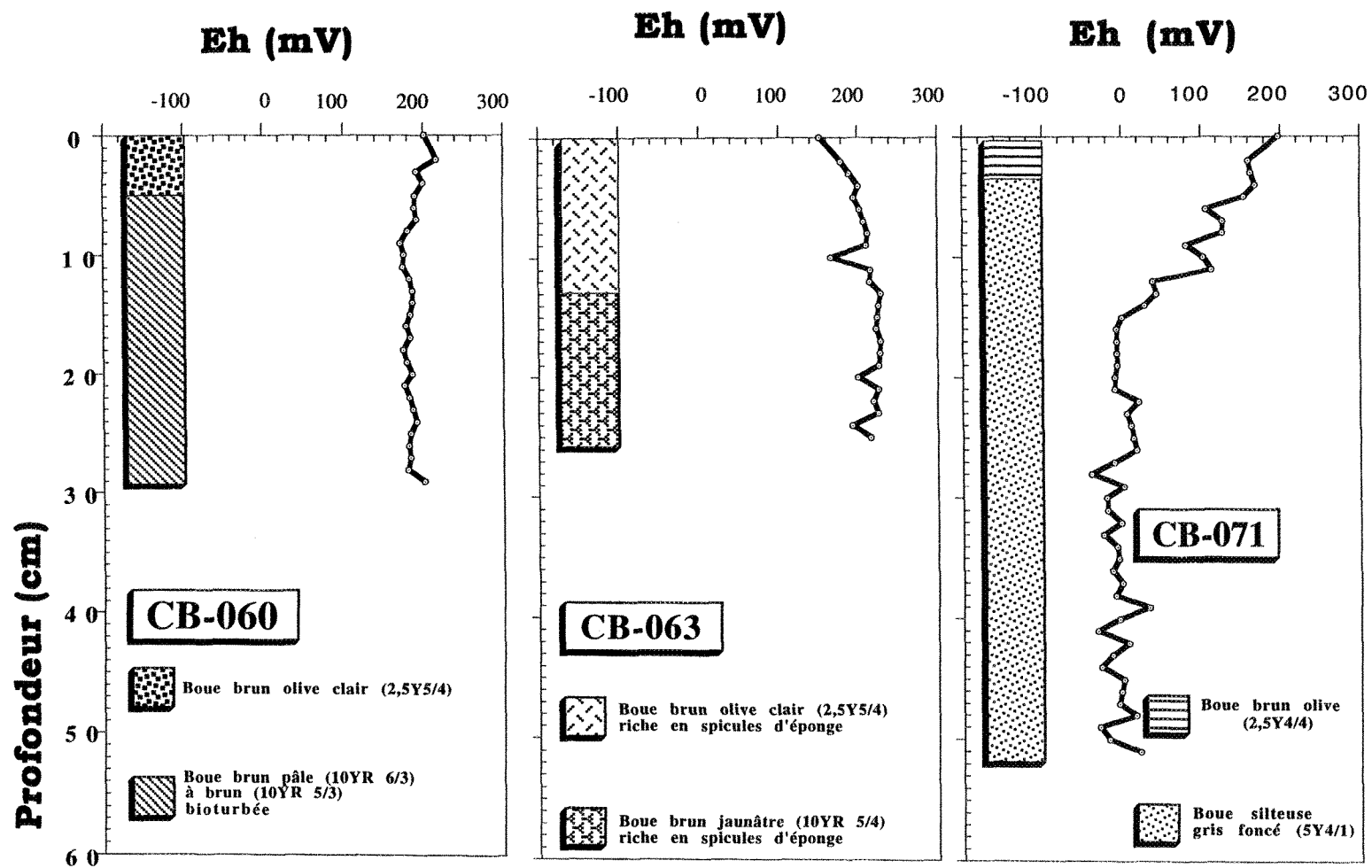


Fig. 6: Description sommaire des profils de surface *versus* potentiel d'oxydo-réduction en fonction de la profondeur (Hillaire-Marcel et al., 1991).

Des échantillons de sédiments des trois carottes-boîtes ont fait l'objet d'analyses isotopiques du Pb selon une maille d'échantillonnage de 1 à 2 cm. Pour les deux autres traceurs isotopiques (Sr et le couple Sm-Nd), nous nous sommes limités à l'analyse des échantillons coïncidant avec les minima et maxima des profils de Pb. Ceci, faut-il le rappeler, pour la simple raison évidente qu'il devait y avoir une variation positive entre le Pb et Sr, et négative entre le Pb et le Nd (voir section § 1.3. page 19).

3.1.2 Les séquences sédimentaires longues

Des carottes longues de 10 à 19 mètres prélevées par système à piston sont disponibles pour les trois sites. Celles-ci ne représentent qu'une partie de la tranche sédimentaire, tranche qui pourrait atteindre la centaine de mètres. Des études acoustiques récentes (Lackschewitz et al., 1996) révèlent en effet que l'épaisseur des dépôts, dans la seule grande région axiale, peut parfois atteindre 20 à 50 mètres.

Le sous-échantillonnage des carottes longues a été effectué en continu selon des tranches de 2 cm d'épaisseur durant la campagne océanographique HU-91-045. Dans le cadre de ce travail, seuls les échantillons des sites (18B: 91-058P et 19: 91-064P) ont fait l'objet d'analyses géochimiques et isotopiques, tenant ainsi compte des travaux récents de Revel (1995) portant sur le Sr et Nd dans les sédiments du bassin d'Islande. La description des deux unités lithologiques [19: 91-064P: (59°40,62 N; 30°34,35 W; 1316 m) et 91-058P (59°50,97 N; 33°34,82 W; 2255 m)] est reportée sur les figures 7 et 8, respectivement. Le sédiment est dans l'ensemble composé de boue argileuse brun gris clair à foncé fortement bioturbée, riche en carbonates biogéniques et contenant parfois des niveaux de sables et de graviers (Hillaire-Marcel et al., 1991).

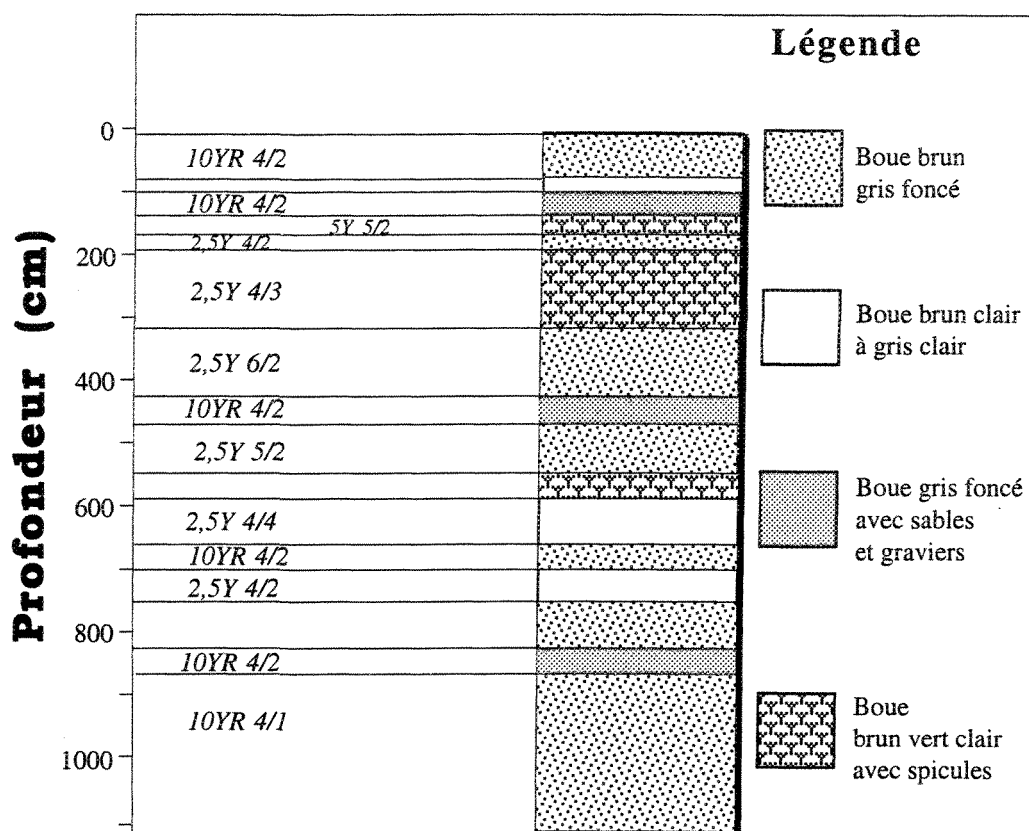


Fig. 7: Colonne lithostratigraphique de la carotte par piston HU 91-045-064P (station 19). La description dans la partie gauche de la colonne représente l'indice de couleur de la charte de Munsell (Hillaire-Marcel et al., 1991).

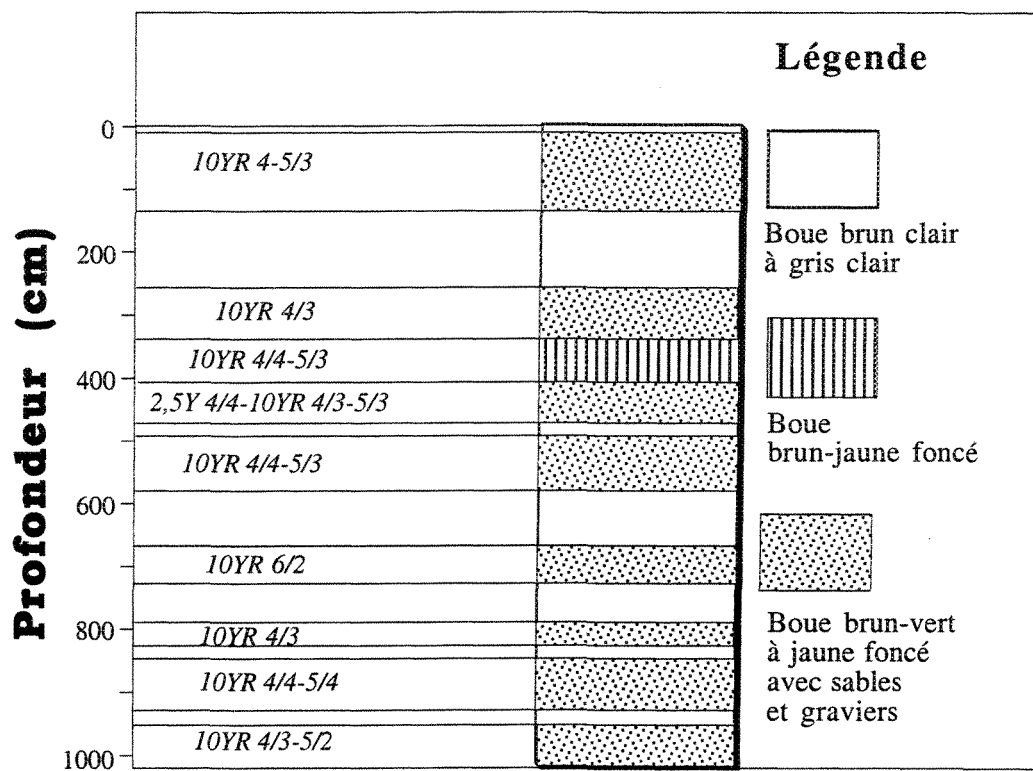


Fig. 8: Colonne lithostratigraphique de la carotte par piston HU 91-045-058P (station 18B). À gauche, l'indice de couleur de la charte de Munsell est indiqué (Hillaire-Marcel et al., 1991).

Au moment de commencer cette étude, on ne disposait d'aucune données stratigraphiques, même fragmentaire. Par conséquent, nous n'avions pas pu porter le choix des échantillons analysés sur la base d'un pas d'échantillonnage défini à partir de la vitesse de sédimentation et de la résolution chronologique visée. Deux types d'approches "hasardeuses" ont ainsi été successivement adoptées, et ce dans le respect de la limite technique imposée; soit "un échantillon disponible par 10 cm". Dans un premier temps, nous avons donc effectué un travail de "reconnaissance" le long d'une maille d'échantillonnage espacée de 25 cm, sur toute la longueur de la carotte. A la lumière des résultats initiaux, nous avons examiné avec plus de détails ces parties de la colonne sédimentaire qui nous permettront de confirmer (ou infirmer) nos hypothèses. Ces mesures de contrôle incluent la duplication des analyses, notamment en cas de découplage entre les traceurs radiogéniques, ainsi que d'un resserrage de la maille d'échantillonnage. La carotte longue du site 19 (91-064P) a ainsi été sous-échantillonnée en continu, selon des intervalles de 10 cm, entre 0 et 600 cm. En effet le site 19, en raison de sa position sur le relief de la dorsale, serait très peu soumis à une hydrodynamique de fond active. Il serait en outre propice à enregistrer principalement les apports de surface et, notamment ceux liés au délestage par des radeaux de glace. La couverture sédimentaire, à cette position géographique de la dorsale, devrait également permettre une meilleure préservation des dépôts liés à la circulation latérales des fluides et/ou associés à l'activité propre du rift (principalement l'hydrothermalisme sous-marin).

La mise en évidence de phénomènes d'hydrothermalisme au niveau des dorsales affectant le régime sédimentaire d'une grande partie de l'océan, la quantification des apports de matériel mantellique aux sédiments et la récurrence de ce phénomène dans le temps sont des observations importantes pour mieux comprendre les échanges qui existent à l'interface océan-lithosphère (p. ex. Verati, 1997). En effet, des modèles récents tentant d'expliquer pourquoi la composition isotopique du Pb dans le manteau appauvri est généralement voisine

de la géochrone (témoignant donc d'un rapport U/Pb mantellique voisin de celui de la Terre totale), font appel à un mécanisme préférentiel de lessivage du Pb et à l'adsorption de l'uranium au niveau des dorsales océaniques (p. ex. Peucker-Ehrenbrink et al., 1994). Ce plomb serait transféré à l'empilement sédimentaire et réinjecté dans la croûte continentale au niveau des zones de subduction. Le recyclage de la lithosphère océanique altérée dans le manteau maintiendrait le rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ de ce dernier à des niveaux plus élevés que celui que l'on prédirait sur la base du plus fort degré d'incompatibilité de l'uranium pendant les processus de fusion partielle.

3.2 Les composantes analytiques

Les approches analytiques qui ont été utilisées sont de trois types: (i) la systématique isotopique du plomb, strontium et du couple samarium-néodyme; (ii) le dosage des teneurs élémentaires qui permettent de différencier localement des enrichissements épisodiques liés à d'éventuelles activités paléohydrothermales; (iii) l'analyse granulométrique et l'identification des constituants minéralogiques du sédiment qui pourraient constituer un indicateur de la fraction porteuse du signal isotopique.

3.2.1 Les isotopes radiogéniques

Le traitement analytique des échantillons pour les isotopes de Sr, Sm, Nd et Pb a été effectué dans les salles de géochimie du Centre de Recherche en Géochimie isotopique et en Géochronologie (GÉOTOP) de l'Université du Québec à Montréal (UQAM). Les analyses des isotopes du Sr, Nd, Sm et Pb contenus dans les sédiments ont été réalisées sur la fraction globale non décarbonatée. Ceci autorise des comparaisons entre les différents traceurs et

permet de déceler les grandes tendances au sein de la séquence sédimentaire (cf. Chapitre 1). Dans le but, par exemple, de tester l'insensibilité du néodyme à la contamination de l'eau de mer, des attaques ménagées ont été tentées sur quelques sous-échantillons de carottes-boîtes, par dissolution partielle de l'échantillon en utilisant de l'acide chlorydrique (HCl 0,275 N; cf. Asahara et al., 1995).

Le Sr, Nd et Sm sont séparés et purifiés à partir d'une solution de poudre aliquote de 70 à 100 mg de sédiment sec. La mise en solution s'effectue en trois étapes utilisant des mélanges successifs d'acides purifiés et concentrés (HNO₃-HCl, HNO₃-HF, puis HCl 6 N). La séparation chimique permettant d'isoler le strontium des terres rares (TR) a été réalisée sur des colonnes à résine cationique AG50X8, en milieu HCl 2,5 N. Les TR sont ainsi récupérées en utilisant du HCl 6 N comme éluant. Le Nd et le Sm sont par la suite séparés et purifiés sur des colonnes HDEHP; l'éluion étant réalisée en milieu HCl 0,275 N et 0,5 N, respectivement. Les teneurs en Nd et Sm ont été déterminées par dilution isotopique en utilisant des "spikes" (traceurs) enrichis respectivement en ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd. Les blancs de chimie pour le Nd sont inférieurs à 100 pg/g.

Les dissolutions de 20 à 70 mg d'une deuxième aliquote de poudre de sédiment sec ont également été obtenues par attaque HNO₃-HCl, HBr-HF, puis HBr 0,8 N à 150°C et sous pression dans des capsules en téflon PTFE. Le plomb a été séparé et purifié sur résine échangeuse d'ions AG1X8, 200-400 mesh, dans des microcolonnes selon des techniques dérivées de celles adoptées pour l'étude U-Pb des roches totales (Manhès, 1982).

Les échantillons purifiés sont analysés par spectrométrie de masse à ionisation thermique en utilisant un appareil de type VG Sector 54 équipé d'un système de multi-collection. Le néodyme est analysé en mode de multi-collection dynamique (3 cycles/7 collecteurs) sous la forme ionique Nd⁺, en maintenant le faisceau ionique de ¹⁴⁴Nd à une intensité de l'ordre de 2 à 4 x 10⁻¹² A. Les rapports ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd bruts sont corrigés pour les

effets du fractionnement de masse par normalisation au rapport naturel $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$. Toutefois, la reproductibilité externe a été quantifiée par des mesures répétées de l'étalon de référence La Jolla. Les 60 déterminations de ce standard, effectuées au cours de cette étude, donnent un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511 846 et une variabilité de 0,000 021 (2σ). Étant donné les faibles variations des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ naturels, les valeurs mesurées des échantillons sont généralement exprimées en unité ϵ , où:

$$\epsilon\text{Nd (0)} = [((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{mesuré}}/0,512\ 638)-1] \times 10\ 000$$

L'unité ϵ représente la déviation du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon par rapport à la valeur du réservoir chondritique uniforme (CHUR) dont la valeur actuelle est estimée à 0,512638 (Jacobsen et Wasserburg, 1980). Des mesures de concentrations de Sm et Nd ainsi que des calculs des rapports isotopiques de Sm, en mode statique, ont également été effectués dans le but de valider la corrélation entre le Sm et le Nd. En effet, un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ élevé traduit nécessairement la contribution d'une composante riche en Sm et, par voie de conséquence, un Nd radiogénique. Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont ainsi utilisés dans les diagrammes de mélange classiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [ou $\epsilon\text{Nd (0)}$] en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Les mesures de la composition isotopique du Sr, également effectuées en mode de multi-collection dynamique, sont corrigées pour la discrimination de masse en utilisant $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. La précision interne moyenne sur la mesure du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est de $\pm 7 \times 10^{-6}$. L'étalon SRM 987 du NIST, dont la composition est de 0,710 250 (p. ex. Snow et al., 1994), est utilisé pour évaluer la reproductibilité externe. L'ensemble des mesures effectuées sur cet étalon au cours de ce travail donne une valeur du NBS 987 = 0,710 270 et une variabilité de 40×10^{-6} à 25×10^{-5} pour 40 analyses environ.

La collecte des données du plomb est effectuée en utilisant une routine de multi-collection en mode statique. Entre 4 et 6 blocs, contenant chacun 15 rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont enregistrés entre des températures de ~ 1350 à 1500°C , contrôlées à l'aide d'un pyromètre optique. Cette plage de température permet de réaliser toutes les analyses dans les mêmes conditions, assurant une correction pour la discrimination de masse instrumentale de l'ordre de $0,09 \pm 0,02\%$ par unité de masse atomique. L'ampleur de cette correction a été établie par analyses répétées de l'étalon SRM 981 du NIST (cf. annexe 1).

3.2.2 Certaines teneurs élémentaires

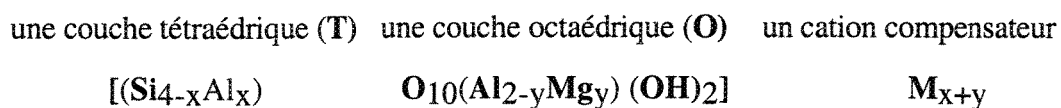
Les mesures de carbone organique ont été réalisées, tous les 10 cm le long des carottes par piston 91-045-058P et 064P, sur un auto-analyseur Carlo-Erba®. Du sédiment finement broyé, une première fraction aliquote permet de mesurer le carbone total. Puis, à partir d'une autre fraction aliquote, préalablement traitée au HCl 1N, est déterminée la teneur en carbone organique. Les teneurs en CaCO_3 et en carbone organique sont ensuite calculées en pourcentage pondéral (Wt.%) par rapport au sédiment sec initial. La reproductibilité analytique est estimée à $\sim 5\%$.

3.2.3 Granulométrie et minéralogie des fractions silteuse et argileuse

La répartition granulométrique dans les échantillons des deux carottes profondes a été déterminée par compteur de particules laser (GALAIS-CIS-100; cf. Fagel et al., 1997). Une fraction aliquote (environ 1 g) du sédiment total est mise en suspension dans l'eau distillée, puis passée sur tamis de $63 \mu\text{m}$. La fraction grossière ($> 63 \mu\text{m}$) est ainsi récupérée, séchée et

pesée, puis rapportée en pourcentage du sédiment total sec initial. Sur la fraction $< 63 \mu\text{m}$ on procède à la décarbonatation par ajout de HCl 0,1 N dont l'excès est par la suite éliminé par lavages et centrifugations répétitifs dans de l'eau déionisée. Quelques milligrammes de cette fraction ainsi décarbonatée sont transférés dans des cellules à échantillons, dans lesquelles les particules à mesurer sont maintenues en suspension par brassage mécanique. Des résultats sous forme de pourcentages de particules sont ainsi obtenus sur le compteur, après le passage du faisceau laser à travers la suspension. Notons que chaque analyse par échantillon représente une moyenne de cinq à sept lectures. La reproductibilité est estimée à $\pm 10 \%$.

Des aliquotes de la fraction inférieure à $63 \mu\text{m}$, représentant la phase $< 2 \mu\text{m}$, ont également été extraites selon la loi de Stokes et préparées sous forme de lames orientées. Celles-ci ont par la suite été analysées par des techniques de diffraction des rayons-X dans le but d'en déterminer la nature des constituants argileux détritiques. Dans le cadre de ce travail, nous nous sommes intéressés plus particulièrement à quatre grands types de minéraux dont les implications courantologiques en Atlantique du Nord sont aujourd'hui confirmées (p. ex. Fagel et al., 1996; 1997). Il s'agit de la kaolinite, des smectite-illite et des chlorites. À ces types de minéraux correspondent respectivement des sigles T.O. (ou 1/1), T.O.T. (ou 2/1) et T.O.T.O. (ou 2/1/1) dont l'usage fait référence à l'espacement interfoliaire. Rappelons que les minéraux argileux ou "phyllites" sont, par définition (Milot, 1964 *dans* Cojan et Renard, 1997), des silicates en feuillets (phyllosilicates) qui ont tous en commun, suivant le plan cristallographique (001), une trame silicatée de formule chimique générale qui peut se résumer ainsi:



C'est donc leur architecture (c.à.d., type de motif, remplissage interfoliaire, occupation des sites octaédriques), selon la normale à ce plan, qui peut être très différente et c'est elle qui

détermine les divers groupes de phyllosilicates. Les abondances relatives (% des surfaces) de ces minéraux argileux ont donc été déterminées à partir de leurs pics (ici glycolés) caractéristiques: à savoir, de 17 Å pour les smectites, de 10 Å pour les illites, et de 7 Å pour les chlorites et kaolinites. Les proportions de la chlorite et de la kaolinite sont estimées par rapport aux pics de 3,54 Å et 3,57 Å, respectivement. La précision relative sur ces mesures est de l'ordre de 5 à 10% (Fagel et al., 1996).

Il nous a semblé intéressant, en raison de leur forte covariation mise en évidence dans les sédiments du flanc est de la dorsale de Reykjanes (Ruddiman et Bowles, 1976), de ne pas nous limiter aux seuls minéraux argileux. Nous avons par conséquent déterminé les rapports feldspath-quartz (F/Q). Avant toute comparaison des analyses isotopiques avec les traceurs argileux, était-il préférable de savoir quel est le lien "pétrologique" entre les différents constituants minéralogiques de la fraction inférieure à 2 micromètres. Il fallait notamment s'assurer que les smectites (vs illite-chlorite-kaolinite) et feldspaths (vs quartz) exprimaient majoritairement l'opposition entre les apports issus des roches basiques des provinces mantelliques et ceux résultant de l'altération et de l'érosion des provinces acides continentales. Pour cela, des hauteurs de pics (non pas des surfaces calculées) de feldspath à 3,19 Å (F_{Ca}) avaient été rapportées à celles des pics du quartz à 3,34 Å. Il s'agit là de limiter l'effet, sur les abondances relatives, du recouvrement des pics respectifs des F_K (3,24-3,31 Å) et de la silice diagénétique (4,26 Å) [Heiden et Holmes, 1998].

CHAPITRE IV

CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES ÉTUDIÉES

CHAPITRE IV

CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES ÉTUDIÉES

Le cadre chronostratigraphique de la carotte prélevée dans la région axiale de la dorsale 91-045-064P a été largement débattu par Matras (1998). On y retiendra que l'analyse des teneurs en ^{13}C et ^{18}O des tests de foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* lévogyre (Npl) et *Globigerina bulloides* (Gb) a révélé dix stades isotopiques (Fig. 9) couvrant environ 300 000 ans (âge calendaire) de la sédimentation pléistocène.

En ce qui concerne la stratigraphie de la carotte prélevée dans le flanc ouest de la dorsale 91-045-058P, des données isotopiques de Npl ($\delta^{18}\text{O}\text{‰ vs PDB}$ et $\delta^{13}\text{C}\text{‰ vs PDB}$) avaient également été compilées et par la suite comparées à celles du pourcentage de carbonate (CaCO_3) et carbone organique total (COT). Les mesures isotopiques de l'oxygène et du carbone le long des cinq premiers mètres (5 m) de la carotte proviennent ainsi de Hillaire-Marcel et al. (en préparation). Dans le cadre de ce travail, nous avons eu à compléter la série d'échantillonnage pour les mesures de $\delta^{18}\text{O}$ (Npl) et $\delta^{13}\text{C}$ (Npl), entre 507 cm et 1013 cm de profondeur. Tout au long de la séquence de ~10 mètres, des analyses supplémentaires de pourcentage de CaCO_3 (N = 68) et du COT (N = 68) avaient également été ajoutées à celles déjà obtenues (N = 52) par Hillaire-Marcel et al. (en préparation). Ceci dans le seul but

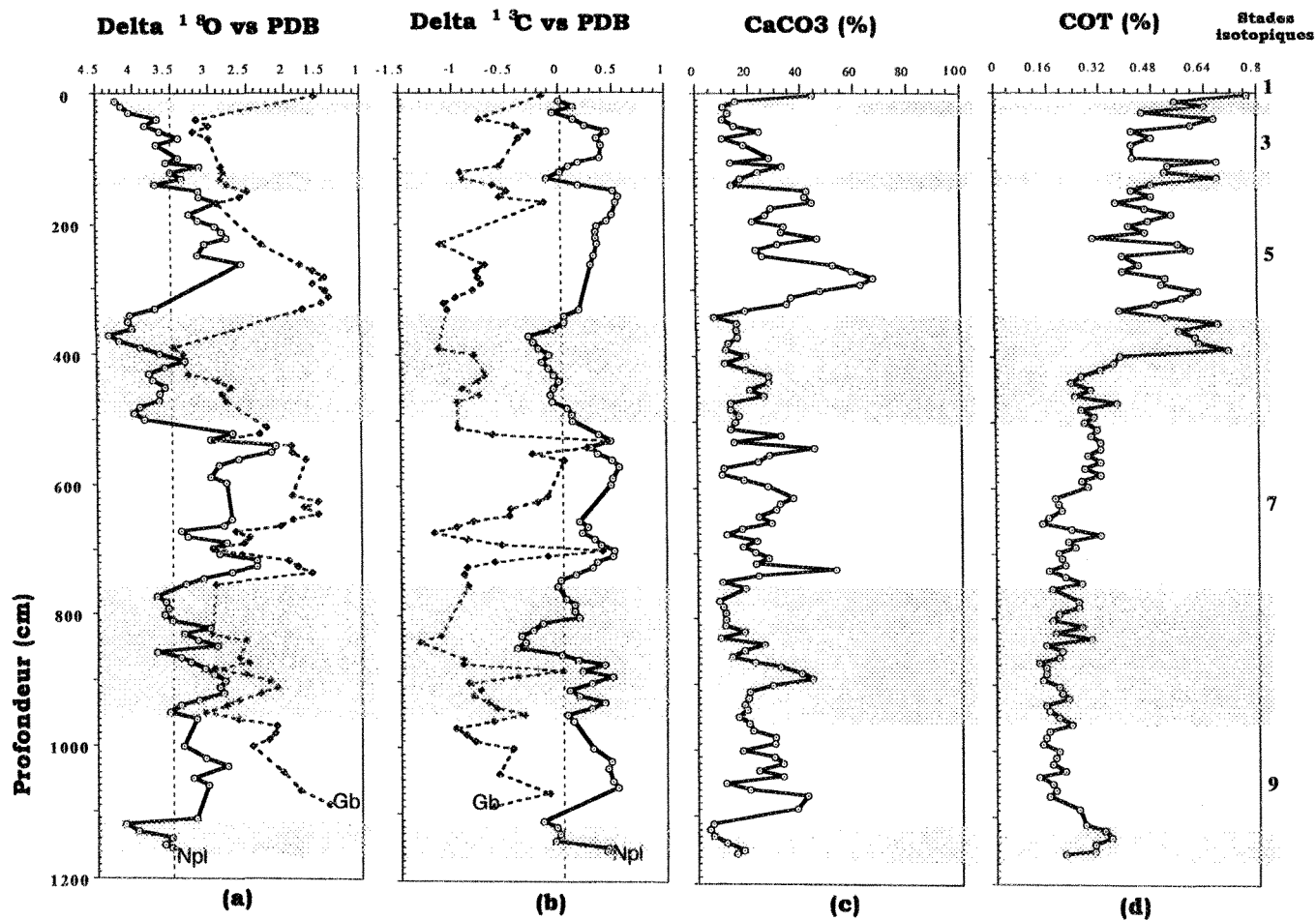


Fig. 9: Carotte HU 91-045-064P: composition isotopique de *Neogloboquadrina pachyderma* lévogyre (Npl) et *Globigerina bulloides* (Gb), pourcentage de carbonates (CaCO_3) et carbone organique total (COT) des sédiments. Ainsi, les stades 1 à 10 sont reconnus. Extrait de Matras (1998). Les bandes grisées correspondent aux stades isotopiques glaciaires.

d'améliorer tout de go sans "gnose" d'un trop peu la résolution analytique dans la carotte étudiée, soit une mesure réalisée à 10 cm d'intervalle.

Cette approche, basée essentiellement sur la chronostratigraphie développée par le groupe de SPECMAP (Imbrie et al., 1984, Martinson et al., 1987) permet d'associer des minima et maxima isotopiques de la carotte étudiée avec ceux de la courbe "synthétique" globale dont la chronologie est déterminée sur la base de la théorie astronomique du climat. Dans la carotte 91-045-058P, le $\delta^{18}\text{O}$ varie entre +4,7 à +2,59‰; sa moyenne est de 3,50‰ (N = 111). Les valeurs maximales, durant les périodes glaciaires, restent comparables à celles relevées dans la plupart des sédiments des hautes latitudes (p. ex. Baumann et al., 1993; Henrich, 1998). L'examen détaillé des variations de la teneur de ^{18}O (Hillaire-Marcel et al., en préparation) montre que, du sommet à la base, la séquence analysée couvre les stades isotopiques 1 à 19. Il est intéressant de noter que trois stades glaciaires seulement ont des valeurs isotopiques plus élevées que celles dans la dernière glaciation (c.à.d. le stade isotopique 2). Ce sont les stades isotopiques 16, 12 et 6 qui pourraient correspondre, en Europe de l'Ouest, aux limites encore visibles des glaciations de la nomenclature climatostratigraphique traditionnelle du Günz, du Mindel et du Riss (p. ex. Rognon, 1989). On ajoutera que ces périodes froides sont précédées et/ou suivies d'un pic de faibles teneurs en ^{18}O (Npl) (par exemple 91-045-058P, 940 cm, 656 cm, 638 cm, 390 cm, 320 cm, 280 cm *versus* 91-045-064P, 540 cm, 420 cm, 262,5 cm). Ces pics, attribuables donc aux périodes de faible englacement, ou encore à une dilution (c.à.d. faible salinité), pouvaient correspondre aux Terminaisons I à VI (voir à ce sujet p. ex. Broecker et Denton, 1989; Shaffer et al., 1996 ou récemment Clark et al., 1999).

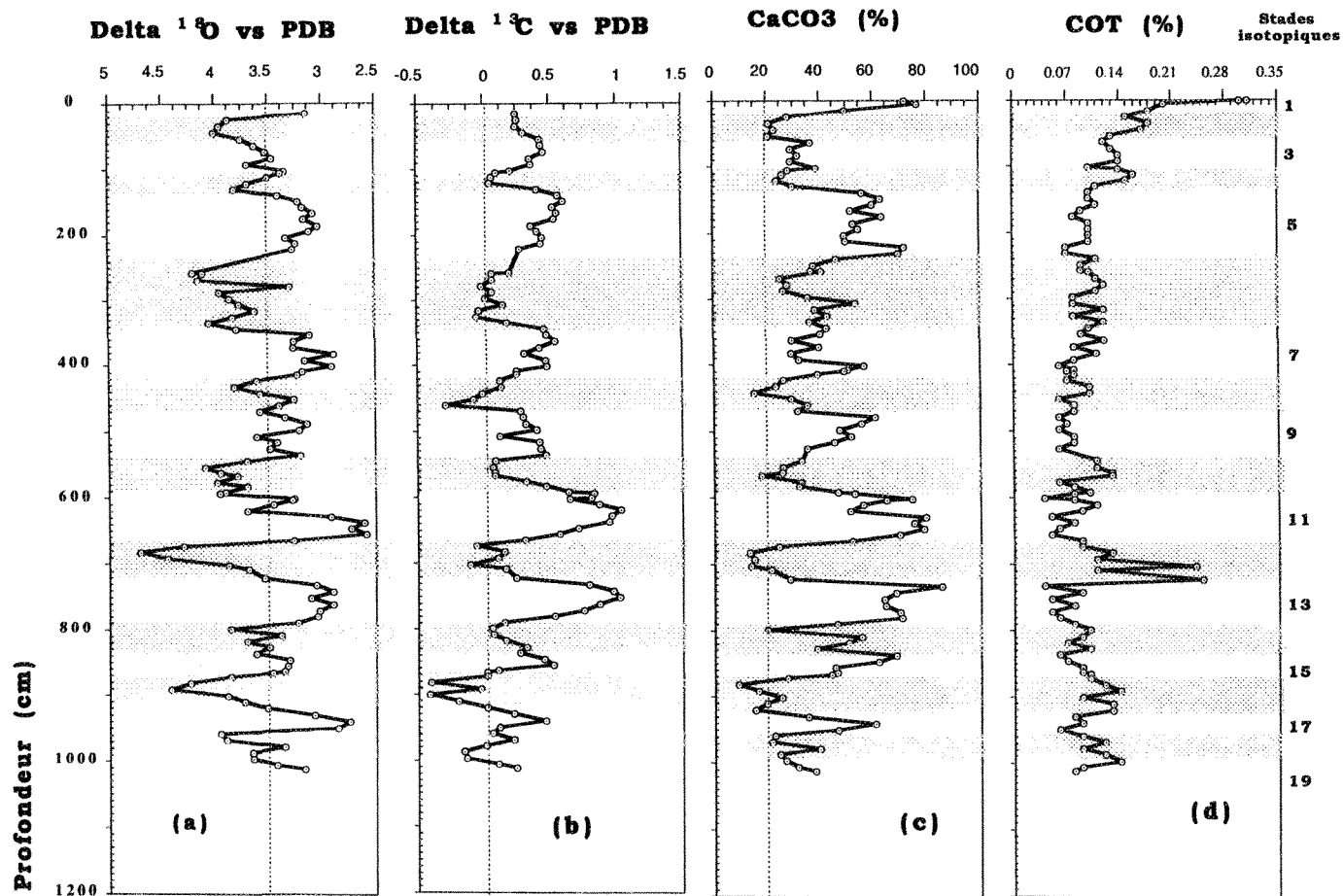


Fig. 10: Carotte HU 91-045-058P: composition isotopique de *Neogloboquadrina pachyderma* lévogyre (Npl), pourcentage de carbonates (CaCO_3) et carbone organique total (COT) des sédiments. Les stades isotopiques 1 à 19 sont reconnus (Hillaire-Marcel et al. en préparation). Les bandes grisées correspondent aux stades isotopiques glaciaires.

Des informations additionnelles sur les limites des stades isotopiques couverts par la séquence sédimentaire, la plus longue prélevée dans le flanc ouest de la dorsale 91-045-058P, sont également accessibles par le biais de l'analyse des valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ de Npl. Les profils de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 10b) montrent une bonne correspondance avec la courbe des isotopes de l'oxygène. En effet, les rapports isotopiques du carbone présentent une amplitude de variation qui correspond aux cycles glaciaire-interglaciaire (voir p. ex. Henrich, 1998). D'une manière générale, les compositions les plus enrichies et appauvries se trouvent dans les stades isotopiques interglaciaires et glaciaires, respectivement. Ces fluctuations dans les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ montrent des différences d'écart de $-0,42$ à $+1,03\text{‰}$ (Moy. ca. $0,29$; $N = 111$) avec deux minima ($-0,4$ et $-0,3\text{‰}$) atteints au niveau du stade 16 et, à l'instar de la 91-045-064P, au stade 8. Des écarts comparables avaient déjà été observés dans les mers du Groenland-Islande-Norvège (GINS) par Johannessen et al. (1994) et Spielhagen et Erlenkeuser (1994) [*dans* Henrich, 1998].

De façon similaire, la comparaison entre les profils isotopiques et ceux de pourcentage des carbonates (CaCO_3), et du carbone organique total (COT) montre qu'il existe une grande possibilité d'approximation des cycles climatiques majeurs et d'établir des "correspondances" entre différents niveaux de la séquence. Divers auteurs (notamment Cortijo et al., 1995) ont en effet insisté sur la coïncidence existant entre les variations climatiques et les variations de couleur dans les sédiments de l'Atlantique Nord. Ces "conséquences" du climat sont généralement caractérisées par des périodicités de fluctuation du pourcentage de CaCO_3 dans le sédiment. On note ainsi que les concentrations les plus fortes en CaCO_3 ($> 40\%$; Fig. 10c) caractérisent les stades interglaciaires et les concentrations les plus faibles ($< 20\%$), les périodes glaciaires. Les 19 stades isotopiques des carottes 064P et 058P peuvent ainsi être facilement positionnés sur la courbe des teneurs en CaCO_3 (%). Quant aux fluctuations du pourcentage de carbone organique (COT; Fig. 10d), bien qu'elles ne traduisent pas toujours

les successions réchauffement-refroidissement des eaux de surface océaniques, il reste toutefois que les épisodes froids du Pléistocène des bassins subpolaires de l'Atlantique présentent généralement une hausse des valeurs de COT (p. ex. Villanueva et al., 1997). Selon ces auteurs, la hausse de pourcentage du COT dans les sédiments serait attribuable aux apports supplémentaires de matière d'origine terrigène. L'on note cependant que, si l'on fait abstraction des deux maximums d'abondance aux stades 12 et 10 (Fig. 10d), ce caractère reste relativement discret. Ceci réduit les indices permettant de repérer les stades isotopiques au niveau de la séquence. En revanche, la courbe de pourcentage de COT laisse voir, durant les stades isotopiques 10 à 1, un profil similaire à celui qu'avait livré la carotte 91-045-064P. Durant l'intervalle 10-1, les deux séquences marquent en effet une succession d'augmentation brutale du pourcentage de COT. En outre, dans la partie basale (19-11) de la carotte 91-045-058P, exception une fois encore faite au maximum d'abondance observé au stade 12, les pourcentages de COT semblent décroître jusqu'au stade 11. On remarque ici que le stade isotopique 11 marque l'ultime évolution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ et notamment celles de CaCO_3 , ce qui est en bon accord avec les observations que l'on retrouve dans la littérature (voir p. ex. Hodell, 1993; Andersen et al., 1996 et références). Selon ces derniers auteurs, les "teneurs" (%) élevées en COT dans les sédiments marins reflèteraient un apport issu de l'érosion des sédiments continentaux riches en particules organiques terrigènes, alors que les faibles pourcentages en CaCO_3 correspondant seraient probablement dus à l'oxydation partielle et une baisse du taux de renouvellement des masses d'eau profondes.

Ces résultats, dans leur ensemble, permettent de proposer, comparativement à l'échelle chronologique d'Imbrie et al. (1984), que les dépôts de la couverture sédimentaire étudiée couvrent près de 700 000 ans (âge calendaire). Ce qui, en pratique, correspond à la période allant du Pléistocène moyen à l'Holocène en référence à l'échelle géochronologique définie par ces auteurs. Il conviendrait toutefois de noter que dans les premiers centimètres

(0-50 cm) du profil sédimentaire (Figs. 9 et 10), les deux carottes longues ne livrent qu'un très léger recouvrement du stade isotopique 1 (soit donc de l'Holocène). D'où l'importance des prélèvements par carottage boîte pour recouvrir les sédiments de surface qui, dans le cas présent, représentent l'Holocène.

CHAPITRE V

RÉSULTATS

CHAPITRE V

RÉSULTATS

5.1 Les sédiments de surface

5.1.1 Carotte-boîte HU 91-045-071CB

Les résultats de la systématique isotopique du Pb, Sr, Sm et Nd contenus dans la fraction totale des sédiments, ainsi que ceux de leur attaque ménagée par HCl sont présentés dans le tableau 2 (en annexe 2). Sur la figure 11, sont reportées les compositions isotopiques du Pb (a), Sr (b) et Nd (c) en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment. Ce profil du flanc est de la dorsale, qui fait 50 cm de profondeur, révèle les caractéristiques générales suivantes:

1) La tranche inférieure de sédiments, située entre 15 et 50 cm sous la surface, livre des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~19,10) relativement constants (Fig. 11a). Ceci suggère que les apports de Pb détritique et de Pb dissous sont demeurés très semblables pendant toute la période où cette tranche s'était accumulée, ou encore que la composition du sédiment s'est homogénéisée au fur et à mesure de son accumulation par des processus de bioturbation.

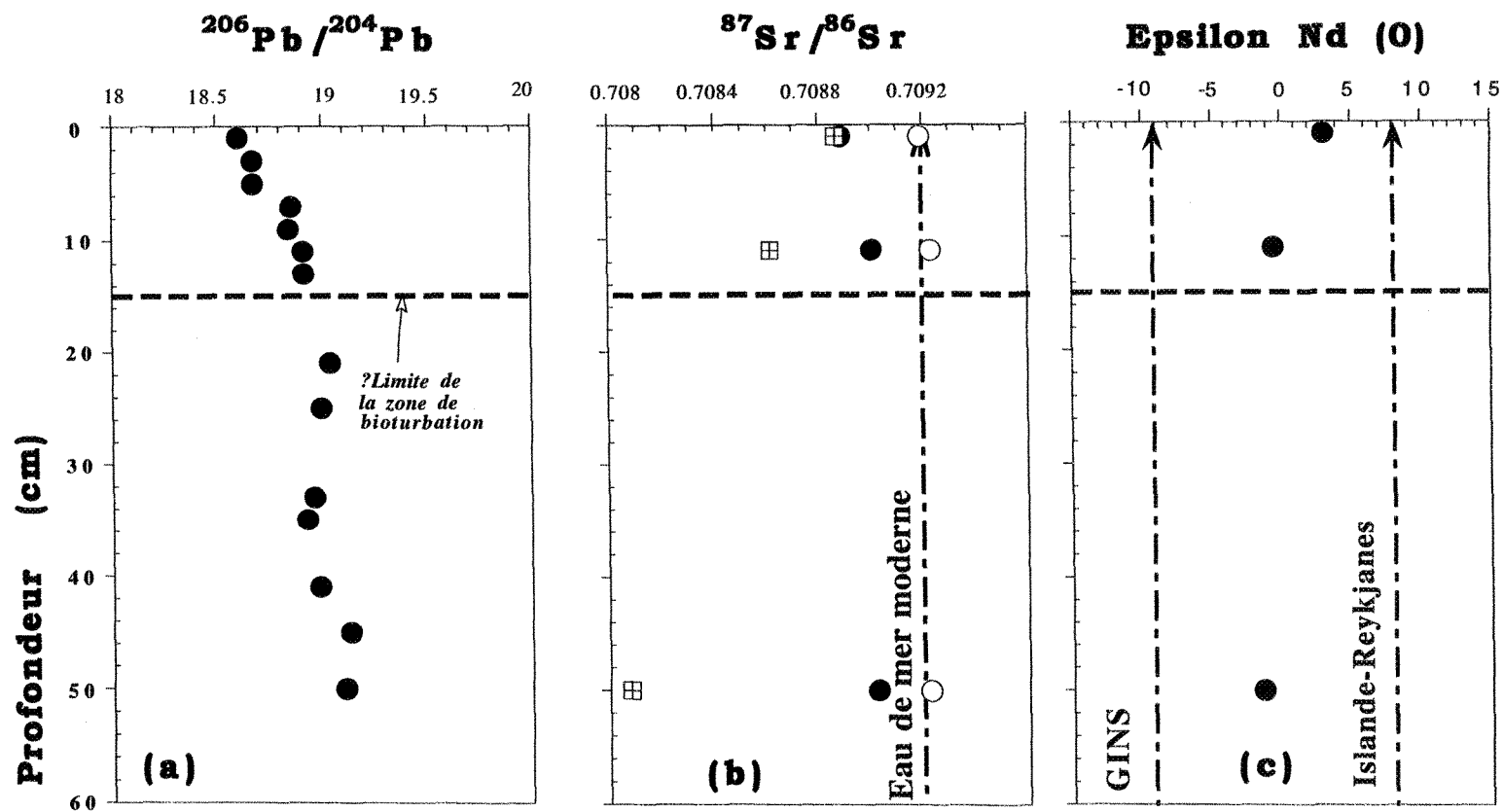


Fig. 11: Diagramme présentant, en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) et les valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ (c) de sédiments prélevés par carottage boîte dans le flanc est de la dorsale (HU 91-045-071CB). Le cercle plein correspond à l'échantillon de sédiment total, le cercle vide au même échantillon lavé à HCl 0,275N et le symbole carré avec une croix à la fraction résiduelle solide du sédiment. Les tiretés horizontal et vertical renvoient respectivement à la limite de la zone de bioturbation actuelle et aux pôles isotopiques décrits dans le texte (p. 70).

2) La partie sommitale, entre 0 et 15 cm, est marquée par une diminution régulière des valeurs de la composition isotopique du Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) qui devient de moins en moins radiogénique vers l'interface eau-sédiment (Fig. 11a). Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de cet intervalle s'échelonnent de ~19,10 à 18,60, indiquant ainsi la contribution d'un plomb issu d'une source moins radiogénique.

3) Les analyses de la composition isotopique du Sr de la fraction totale (Fig. 11b) montrent une variation systématique dont l'allure correspond à celle du Pb; la valeur la plus faible ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70889$) se trouve donc dans les niveaux de surface. La composition isotopique de la fraction totale ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,70889$ à $0,70902$) reste toutefois inférieure à celle de l'eau de mer moderne (c.à.d. $0,70920$). On notera néanmoins qu'elle l'est moins que celle de la fraction résiduelle solide ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,70810$ à $0,70887$). Ceci confirme l'hypothèse selon laquelle un régime permanent de réaction entre les sédiments et l'eau de mer exerce une certaine influence sur leur chimie respective et en particulier sur leur composition isotopique en Sr (Briqueu, 1980). À la figure 11b est également reportée la composition en Sr des lessivats acides. Ceux-ci livrent un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variant de $0,70919$ à $0,70922$; ces valeurs sont du même ordre de grandeur, aux erreurs près, que celle de l'eau de mer actuelle. Cette observation porte également à croire que les attaques ménagées par HCl 0,275N à froid ne concernent pas les phases insolubles de nature silicatée et que ces dernières sont *a priori* en équilibre avec un Sr non radiogénique.

4) Les valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ de la fraction totale (Fig. 11c) sont comprises entre -1,3 et +3,5. L'unique échantillon de la zone basale présente la composition en Nd la plus faible ($\epsilon\text{Nd}(0) = -1,3$). Des valeurs maximales ($\epsilon\text{Nd}(0)$ de -0,5 et +3,5) sont atteintes au niveau des deux points de mesure situés dans la zone sommitale (de 0 à 15 cm). On notera que toutes ces valeurs restent comprises entre celles de type mers du Groenland-Islande-Norvège (GINS: $\epsilon\text{Nd}(0) = -9$; Winter et al., 1997) et celles des MORB Islande-Reykjanes ($\epsilon\text{Nd}(0) = +8$;

tableau 1). Elles sont aussi très comparables à celles fournies par la fraction résiduelle solide ($\epsilon\text{Nd}(0)$ moyen = +1,5), si l'on prend en compte l'erreur élevée sur la mesure des rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Ceci reste également vrai pour les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, dont les écarts sont très peu significatifs, de telle sorte que la composition moyenne du profil peut être considérée comme étant de l'ordre de 0,141 (tableau 2). En revanche, les teneurs en Sm et Nd de la fraction résiduelle (respectivement de 5 et 22 ppm) sont systématiquement supérieures à celles de l'échantillon total (respectivement de 4 et 17 ppm; tableau 2).

5.1.2 Carotte-boîte HU 91-045-063CB

Dans les sédiments de ce site représentatif de la région axiale de la dorsale, HU 91-045-063CB (33 cm, tableau 3 en annexe 2 et Fig. 12), le profil de la composition isotopique du Pb (Fig. 12a) montre également une zone uniforme ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 19,20$) dans la partie basale (33-15 cm) ainsi qu'une diminution régulière des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (de 19,20 à 18,60) dans la partie sommitale. On note ici encore que toutes les valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fractions totale et résiduelle (Fig. 12b) sont inférieures à la composition donnée par les lessivats ou de l'eau de mer actuelle. Elles se différencient, sensiblement de celles livrées par le profil précédent, avec des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ légèrement plus élevés ($\sim 0,70860$ à $\sim 0,70907$). Les valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ varient peu dans le profil (moyenne autour de -0,1), et sont légèrement inférieures à celles du site HU 91-045-071CB ($\epsilon\text{Nd}(0)$ de +0,4 à +1,5; tableau 2). Enfin, comme on peut le voir sur le tableau 3, ce profil se caractérise par un rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ moyen de $\sim 0,138$ et des concentrations en Sm et Nd respectivement de 3,1 et 13 ppm, pour la fraction totale et de 4,5 et 20 ppm pour la fraction résiduelle solide.

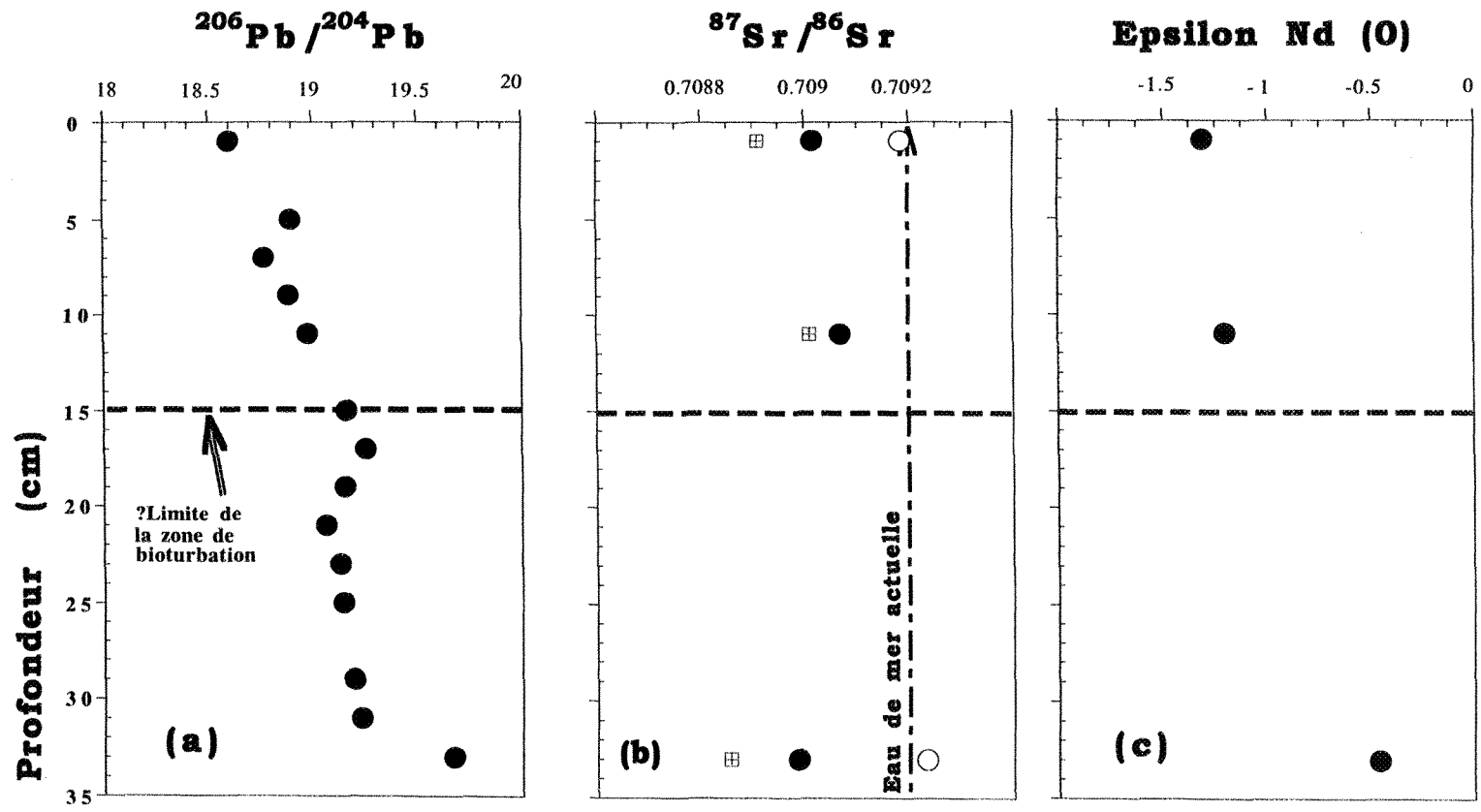


Fig. 12: Diagramme présentant, en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) et les valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ (c) de sédiments prélevés par carottage boîte dans la région axiale de la dorsale (HU 91-045-063CB). Même légende et indications que pour la figure 11.

5.1.3 Carotte-boîte HU 91-045-060CB

La figure 13 présente, également en fonction de la profondeur, les compositions en Pb, Sr et Nd des sédiments représentatifs du flanc ouest de la dorsale. Ce profil de 25 cm de profondeur montre encore une fois, à l'évidence, le caractère non aléatoire des variations isotopiques observées jusque là, traduisant en cela l'existence d'une tendance, soit une hétérogénéité isotopique entre les tranches basale et sommitale des profils de surface.

Les sédiments de la carotte HU 91-045-060CB (tableau 4; en annexe 2) se démarquent cependant de ceux des carottes-boîtes axiale et du flanc est de la dorsale par:

1) Des variations de compositions restreintes à une tranche d'au plus 5 cm sous l'interface eau-sédiment.

2) Un rapport moyen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de l'ordre de 18,82, en surface.

3) Des rapports isotopiques du Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des fractions totale et résiduelle de ~0,70916 à 0,71000) en moyenne supérieurs à la valeur de l'eau de mer moderne. Ceci est certainement à mettre en lien avec la présence plus prononcée, notamment dans la tranche basale, de particules de hauts rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ très probablement en équilibre avec un Sr issu de la croûte continentale.

4) Des valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ qui varient autour d'une moyenne de -10,5 (soit donc une composition relativement proche de celle de la NADW: -13,5; Stordal et Wasserburg, 1986) dans la tranche 25-5 cm, pour ensuite franchir la barre de -9 (c.à.d. la moyenne GINS et/ou la DSOW; Winter et al., 1997) vers le sommet de la tranche 0-5 cm, montrant ainsi la prédominance des influences radiogéniques mantelliques à ce niveau.

5) Des teneurs moins élevées en Sm et Nd (respectivement de ~2 et ~10 ppm) et un faible rapport isotopique $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (~0,127; tableau 4).

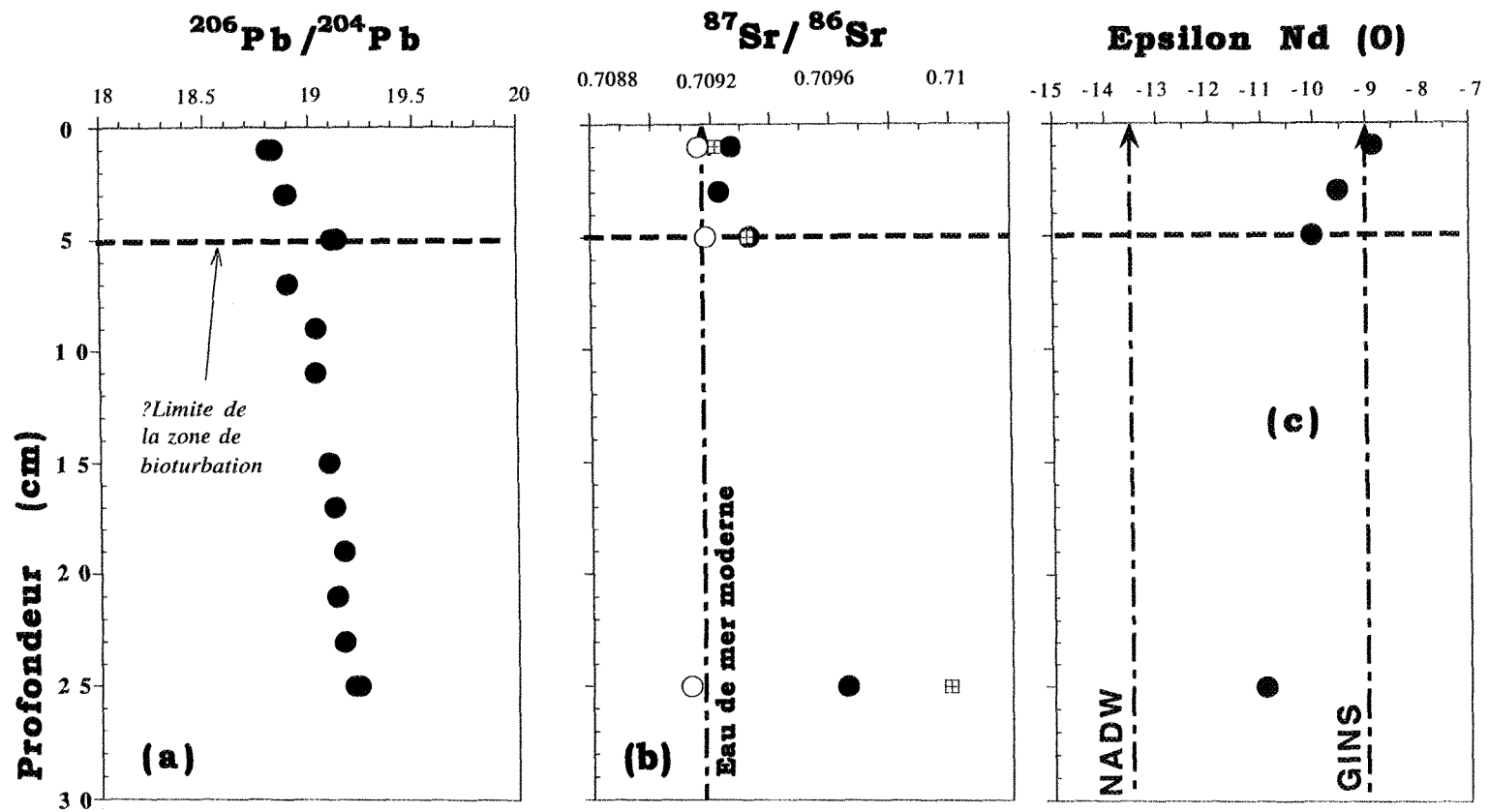


Fig. 13: Diagramme présentant, en fonction de la profondeur sous l'interface eau-sédiment, les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (b) et les valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ (c) de sédiments prélevés par carottage boîte dans le flanc ouest de la dorsale (HU 91-045-060CB). Même légende que pour la figure 11. Les pôles isotopiques sont décrits dans le texte (p. 73).

D'une façon générale, les résultats ainsi obtenus sur les sédiments de surface montrent que:

- La fraction soluble issue de l'attaque ménagée par HCl affecte, mais de trop peu les compositions isotopiques de Sm, Nd et Pb (p. ex. tableau 3; en annexe 2). Par contre, un facteur de dilution de l'ordre de 1, pour le Sm et de 5, pour le Nd affecterait les teneurs livrées par la fraction totale du sédiment mais sans pourtant autant masquer les traits spécifiques liés à chacune des séquences analysées. Aux fins donc de caractérisation des tendances générales, au sein de la séquence sédimentaire, les résultats obtenus sur la fraction totale devraient être acceptables.

- Les tranches sommitales des profils présentent des variations marquées et synchrones des compositions isotopiques du Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), ainsi que pour les quelques échantillons de Sr, Sm et Nd sélectionnés à des niveaux critiques. Ces variations sont également cohérentes, à quelques exceptions près, avec celles des autres rapports isotopiques du Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et surtout $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$; cf. tableaux 2 à 4 et Fig. 14).

- Dans les trois profils, la transition entre la tranche basale et sommitale est variable et semble être réductible aux variations lithologiques et souligne davantage les modifications du potentiel d'oxydo-réduction (Eh; cf. Fig. 6).

- Les compositions isotopiques en Nd, les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ainsi que les concentrations en Sm et Nd diminuent lorsque l'on passe du flanc est au flanc ouest de la dorsale, et inversement pour les âges modèles T_{DM} (DePaolo, 1988), le Sr et Pb (notamment pour les rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$). Ceci tend à démontrer que le sens des courants est-ouest au travers la dorsale de Reykjanes, ainsi que l'origine ultime du matériel sédimentaire (référence ici à la "distribution" des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les tranches sommitales; Fig. 14) pourraient avoir joué un rôle important dans la variation spatiale et temporelle des données Sr, Sm, Nd et Pb.

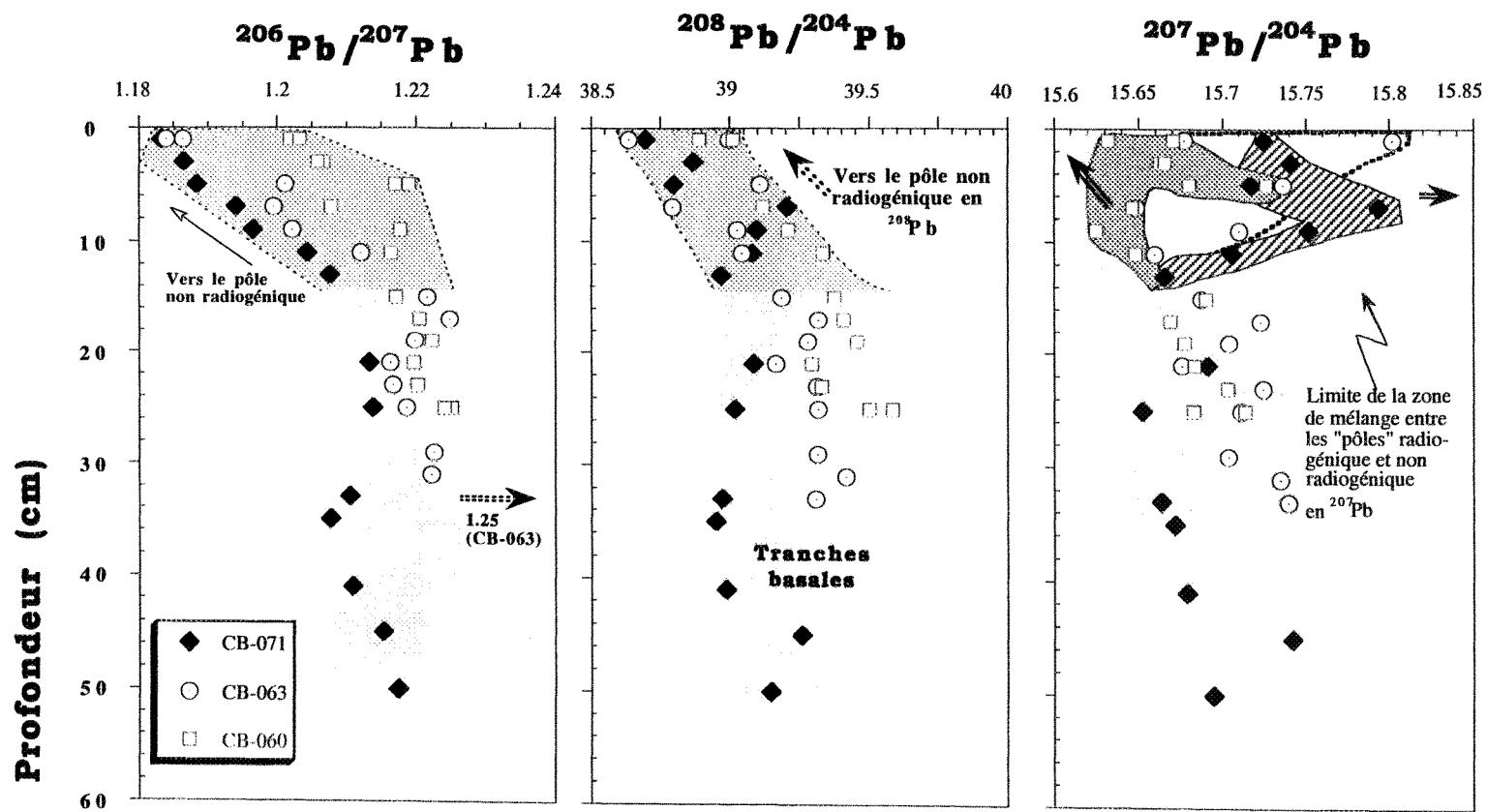


Fig. 14: Variations des rapports $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de la profondeur, sous l'interface eau-sédiment, dans les sédiments prélevés par carottage boîte. La bande grise verticale correspond à la tranche basale des profils.

5.2 Les sédiments des séquences longues

5.2.1 Carotte par piston HU 91-045-064P

5.2.1.1 Systématique isotopique du Pb, Sr, Sm et Nd

Les compositions isotopiques (Pb, Sr, Sm et Nd) et les concentrations en Sm et Nd obtenues sur la fraction totale des sédiments de cette carotte longue de la région axiale de la dorsale sont reportées dans le tableau 5 (en annexe 2). Les âges modèles T_{DM} calculés y sont également indiqués.

On notera au préalable que les teneurs en Sm sont faibles et fluctuent entre 4 et 7 ppm. Les concentrations en Nd varient de 16 à 29 ppm et sont proches des données obtenues par Revel et al. (1996a) sur des sédiments décarbonatés du bassin d'Islande, au nord de la ride de Gardar (carotte SU 90-33; 60°34'N, 22°05'W; 2370 m). Les valeurs $\epsilon Nd(0)$ s'étendent largement de -11,3 à +3,0, alors que celles des rapports isotopiques $^{147}Sm/^{144}Nd$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont plus regroupées de 0,118 à 0,140 et 0,70798 à 0,71546, respectivement. Les âges modèles T_{DM} calculés s'échelonnent de 552 à 1 566 Ma. Les rapports isotopiques $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ et $^{208}Pb/^{204}Pb$ varient respectivement de 18,78 à 19,58, de 15,57 à 15,77 et de 38,66 à 39,86; soit également une gamme de variation très étendue. Ces valeurs, à l'instar de celles observées pour le Sr, Sm et Nd (Grousset et al., 1988; Revel et al., 1996a), s'inscrivent parfaitement dans l'enveloppe des compositions isotopiques des sédiments pélagiques de l'Atlantique Nord (p. ex. Ben Othman et al., 1989).

La figure 15 illustre les variations des rapports isotopiques du plomb en fonction de la profondeur. On constate que les trois profils présentent des variations régulières et identiques. Par contre, le caractère cyclique en relation avec les fluctuations isotopiques (cf. Fig. 9)

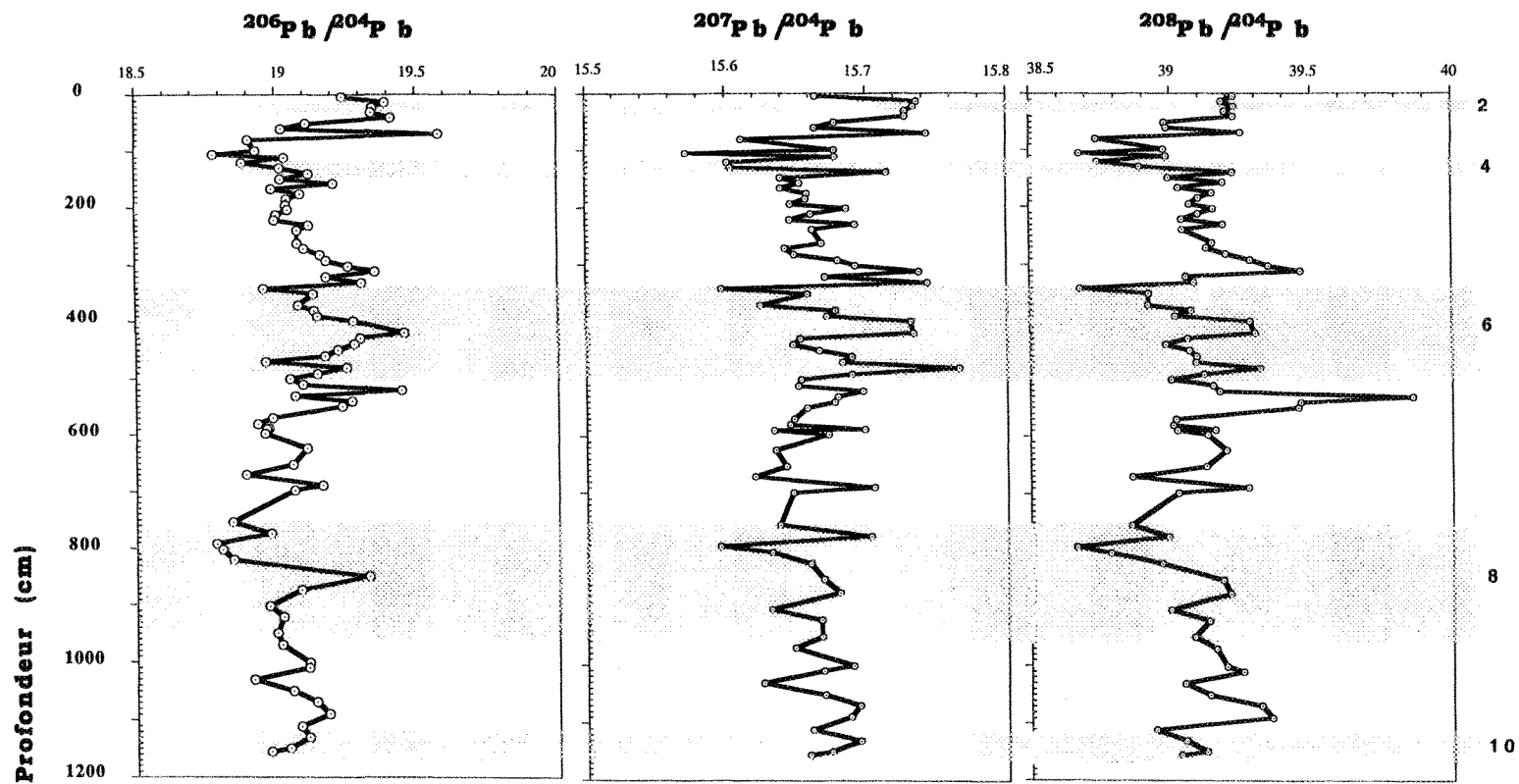


Fig. 15: Variations de la composition isotopique du Pb en fonction de la profondeur dans la carotte par piston HU 91-045-64P. Les bandes grisées correspondent aux stades isotopiques glaciaires.

n'apparaît que très faiblement. Sur les trois profils, on décèle par ailleurs une succession très nette de pics caractérisés par des compositions élevées en Pb. Cette succession, dans la séquence, de pics radiogéniques en Pb n'est pas sans rappeler les événements détritiques liés à des débâcles glaciaires (p. ex. Heinrich, 1988) et sur lesquels nous ne pouvons que spéculer, compte tenu de la faible résolution analytique. Des analyses sédimentologiques encore plus détaillées (Matras, 1998) ont cependant démontré que le seul pic étalé sur environ 30 cm au niveau du stade isotopique 3 pourrait bien correspondre aux événements de types heinrich H3-H4 et probablement H5. À côté des pics radiogéniques en Pb, les profils présentent également deux épisodes majeurs où les trois rapports isotopiques du Pb sont à leurs "minima". Le premier "minima", correspondant à un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,780$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,572$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,680$, est enregistré à 106 cm de profondeur au niveau du stade isotopique 3. Le second, au niveau du stade 8 à 802 cm de profondeur, livre un $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,804 pour un $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivement de 15,632 et 38,782.

La figure 16 compare les variations des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ à celles des données de Sr, Sm et Nd. En premier lieu, on constate une forme de concordance (i) positive pour le Pb et Sr et (ii) négative pour les compositions en Sm et Nd. Les profils des teneurs en Sm et Nd varient dans le même sens que ceux de la composition isotopique du Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) quoique plus faiblement. On observe également une certaine forme de cyclicité qui, dans les profils, paraît en relation avec les fluctuations isotopiques. Il apparaît, toutefois, que seuls les rapports isotopiques du strontium reproduisent fidèlement, au moins qualitativement, ces grandes variabilités au sein de la séquence sédimentaire. On peut même noter ici que la composition isotopique du Sr croît lors des épisodes glaciaires ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,70920$: la valeur de l'eau de mer moderne). Ce fait ne semble cependant pas en relation avec le seul englacement, puisque le stade de "numéro impair" 3 présente cet accroissement (60 cm: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71005$ et 70 cm: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71546$) qui ici correspond

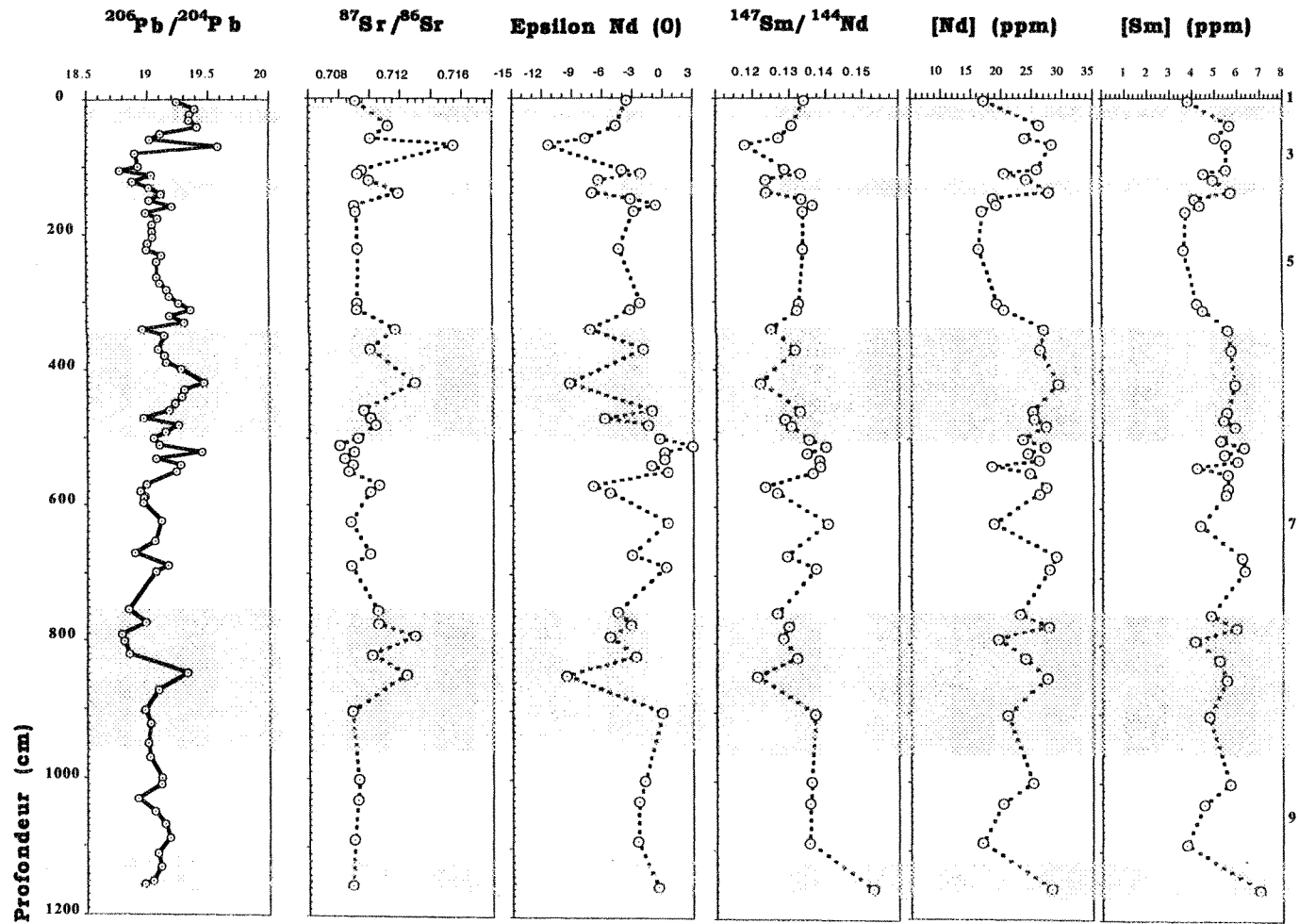


Fig. 16: Évolution comparée des compositions isotopiques en Pb, Sr et Nd et des teneurs élémentaires (Sm et Nd) le long du profil de la carotte axiale HU 91-045-064P.

bien "au pic étalé sur environ 30 cm" toujours décrit par Matras (1998). On soulignera également, au niveau de la transition glaciaire-interglaciaire 6-5 et surtout des stades isotopiques 8, 7 et 5 (?5e), le découplage marqué entre le Sr, Pb et Nd. À ces niveaux, le découplage entre les trois traceurs isotopiques se traduit par un accroissement des compositions isotopiques en Pb et Nd *versus* une décroissance régulière des valeurs du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ceci pouvait traduire soit: (i) un changement du taux de sédimentation; (ii) un changement de régime sédimentaire en relation avec des provinces distributrices qui interfèrent (voir p. ex. pour le stade 5; Fronval et al, 1998) ou encore à des variations de l'abondance des proportions relatives des apports particulaires liés à ces provinces.

En résumé, on peut admettre que les fluctuations observées dans les profils du Pb, Sr, Sm et Nd traduisent probablement une superposition de plusieurs facteurs de contrôle dans le régime sédimentaire au niveau de cette région de la dorsale.

5.2.1.2 Distribution des particules clastiques terrigènes

5.2.1.2.1 La taille des grains

Une attention particulière a été portée aux particules fines de tailles $\Phi < 10 \mu\text{m}$, silteuses non-cohésives $\Phi = 10-63 \mu\text{m}$ et sableuses grossières $\Phi > 63 \mu\text{m}$ (Fig.17). Des études d'ensemble portant sur les sédiments marins des hautes latitudes ont en effet montré que la fraction $> 63 \mu\text{m}$ pouvait correspondre assez généralement aux propriétés que l'on prête aux apports verticaux par délestage des glaces en dérive (p. ex. Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). Par contre, la fraction silteuse et non-cohésive (10-63 μm) paraît être le marqueur le plus typique des paléo-intensités des circulations profondes (McCave et al., 1995).

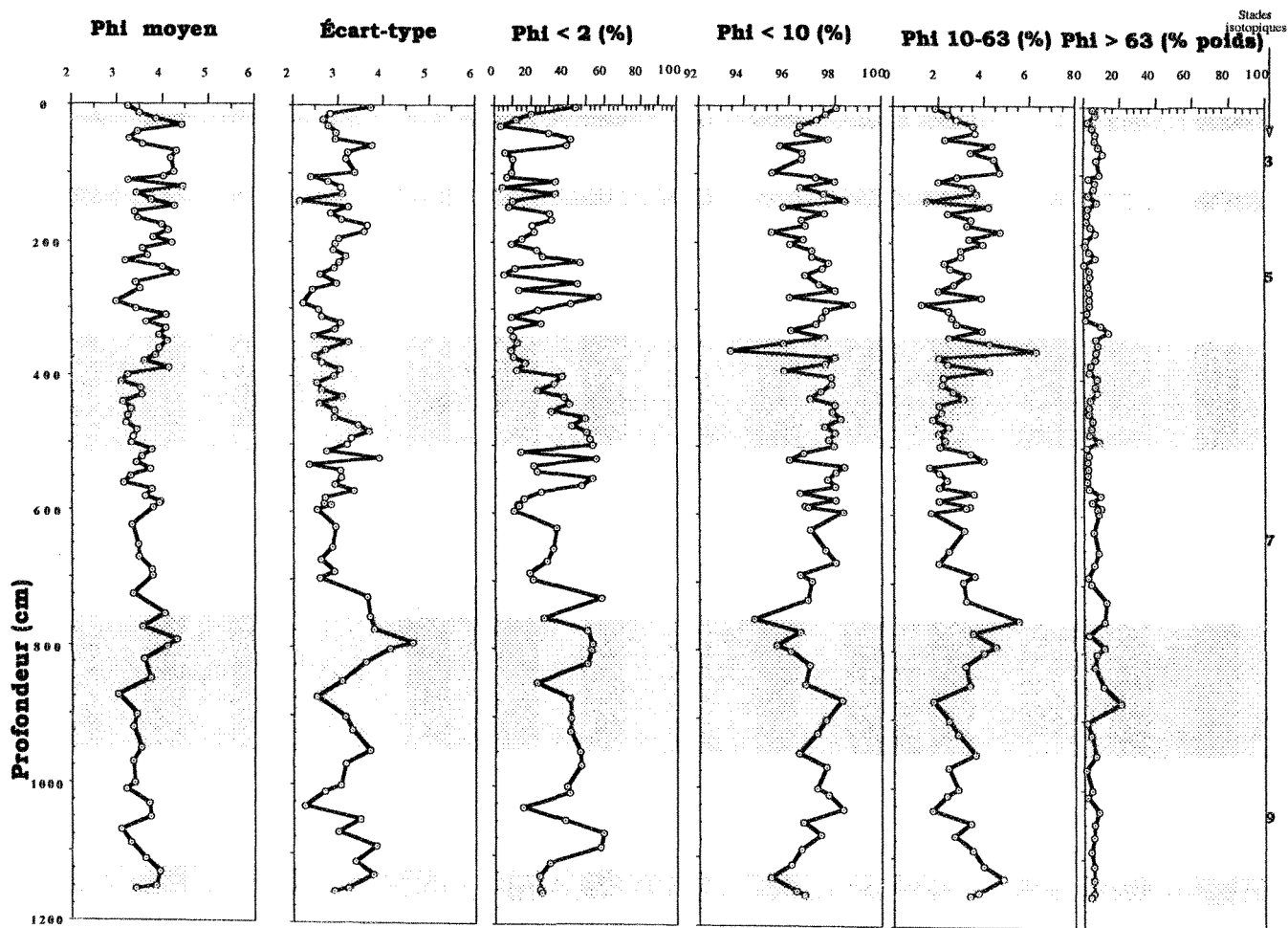


Fig. 17: Variations des paramètres granulométriques dans les sédiments de la carotte axiale HU 91-045-064P. Les termes "Moyenne" et "Écart-type" s'appliquent à la fraction $\phi < 63 \mu\text{m}$ déterminée par compteur laser. L'abondance de la fraction de plus de 63 micromètres est exprimée en pourcentage poids (%Wt) du sédiment total sec initial.

Les pourcentages de la fraction supérieure à $63 \mu\text{m}$ varient entre 1 et 20% (Fig. 17), et représentent 5% en moyenne du poids total du sédiment (Tableau 6; en annexe 2). Les particules de diamètre inférieur à $63 \mu\text{m}$ sont largement dominées par les fractions fines ($\Phi < 10 \mu\text{m}$) dont la proportion atteint 94 à 99%. Parmi les fines, la fraction $< 2 \mu\text{m}$ représente 4 à 59% pour une moyenne de 29%. En outre, la fraction silteuse silteuse non-cohésive est relativement réduite et ne dépasse pas 5%, excepté aux stades isotopiques 6 et 8, avec un pic de 6 %.

Ces caractères granulométriques montrent aisément que l'importance de la sédimentation détritique grossière dans la région axiale de la dorsale est moindre par rapport à la sédimentation terrigène fine et silteuse non-cohésive. Notons que le diamètre moyen des particules de la fraction inférieure à $63 \mu\text{m}$ oscille entre 3 et 4 micromètres.

5.2.1.2 Nature des éléments fins de diamètre inférieur à 2 micromètres

Parmi les constituants minéralogiques identifiés sur la fraction décarbonatée inférieure à $2 \mu\text{m}$, les plus fréquents sont les minéraux argileux, suivis du quartz et des feldspaths.

Les résultats obtenus (tableau 7 en annexe 2 et Fig. 18a) montrent que les abondances relatives des minéraux argileux identifiés présentent généralement des variations cycliques correspondant à celle de la climatostratigraphie établie sur la base des teneurs en ^{13}C et en ^{18}O des foraminifères planctoniques (ici, *Neogloquadrina pachyderma* lévogyre et *Globigerina bulloides*), ainsi que des pourcentages de CaCO_3 et COT (cf. Fig. 9). On peut ainsi classer ces minéraux argileux en deux groupes dont les proportions varient en sens contraire. L'un comprend, dans l'ordre décroissant des étendues des variations (tableau 9): l'illite (2 à 23%), la chlorite (4 à 18%) et la kaolinite (3 à 17%); leurs maximums d'abondances correspondent

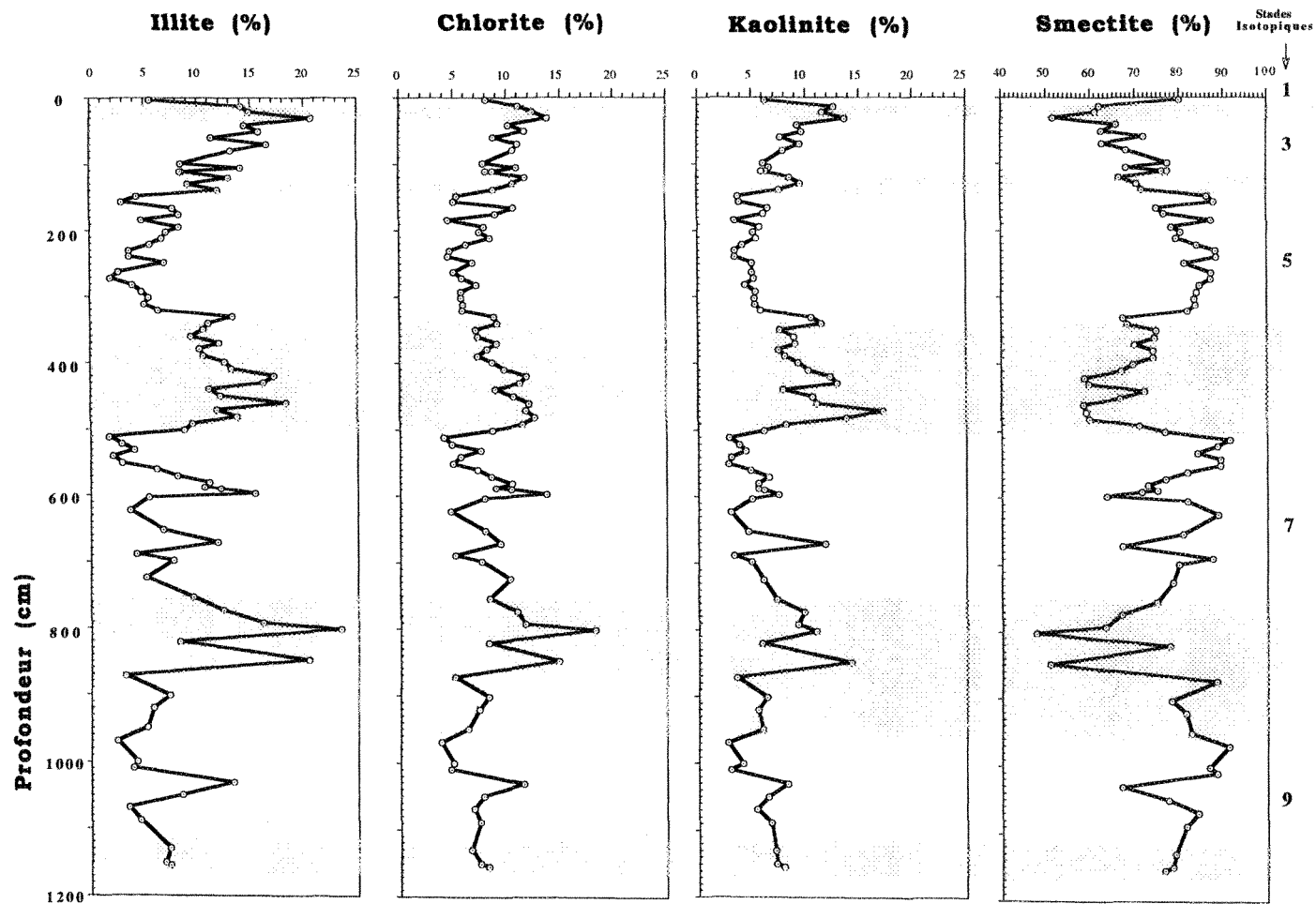


Fig. 18a: Variations, en fonction de la profondeur, des constituants de la fraction inférieure à 2 micromètres dans la carotte prélevée dans la région axiale HU 91-045-064P.

généralement aux stades glaciaires et leurs minimums aux stades interglaciaires. L'autre groupe comprend essentiellement les smectites dont les valeurs varient entre 48 et 91%. L'abondance des smectites, relativement proche de la moyenne générale (~75%) entre les stades isotopiques 10 et 6, augmente nettement durant la transition glaciaire-interglaciaire 6/5, puis diminue graduellement jusqu'au niveau du stade isotopique 2, pour augmenter de nouveau vers son sommet et à l'Holocène. Afin d'obtenir une meilleure indication sur la distribution des assemblages argileux au sein du profil sédimentaire, nous avons calculé les rapports de surface des pics de la smectite par rapport à ceux de l'illite. Il apparaît clairement que les rapports smectites-illites (S/I; Fig. 18b) sont *de facto* plus élevés pendant les stades interglaciaires (S/I entre 2 et 54) que glaciaires (S/I de 2 à 27).

En ce qui concerne les feldspaths et le quartz, ils présentent un rapport (F/Q) qui varie de 0,2 à 2,2. On relevera également (cf. Fig. 18b) la forte covariation avec le groupe des smectites et donc avec ceux des profils du rapport S/I. Ainsi, comme pour celles du rapport S/I, les valeurs du rapport F/Q sont généralement maximales dans les échantillons actuels et dans les stades interglaciaires. Par contre, durant les stades glaciaires, les deux rapports varient peu, voire sont constants (moyenne respective de 5 et 0,25). En outre, tant dans les enregistrements interglaciaires que glaciaires, on y distingue quelques niveaux riches en illites, chlorites et kaolinites associés donc à de faibles rapports S/I et F/Q. Ces niveaux correspondent sur les profils granulométriques (Fig. 17) à de forts pourcentages de la fraction grossière > 63 μm . Ceci suggère encore une fois que, dans ces niveaux, une partie non négligeable du sédiment est associée à des apports détritiques probablement des événements de type Heinrich.

Il est toutefois caractéristique de constater que l'amplitude des variations du rapport F/Q (Fig. 18b), à l'échelle de la séquence, semble décroître très légèrement mais régulièrement depuis la base jusqu'au sommet et ce, aussi bien durant les stades interglaciaires que pendant

les stades glaciaires. Cette dernière observation laisse supposer une sédimentation peu abondante des feldspaths durant les derniers 300 000 ans ou que les sédiments sources, riches en quartz, sont pauvres en ces minéraux.

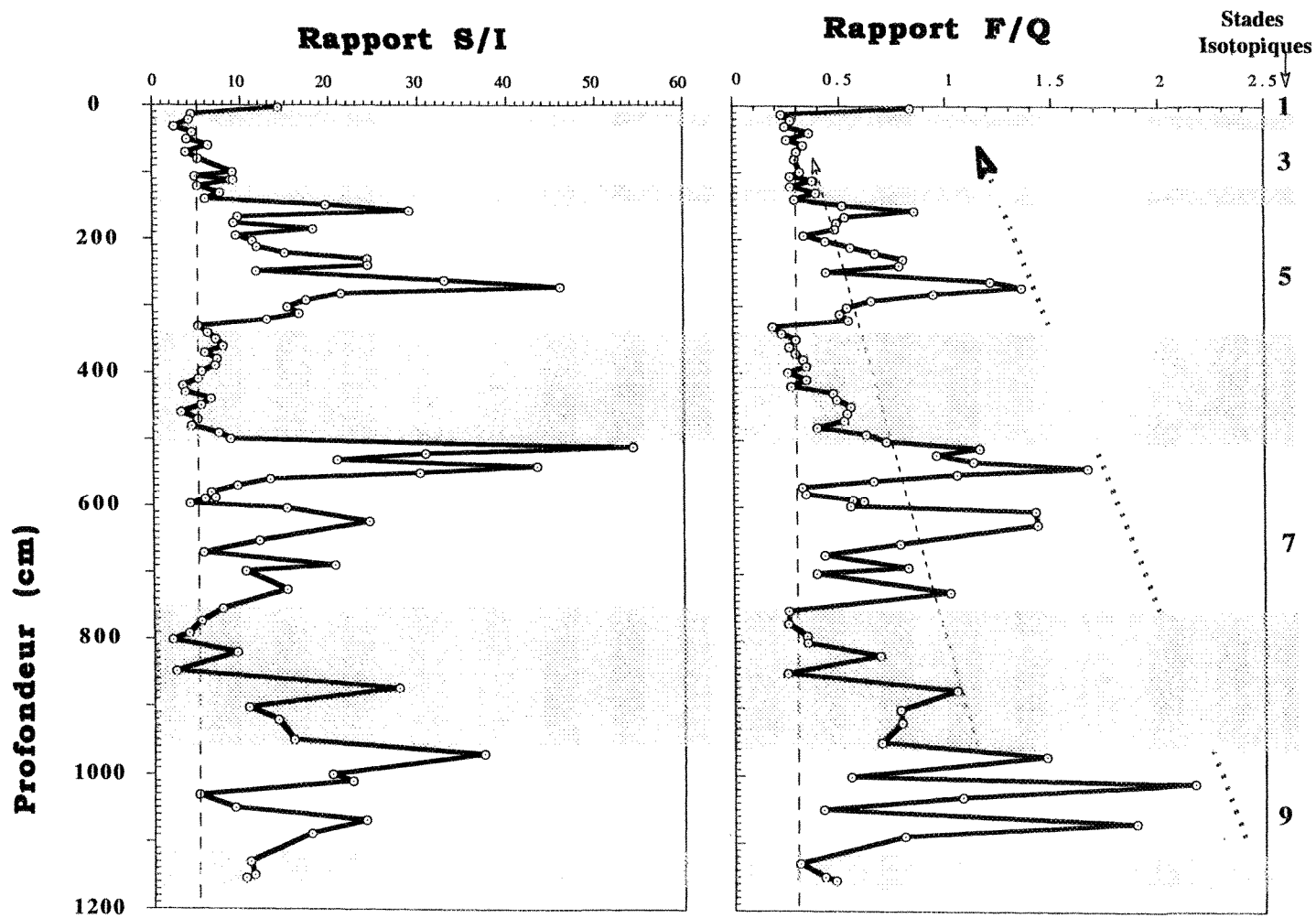


Fig. 18b: Variations, en fonction de la profondeur, des rapports Smectite-Illite (S/I) et Feldspaths-quartz (F/Q) dans la carotte prélevée dans la région axiale HU 91-045-064P. Noter la covariation entre les deux rapports, de même que la décroissance moyenne de F/Q vers le sommet de la colonne. La moyenne des stades glaciaires (le trait vertical en tireté) est aussi indiquée.

5.2.2 Carotte par piston HU 91-045-058P

5.2.2.1 Systématique isotopique du Pb, Sr, Sm et Nd

Les sédiments de la carotte HU 91-045-058P (tableau 8; en annexe 2) présentent des teneurs "brutes" moyennes en Sm et Nd moins élevées que celles de la carotte HU 91-045-064P. Les teneurs en Sm varient de 2 à 6 ppm; celles du Nd de 8 à 30 ppm.

Les compositions isotopiques du Nd, nettement moins radiogéniques que celles des sédiments de la carotte 064P, sont remarquablement regroupées. Les valeurs $\epsilon_{Nd}(0)$ observées sont comprises entre -13,0 et -7,2 avec une moyenne de -10,2. La dispersion des rapports isotopiques $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, tout comme celle des âges modèles T_{DM} , est également faible. Les valeurs du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont comprises entre 0,110 et 0,131 (moyenne générale de 0,122). Les âges modèles T_{DM} correspondants fluctuent entre 1 310 et 1 816 Ma avec une moyenne de 1 555 Ma; celle-ci est plus élevée que celle livrée par les sédiments de la carotte prélevée dans le domaine axial HU 91-045-064P. Cela suggère la présence de forte composante non radiogénique en Nd et qui vieillirait les signatures isotopiques des dépôts de la carotte HU 91-045-058P.

Les valeurs obtenues du rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sont généralement supérieures à la composition isotopique de l'eau de mer moderne (c.à.d. 0,70920). Elles se répartissent entre 0,70920 et 0,71760; englobant ainsi les valeurs maximales obtenues sur les sédiments prélevés au niveau de la station axiale. Cette répartition des valeurs de la composition isotopique en Sr de la fraction totale est assez surprenante, lorsque l'on sait que la séquence analysée contient parfois plus de 80% de CaCO_3 . Une source plus radiogénique en Sr, qui aurait un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'au moins supérieur à 0,718, semble ainsi avoir marqué les sédiments de cette région de la dorsale.

Les compositions isotopiques du plomb ne sont pas sensiblement différentes de celles que l'on a observées dans les sédiments de la carotte HU 91-045-064P. Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vont de 18,70 à 19,50, de 15,58 à 15,75 et de 38,85 à 39,56, respectivement. Les profils des compositions isotopiques du plomb (Fig. 19) présentent, en fonction de la profondeur, d'importantes variations d'allure relativement similaire pour les trois rapports. Dans la partie inférieure des profils, apparaissent de nombreuses fluctuations, de faibles amplitudes, qui semblent s'atténuer vers le sommet du stade 11. Cette évolution est marquée par des compositions isotopiques du plomb lentement croissantes depuis la base de la séquence jusqu'au sommet du stade 11. Après un premier retrait, entre les stades 10 et 8, une seconde évolution croissante se dessine dans les termes sommitaux du stade 6 qui conduit à un deuxième maximum ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,438$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,704$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,484$). Dès le stade isotopique 6, on observe une légère tendance à la diminution des valeurs moyennes et, c'est surtout le profil du plomb thorogénique qui marque le plus cet aspect de l'enregistrement isotopique. Ainsi, si l'on fait exception des trois minima des stades 11, 8 et 3, on constate que cette évolution est caractérisée par trois maximums: le premier avec les valeurs les plus élevées (notamment de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 39,558$), marque le terme ultime de l'évolution croissante, le second et le troisième correspondent aux points d'"inflexion" à partir desquels les valeurs décroissent (en particulier sur les profils des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) mais restent supérieures, en moyenne, aux valeurs relevées à la base de la série. Cette tendance est nette au niveau des profils que livrent les rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ qui montrent une lente augmentation des compositions isotopiques de la base vers le sommet de la séquence. De façon générale, les compositions isotopiques de Pb dans la carotte étudiée semblent rendre compte d'une importante production en plomb radiogénique d'origine crustale à l'échelle des derniers 700 000 ans.

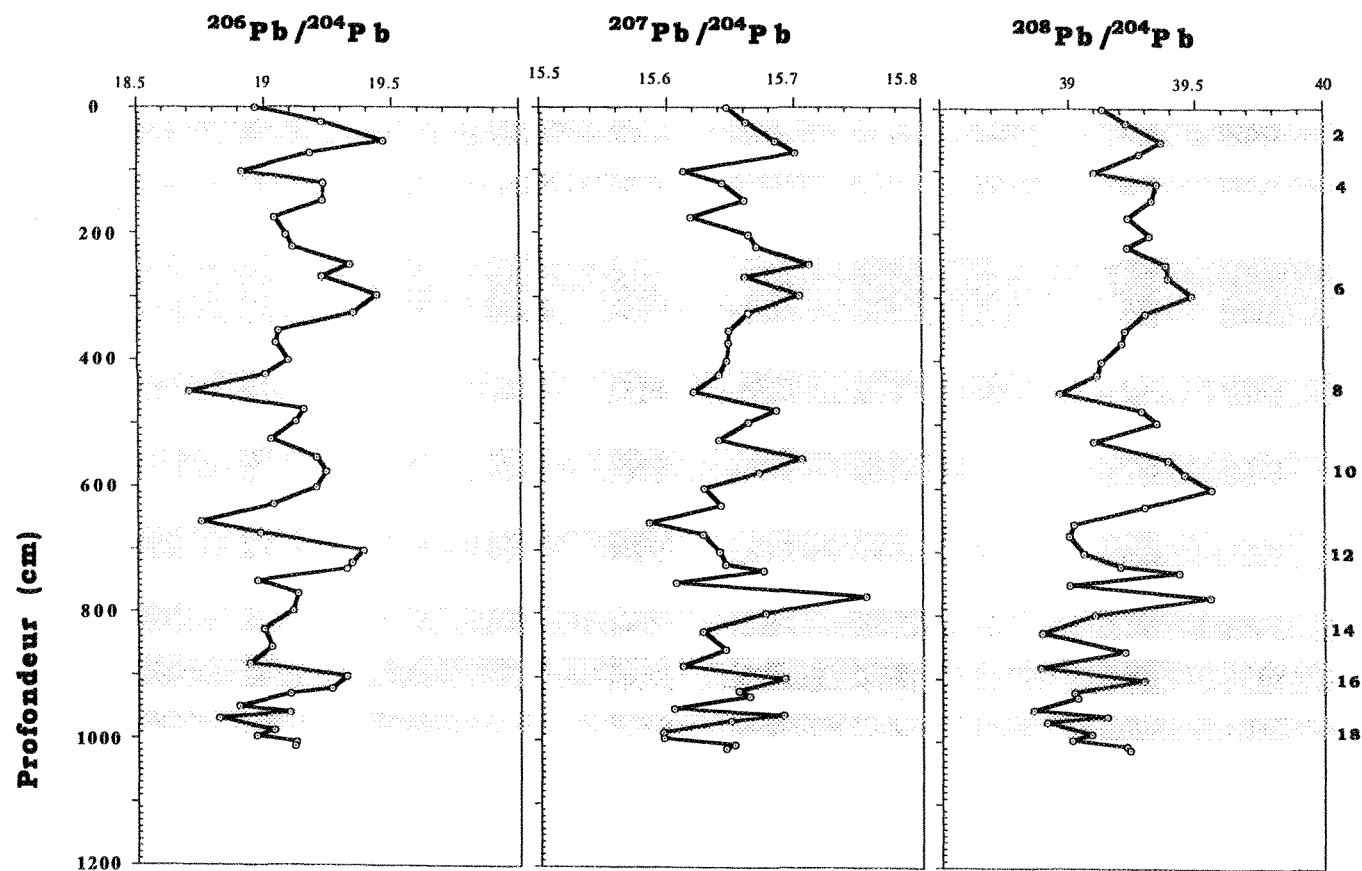


Fig. 19: Variations de la composition isotopique du Pb en fonction de la profondeur dans la carotte par piston HU 91-045-058P.
 Les bandes grisées correspondent aux stades isotopiques glaciaires.

La figure 20 représente l'évolution comparée, en fonction également de la profondeur, des rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et des données Sr, Sm et Nd. On remarque sur ce diagramme la relation classique liant les quatre traceurs, à savoir "l'excellente" covariation positive entre le strontium et le plomb, d'une part et négative entre le plomb et les rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [ou $\epsilon\text{Nd}(0)$] et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, d'autre part. De même, on notera le parallélisme relatif entre les courbes des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et les teneurs en Sm et Nd. On mentionnera également que seuls les termes de la séquence se situant au niveau du stade glaciaire 8, ainsi que des stades interglaciaires 11, 7 et partiellement le 5, présentent un découplage entre les traceurs isotopiques.

Dans l'ensemble, les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pour leur part, présentent encore une variation très particulière en cela qu'ils permettent de distinguer trois niveaux dans la séquence chronologique:

(i) Le niveau compris entre les stades isotopiques 19 et 12 (base de la séquence) caractérisé par des rapports isotopiques du Sr plus élevés et plus variables ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70942$ à $0,71761$).

(ii) Le niveau compris entre le stade 11 et la transition 3-2 où les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ croissent, avec des valeurs de $0,70917$ à $0,71400$ mais présentant des fluctuations de faibles amplitudes. On notera ici que cette répartition des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reste tout à fait concordante avec celle observée au niveau de la séquence 064P à plus grande résolution stratigraphique.

(iii) Le niveau situé dans la tranche sommitale, entre la transition 3-2 et la tranche de surface, où les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ décroissent avec des valeurs de $0,71400$ à $0,70928$.

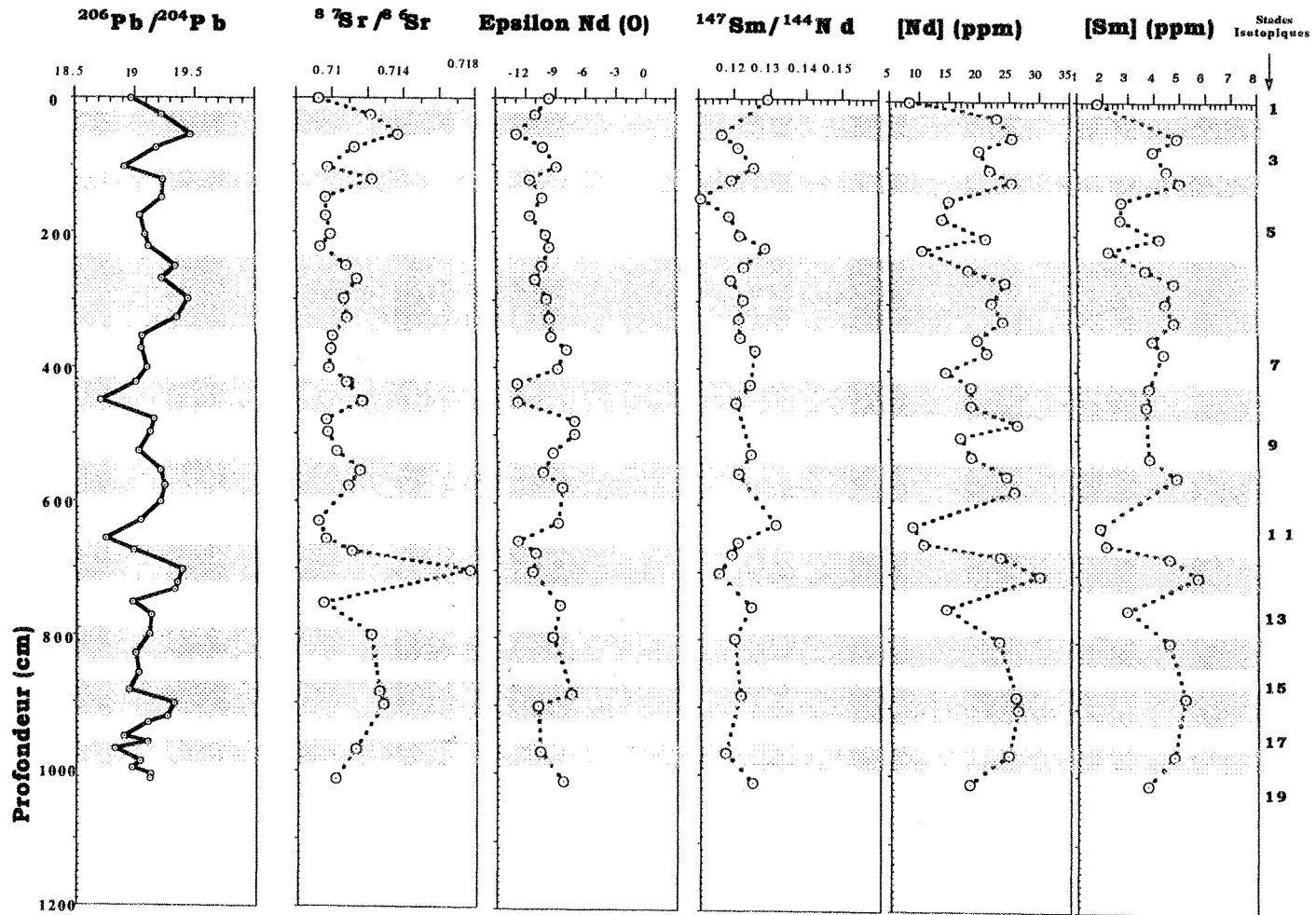


Fig. 20: Évolution comparée des compositions isotopiques en Pb, Sr et Nd et des teneurs élémentaires (Sm et Nd) le long du profil de la carotte du flanc ouest HU 91-045-058P.

Pour chacun des autres traceurs (notamment les profils du Pb et des teneurs en Sm et Nd), les profils présentent la même évolution générale (long terme), croissante dans la zone basale avec les valeurs les plus élevées, croissante de nouveau vers la transition des stades isotopiques 3 à 2, après un premier retrait au niveau du stade 11, puis décroissante au sommet de la séquence.

En outre, il semble que sur chacun des profils se superposent au sein de cette évolution à long terme deux types de variations à court terme. Ces fluctuations "secondaires", qui peuvent être retrouvées d'un traceur à l'autre, apparaissent comme des événements synchrones à l'échelle des deux séquences sédimentaires étudiées.

(i) D'abord des variations d'allure cyclique en fonction des stades glaciaire et interglaciaires. On rappellera à cet effet que les stades glaciaires sont généralement caractérisés par des valeurs élevées du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (et d'une façon moindre de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) ainsi que de teneurs en Nd et Sm, pour des faibles valeurs de $\epsilon\text{Nd}(0)$.

(ii) Puis, une variation de plus grande amplitude qui semble se limiter à certaines transitions glaciaire-interglaciaire-glaciaire (voir p. ex. Shaffer et al. 1996). On notera ainsi un quatrième niveau entre les stades interglaciaires 11 et 7. Il est marqué, non seulement par une légère décroissance des compositions isotopiques en Pb, mais aussi de celle des teneurs en Sm et Nd. Cette diminution des teneurs coïncide avec un changement de la composition du Nd qui devient de plus en plus radiogénique vers le sommet du stade 7 ($\epsilon\text{Nd}(0) = -13,0$ à $-7,3$). Deux minima, au début et à la fin, encadrent également cette phase de retrait. Le premier, au niveau de la transition glaciaire-interglaciaire 12-11, est caractérisé par des valeurs relativement basses des teneurs en Sm (2,84 ppm) et Nd (10,45 ppm), des valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ ($-13,0$), mais aussi des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,748), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70957) et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (0,120). Le second, au niveau du stade 8, se distingue du premier par ses valeurs élevées des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,71164).

(iii) Enfin, comme pour la carotte précédente, les valeurs des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,911) et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70974) sont significativement plus faibles à deux niveaux de la séquence, soit au stade isotopique 3 à 111 cm de profondeur et à la transition 9-8 à environ 656 cm de profondeur ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,748$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70957$).

5.2.2.2 Distribution des particules clastiques terrigènes

5.2.2.2.1 La taille des grains

Comme pour la carotte 064P, on note que plus de 94% des éléments de la fraction inférieure à $63\ \mu\text{m}$ (diamètre moyen de $\sim 4\ \mu\text{m}$; tableau 9 en annexe 2, Fig. 21) appartiennent à la "classe" des fines ($\Phi < 10\ \mu\text{m}$). De même, une proportion non négligeable mais moindre (26% en moyenne) des fines appartient à la "classe" des argiles ($\Phi < 2\ \mu\text{m}$). Bien que la résolution dans le profil soit limitée par le nombre insuffisant de points de mesures, on notera que les stades interglaciaires semblent y être associés à une augmentation de l'abondance des argiles. Celles-ci atteignent d'ailleurs leur maximum (ca.75%) dans la séquence, entre les stades isotopiques 19 et 11, aux stades 5 et 1.

Les pourcentages de la fraction silteuse non-cohésive ($\Phi = 10\text{-}63\ \mu\text{m}$) oscillent entre 1 et 6%, alors que ceux de la fraction grossière sableuse ($\Phi > 63\ \mu\text{m}$) fluctuent autour d'une moyenne de 29%. On note que la période allant du stade isotopique 11 au stade isotopique 2 est nettement individualisée par une série de pics d'abondance ($\sim 80\%$) de la fraction $> 63\ \mu\text{m}$ parallèles à ceux de la fraction $10\text{-}63\ \mu\text{m}$. Les tranches basale et sommitale, au contraire, présentent des pourcentages de sables ($\sim 20\%$) qui sont assez voisins de ceux observés dans la carotte HU 91-045-064P. On est toutefois conduit à admettre que les dépôts de la carotte

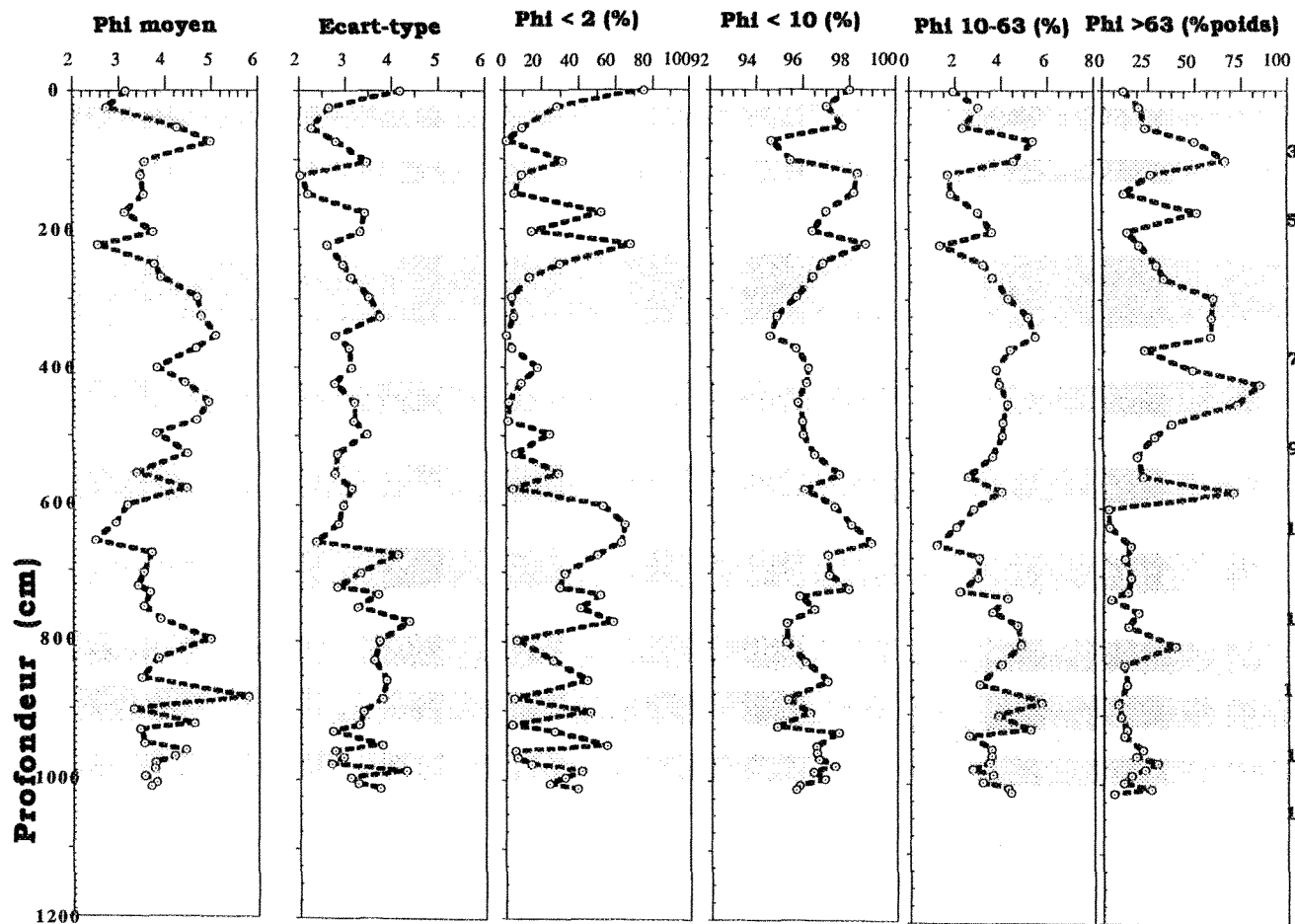


Fig. 21: Variations, en fonction de la profondeur, des paramètres granulométriques dans les sédiments de la carotte du flanc ouest HU 91-045-058P. On note une certaine concordance entre les profils de la fraction $\phi < 2 \mu\text{m}$ et les fluctuations climatiques. Les termes "Moyenne" et "Écart-type" s'appliquent à la fraction $\phi < 63 \mu\text{m}$.

prélevée sur le flanc ouest de la dorsale HU 91-045-058P présentent une granulométrie beaucoup plus sablo-graveleuse que ceux de la région axiale.

5.2.2.2 Nature des éléments fins de diamètre inférieur à 2 micromètres

Les analyses minéralogiques sur la fraction inférieure à 2 μm des sédiments de la carotte HU 91-045-058P montrent également une forte hétérogénéité (tableau 10; en annexe 2): les proportions relatives varient de 48 à 86% pour la smectite, de 4 à 22% pour l'illite, de 5 à 16% pour la chlorite, et de 5 à 14% pour la kaolinite. Les variations des teneurs (Fig. 22a) au cours des différents cycles glaciaire-interglaciaire successifs que couvrent ce profil (cf. Fig. 10) sont tout aussi régulières que caractéristiques des deux grandes familles de minéraux définies précédemment. Les valeurs du rapport S/I fluctuent entre 2 et 22 et celles du rapport F/Q de 0,2 à 1,3 pour des moyennes respectives de 6 et 0,5. Les profils de distribution des deux rapports (Fig. 22b) montrent quasiment des évolutions similaires pouvant se résumer en:

1) Une "unité sommitale et basale" définies par une augmentation régulière et concordante (à quelques exceptions près) des rapports S/I et F/Q, respectivement depuis la base de la séquence vers le sommet du stade isotopique 11 et à l'Holocène.

2) Une "unité intermédiaire" caractérisée, comme observé dans les sédiments de la carotte HU 91-045-064P (Fig. 18b), par une diminution quasiment progressive des rapports S/I et F/Q, depuis le sommet du stade isotopique 11 jusqu'à la transition 2/1.

3) Des "indentations" d'importance variable et de répartition relativement cyclique correspondant à des hausses et chute des rapports S/I et F/Q associées généralement aux stades interglaciaires et glaciaires.

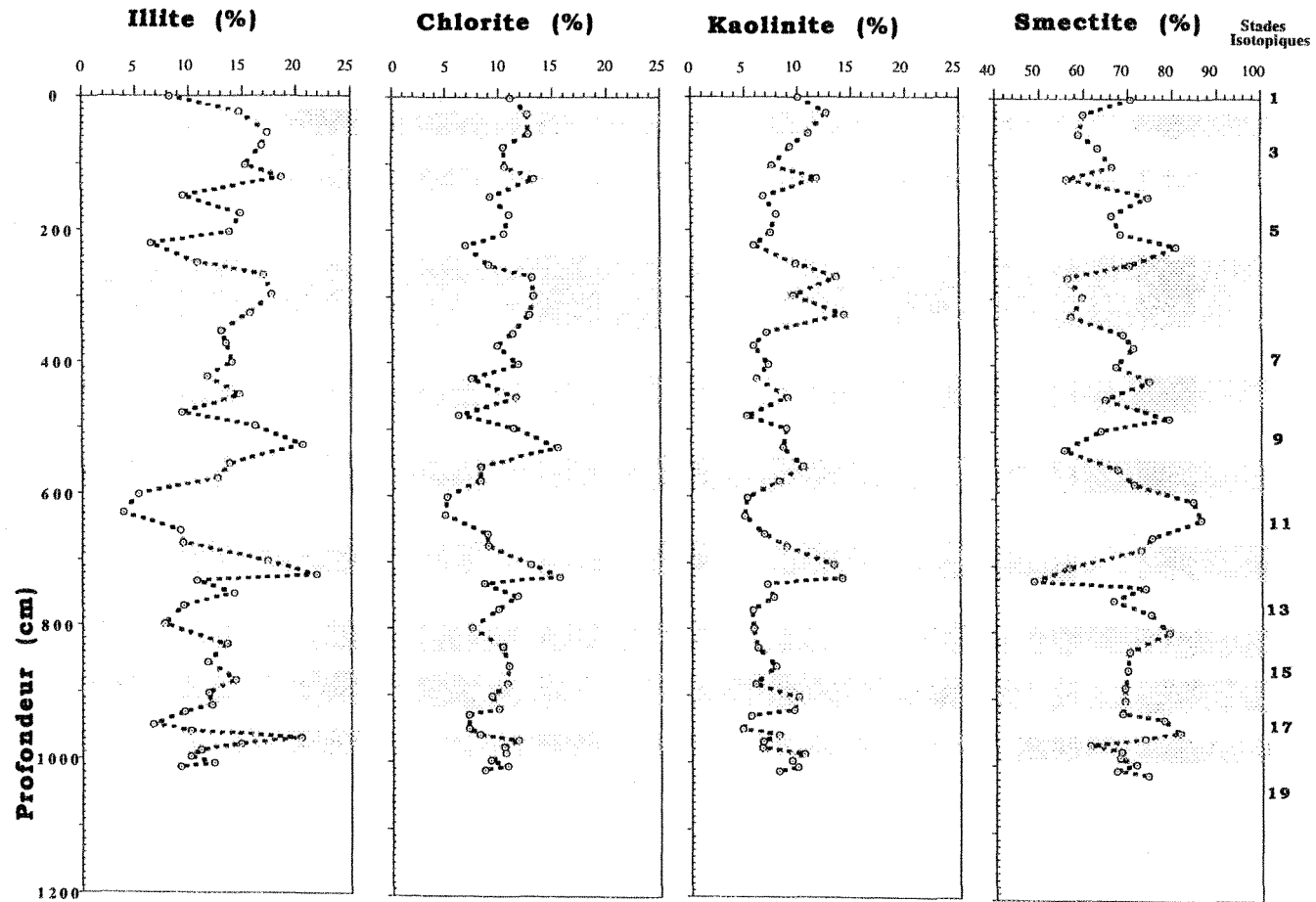


Fig. 22a: Variations, en fonction de la profondeur, des constituants de la fraction inférieure à 2 micromètres dans la carotte prélevée sur le flanc ouest HU 91-045-058P.

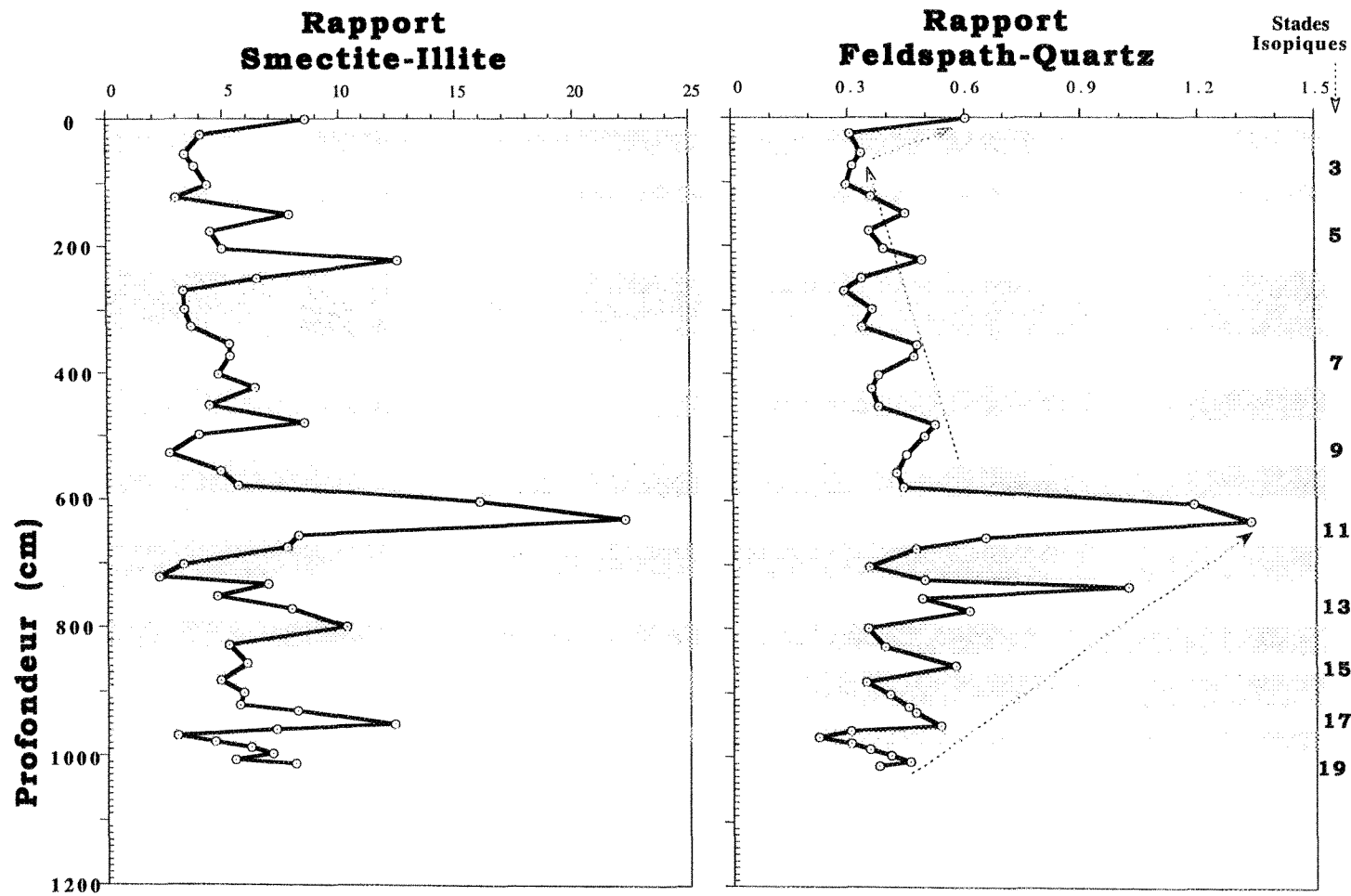


Fig. 22b: Variations, en fonction de la profondeur, des rapports Smectite-Illite (S/I) et Feldspaths-Quartz (F/Q) dans la carotte prélevée sur le flanc ouest HU 91-045-058P. Cette répartition souligne l'existence de trois unités: 19-11, 11-2 et 2-1. On observe également une certaine décroissance moyenne, vers le sommet de la colonne, du rapport F/Q dans l'unité 11-2.

Cinq "pics majeurs" peuvent ainsi être caractérisés. Le premier pic (stade 11; 629 cm) est le plus important ($F/Q = 1,3$ et $S/I = 22,2$), le second à l'Holocène ($F/Q = 0,6$ et $S/I = 8,6$), le troisième au niveau du stade 5 ($F/Q = 0,5$ et $S/I = 12,5$), le quatrième au stade isotopique 13 ($F/Q = 1,0$ et $S/I = 6,9$) et le cinquième et au stade 17 ($F/Q = 0,5$ et $S/I = 12,3$). Ces différents pics correspondent de près aux limites supérieures des grandes périodes de faible englacement ou Terminaisons qui sont définies dans la littérature (Shaffer et al., 1996).

5.2.3 Synthèse des données des séquences longues

Il ressort des résultats obtenus sur les deux sites étudiés, un certain nombre de caractères généraux que l'on rappellera.

1) Les dépôts sont dans l'ensemble dominés par la fraction granulométrique inférieure à $63 \mu\text{m}$. Celle-ci représente, en moyenne, au moins 70% du poids total du sédiment sec. La proportion des sables reste cependant élevée (~30%) dans les sédiments du flanc ouest contre 5% seulement dans ceux de la région axiale. Ceci confirme le caractère argilo-silteux et sablo-silteux des dépôts de la région d'étude.

2) Dans la couverture sédimentaire du flanc ouest de la dorsale, les profils de distribution des rapports smectite-illite et feldspaths-quartz permettent de définir trois unités, correspondant à des changements minéralogiques significatifs aux stades 11 et 2.

3) En comparant les valeurs moyennes obtenues pour les différents cortèges minéralogiques, on constate que, pour le même intervalle de temps dans les deux colonnes sédimentaires (soit du stade 1 au 10), les smectites (~75% ; tableau 7) dominent la région axiale de la dorsale. Leur teneur passe jusqu'à une valeur moyenne de 66% dans la carotte du flanc ouest tandis que les illites (moy. 14%), les chlorites (moy. 11%) et les kaolinites (moy.

9%) prennent le relais (cf. tableau 10). De façon similaire, les valeurs moyennes des rapports S/I et F/Q sont faibles dans les sédiments du flanc ouest, respectivement 5 et 0,40 (tableau 10), alors qu'elles peuvent atteindre respectivement 13 et 0,61 dans les sédiments de la zone axiale (tableau 10). Ces variations concomitantes entre les assemblages minéralogiques sont certainement à mettre en lien avec les origines dominantes des argiles et des feldspaths.

4) Les résultats isotopiques obtenus sur les sédiments des séquences longues sont à première vue cohérents avec ceux obtenus sur les sédiments de surface. En effet, tandis que les dépôts de la région axiale montrent une plus grande gamme de signature radiogénique en Nd et des âges modèles T_{DM} relativement jeunes, la couverture sédimentaire du flanc ouest présente des compositions moins radiogéniques en Nd et des âges modèles T_{DM} relativement anciens.

5) Enfin, les profils de distribution des rapports isotopiques et des teneurs élémentaires (Sm et Nd) permettent également de définir trois grandes unités dont les limites correspondent de près à celles des trois séquences décrites ci-dessus et fondées sur les proportions de sables. À la vue de ces résultats, il est clair que la coïncidence entre les signatures des traceurs radiogéniques, la granulométrie et la minéralogie de la fraction < 2 micromètres (voire également les éléments de la stratigraphie isotopique) n'est pas fortuite. Elle n'est non plus à être liée à un artefact analytique, compte tenu de la diversité des approches analytiques élaborées.

Ces trois grandes unités, divisant donc la séquence sédimentaire la plus longue (HU 91-045-058P: Pléistocène moyen à Actuel) vers les stades isotopiques 11 et 2, sont certainement à mettre en rapport avec des différences de signatures existant entre les sources d'alimentation de la zone profonde en sédiment et/ou des mécanismes gouvernant les apports détritiques dans la région de la dorsale de Reykjanes entre 58° et 60°N.

CHAPITRE VI

DISCUSSION

CHAPITRE VI

DISCUSSION

Les compositions isotopiques et minéralogiques, les teneurs élémentaires (Sm et Nd), ainsi que les paramètres granulométriques des sédiments des carottes longues montrent une très grande variabilité au cours des derniers 700 000 ans.

Le caractère isotopique tout à fait particulier de ces variations temporelles des différents marqueurs dans les deux sites étudiés se trouve souligné par les compositions isotopiques en Nd qui reflètent l'influence d'au moins deux provinces distributrices principales. En effet, des valeurs $\epsilon Nd(0)$ variant autour d'une moyenne de -3,4 sont rencontrées dans les sédiments de la région axiale de la dorsale (HU 91-045-064P; tableau 4). Ceci traduit une forte abondance des produits mafiques d'épanchements volcaniques. En outre, dans les sédiments de la séquence longue du flanc ouest (HU 91-045-058P; tableau 8), une composition moyenne de -10,3 indiquerait une prédominance de particules moins radiogéniques et d'origine crustale felsique.

Au cours de l'examen des autres paramètres mesurés sur les sédiments de la carotte 91-045-058P, on a pu également mettre en évidence trois grandes unités au sein desquelles on isole les stades glaciaires et interglaciaires (Figs. 19 à 22). On peut alors scinder les résultats en deux lots, afin de réaliser une analyse comparative des relations entre les différents traceurs en fonction des stades isotopiques glaciaires et interglaciaires. Les

convergences d'ensemble et de détails entre les signaux isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ et rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) et les rapports S/I et F/Q font ici des assemblages minéralogiques un bon exemple de cas à explorer. Or on sait que la variation des abondances relatives de ces derniers est souvent significative des changements de circulation océanique et/ou d'une plus ou moins grande disponibilité en matériaux sources (p. ex. Revel, 1995; Gehrke et al., 1996; Fagel et al., 1997). L'évaluation des différentes sources à l'origine des dépôts détritiques de la région d'étude pouvait donc être intéressante à plus d'un titre. Non seulement elle nous renseignait sur la distribution des assemblages minéralogiques et leur concordance avec les traceurs radiogéniques, mais elle permet également d'interpréter les variations du signal isotopique en termes de mécanismes gouvernant les itinéraires de dispersion des matériaux terrigènes à l'origine des sédiments de la dorsale entre 58°N et 60°N .

Dans les pages qui suivent, nous nous proposons de présenter les évidences:

- (i) d'une variabilité de la nature et la quantité des particules détritiques au cours des 700 000 dernières années;
- (ii) et de la prise en compte de celle-ci avec les processus responsables de la composition isotopique des dépôts, ainsi qu'aux remarques concernant les implications paléocéanographiques en Atlantique Nord.

6.1 Évaluation des différentes sources de contributions détritiques à l'origine des dépôts au cours des derniers 700 000 ans

6.1.1 La sédimentation du Pléistocène

Les données isotopiques Sm et Nd des sédiments pléistocènes de la dorsale de Reykjanes (Fig. 23) montrent fortement des évidences d'interaction entre réservoirs appauvri et enrichi, qui se traduisent par des âges modèles T_{DM} respectivement jeunes et anciens. L'identification approximative de ces réservoirs ou sources potentielles qui, elles-mêmes, représentent vraisemblablement un mélange de plusieurs sources mantelliques et/ou crustales, peut être abordée à l'aide des diagrammes de covariation de la figure 24 (a et b).

Dans cette figure, $\epsilon Nd(0)$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ et $^{206}Pb/^{204}Pb$, les points de mesure se répartissent entre un pôle basique à forte affinité mantellique et un pôle acide mixte. Ce dernier serait donc représentatif de la valeur des entrées continentales qui résultent de l'érosion des terrains précambriens (croûte archéenne et protérozoïque) et/ou phanérozoïques (roches et couvertures sédimentaires du Paléozoïque-mésozoïque) du circum-Atlantique (tableau 1- chapitre 2.2). Trois régions sources différentes, qui rendent compte des variations isotopiques en Sr, Nd et Pb des sédiments, peuvent ainsi être définies. La première source S1 est caractérisée par un $\epsilon Nd(0)$ de ~ -15 , un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de l'ordre $\sim 0,710$ et un rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ de $\sim 18,60$. La seconde source S2 est définie par les termes les moins radiogéniques en Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,707$) des sédiments interglaciaires de la carotte 91-045-064P et un rapport $^{206}Pb/^{204}Pb$ moyen de $\sim 19,10$. Ce pôle présente également les valeurs $\epsilon Nd(0)$ les plus élevées (environ $+4$), indiquant ainsi un réservoir source appauvri de longue date en TR légères. La troisième source S3 est définie par un $\epsilon Nd(0)$ moyen de $-12,5$ relié à des rapports les plus élevés de $^{206}Pb/^{204}Pb$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ (respectivement de $\sim 19,70$ et $\sim 0,720$).

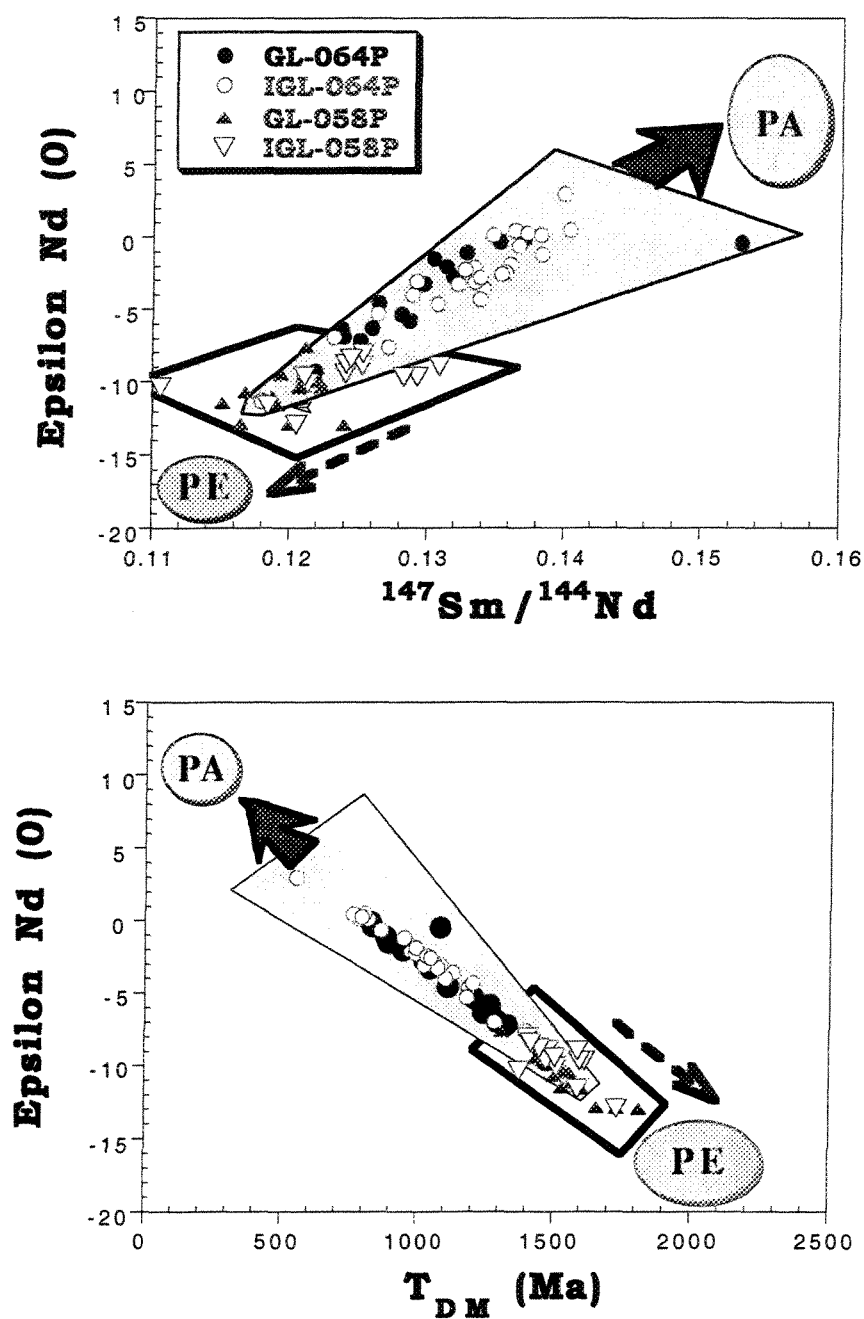


Fig. 23: Diagramme $\epsilon\text{Nd}(0)$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (a) et d'âges T_{DM} (Ma) (b) pour les sédiments des carottes longues. Cercles: carotte 91-045-064P; triangles: carotte 91-045-058P. Symboles pleins: sédiments glaciaires (GL); symboles vides: sédiments interglaciaires (IGL). PE et PA correspondent respectivement au pôle "enrichi" à fortes valeurs de T_{DM} et au pôle "appauvri" à faibles valeurs de T_{DM} .

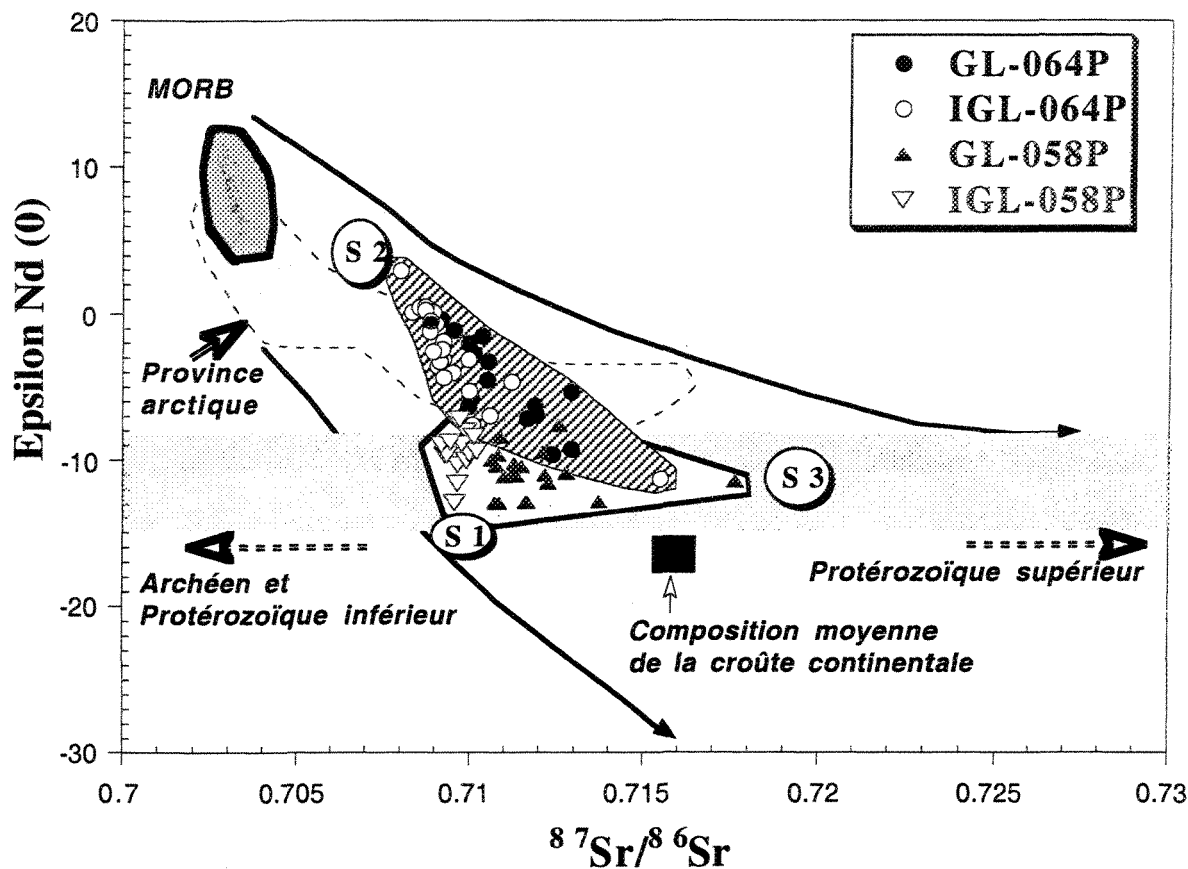


Fig. 24a: Diagramme de variation $\epsilon\text{Nd}(0)\text{-}^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Les symboles sont identiques à ceux de la figure 23. Pour fins de comparaison, les champs de composition des sources basiques et acides (cf. tableau 1), ainsi que la moyenne de la croûte supérieure (Goldstein et Jacobsen, 1988) ont été indiqués. La bande horizontale grisée représente la dispersion des éléments acides d'âge Archéen-Protérozoïque inférieur à Protérozoïque supérieur. Les deux courbes représentent le faisceau d'hyperboles de mélanges reliant le pôle basique et acide. La couverture sédimentaire de Reykjanes représenterait un mélange entre trois sources: S1 et S3 (soit le pôle à tendance crustale continentale) et S2 (soit le pôle à forte affinité mantellique). On notera la grande homogénéité qui caractérise les dépôts des stades glaciaires et interglaciaires de la carotte axiale 91-045-064P.

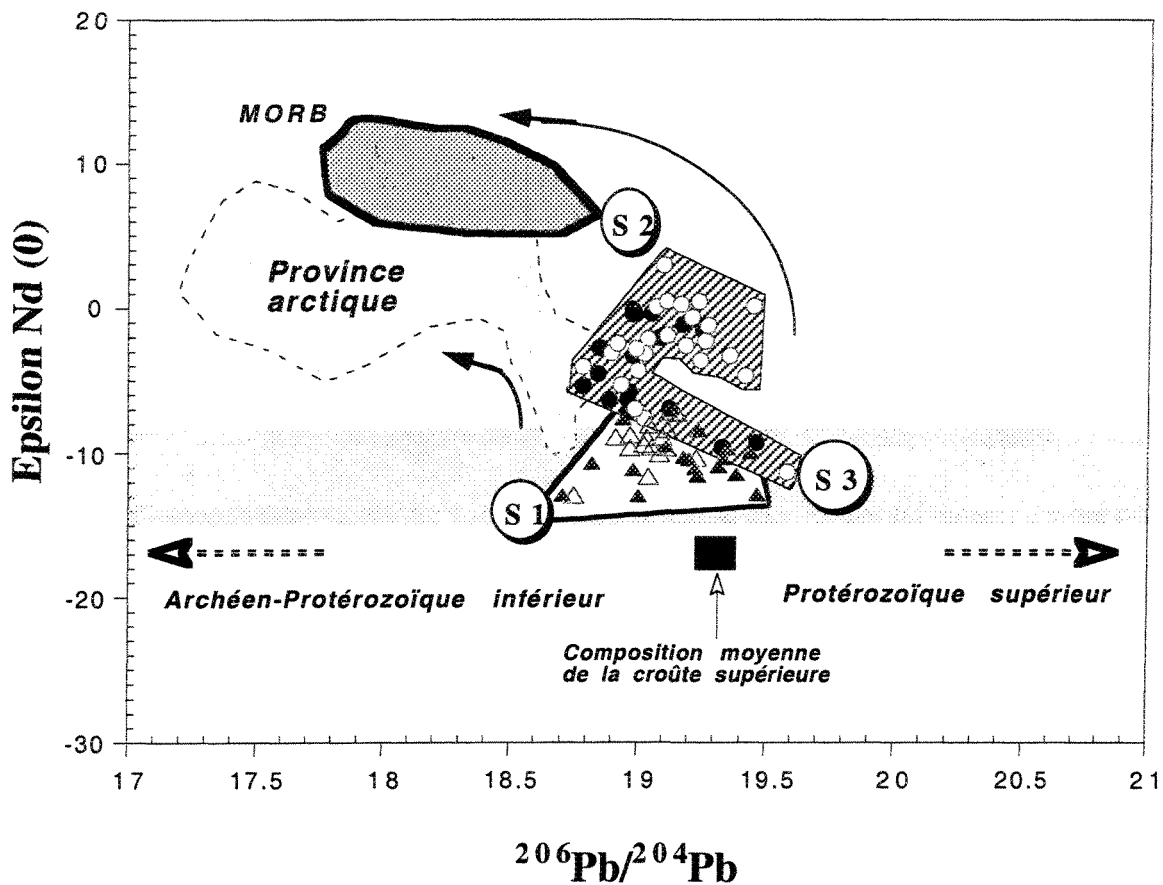


Fig. 24b: Diagramme de variation $\epsilon\text{Nd}(0)$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les symboles sont identiques à ceux de la figure 23. Les remarques sont valables à celles relevées pour la figure 24a. Il semble toutefois exister ici une tendance à l'enrichissement en ^{206}Pb avec l'élévation des valeurs de $\epsilon\text{Nd}(0)$ notamment dans certains dépôts des stades interglaciaires.

Ceci suggère que les roches de la région source correspondante ont la signature isotopique la plus supracrustale (c.à.d., des rapports $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ élevés et un faible rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) et un âge modèle moyen relativement plus ancien que celui des roches sources des composantes S1 et S2 (Fig. 25).

La relation entre le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et les rapports S/I et F/Q (Fig. 26) montre par ailleurs que les sources S1 et S3 possèdent des rapports S/I et F/Q relativement faibles (S/I ~ 5 et F/Q $\sim 0,3$), comparés à ceux de la composante S2 (S/I ~ 60 et F/Q ~ 2). Ceci semble être lié à la nature minéralogique et/ou à l'abondance de la fraction porteuse du Sr. Dans ce contexte, le Sr présent dans les sédiments de la dorsale serait disséminé, et plutôt adsorbé à la surface des minéraux argileux et feldspathiques. La source la moins radiogénique en Sr (c.à.d., S1) correspondrait donc, durant les stades glaciaires, à une dominance des illites et du quartz dont l'une des sources principales est l'altération des silicates issus de l'érosion des provinces continentales acides (cf. chapitre II-2.2; p. ex. Piper et Slatt, 1977; Grousset et al., 1982). Le caractère radiogénique (et détritique) très prononcé des sédiments des composantes S1 et S3, témoigne donc d'une érosion assez forte des régions sources felsiques, celles-ci étant alors émergées. En revanche, pendant les stades interglaciaires, cet ensemble serait dilué par un mélange de smectites et de feldspaths donnant ainsi au pôle S1 des compositions isotopiques inférieures à, ou proches, de celles de l'eau de mer moderne. Notons que les smectites, généralement issues de l'altération des matériaux basaltiques (Biscaye, 1965), sont particulièrement abondantes autour de la province islando-féroane et de la dorsale de Reykjanes (p. ex. Horowitz, 1974; Latouche et Para, 1976; Grousset et Chesselet, 1986). À cet égard, l'association des feldspaths avec les smectites pourrait être en relation avec leur nature mafique (c.à.d., feldspaths calciques ou plagioclases; p. ex. Ruddiman et Bowles, 1976; Hémond et al., 1993). Ceci amène à penser que l'association smectites-feldspaths et Sr non radiogénique ne vient pas du fait que cet élément soit même localisé sur ces minéraux,

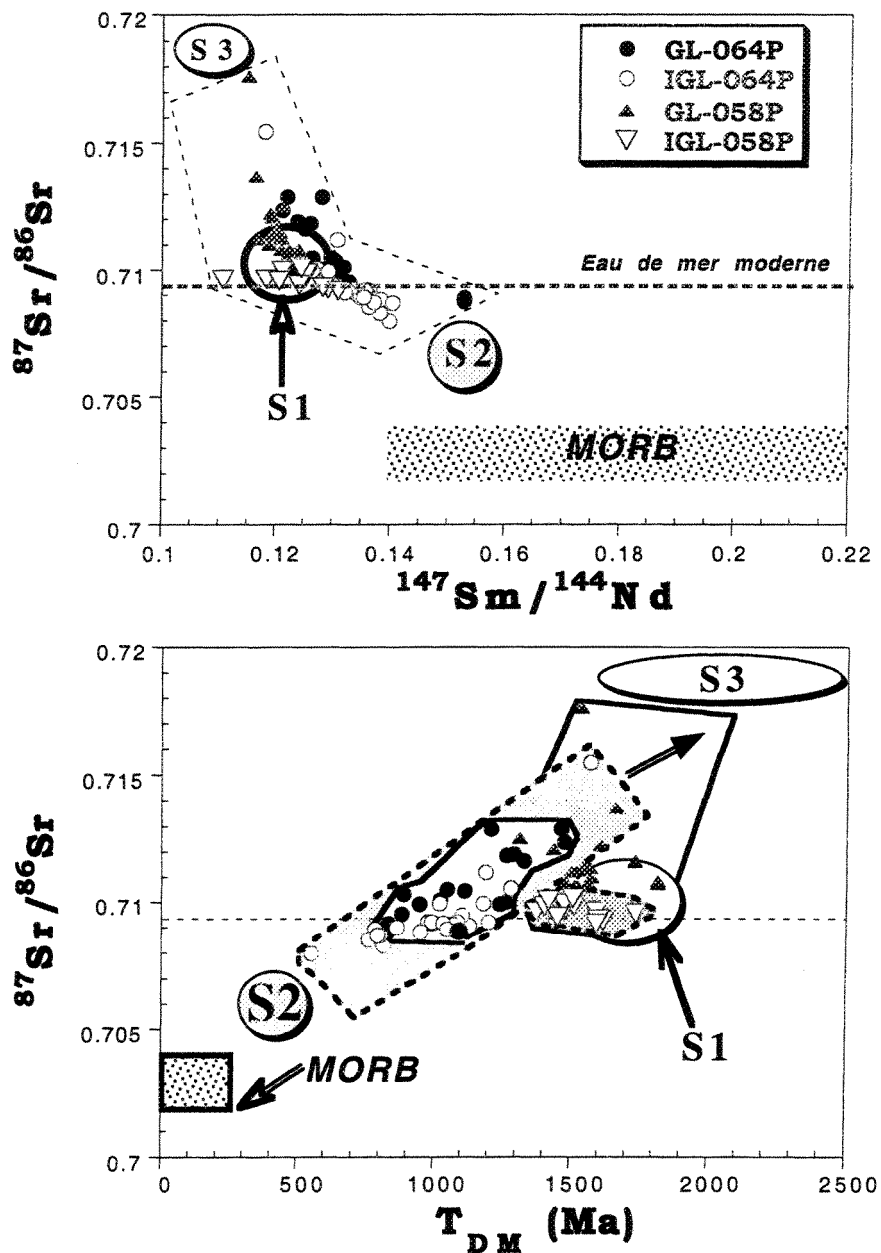


Fig. 25: Variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et des âges T_{DM} (Ma), différenciant le pôle à forte affinité mantellique des pôles à tendance crustale, et permettant d'interpréter la source correspondant au pôle S3 comme une composante supracrustale. Les symboles sont identiques à ceux de la figure 23.

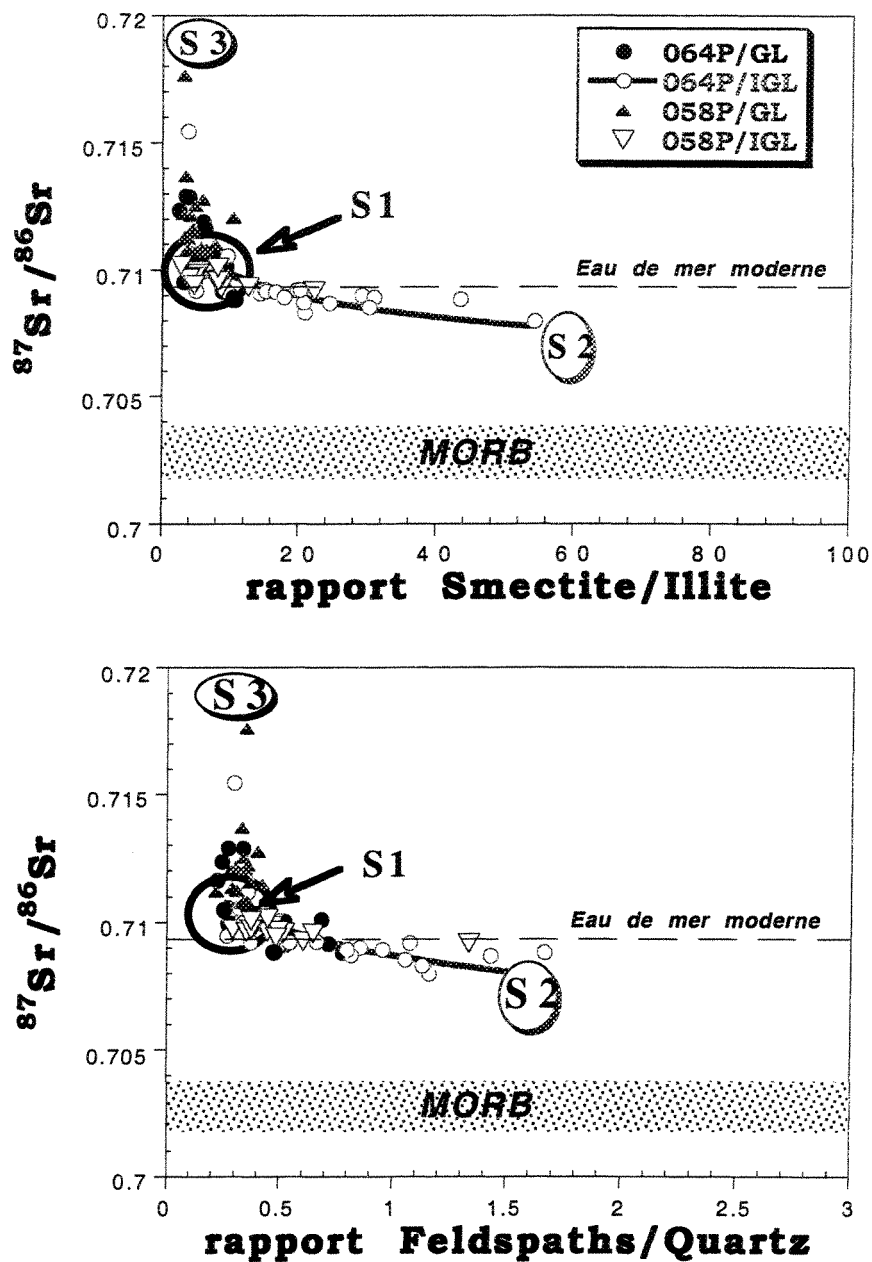


Fig. 26: Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction des rapports smectite-illite et feldspaths-quartz, indiquant un enrichissement de la composante S2 en smectites et feldspaths qui se traduit par des compositions en Sr inférieures à celles de l'eau de mer moderne.

mais plutôt de leur communauté d'origine. Ainsi, dans la région de la dorsale, les smectites et les feldspaths porteurs de signatures non radiogéniques en Sr marqueraient des apports locaux (Reykjanes) et/ou distaux (Islande-Féroes) via la masse d'eau profonde de l'Atlantique du Nord Est (cf. Fig. 1). L'étude de Lackschewitz et al. (1997) a montré que le cheminement vers la dorsale de Reykjanes de nombreux matériaux d'origine volcanoclastique -et donc précurseurs des minéraux argileux- obéit également à une dynamique de transport gouvernée par le mouvement et le délestage par des glaces de mer et icebergs en provenance des marges islandaises. Il n'est donc pas impossible qu'une partie des smectites et feldspaths ait été amenée par dérive des radeaux de glaces ("Ice rafting") à partir des grands glaciers ayant érodé les formations basaltiques du sud-Est groenlandais (cf. Baumann et al., 1993; Kuhle et al., 1993). En absence toutefois d'une grande variation isotopique selon la provenance des sources de smectites ou de feldspaths, on ne peut départager plus nettement les termes "émetteurs" possibles de ces deux minéraux dans les dépôts liés aux épisodes interglaciaires (soit la source S2). Ceci démontre dans une moindre mesure le caractère discriminant non suffisamment marqué des traceurs minéralogiques (Chamley, 1974), mais également de l'enregistrement des signatures isotopiques du Sr dans le sédiment.

Aussi, une question se pose à propos de la variabilité des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: nous avons relevé que "le Sr est structuralement lié à la fraction carbonatée" (cf. §. 1.1). On peut dans ce cas se demander si les compositions en Sr ne relèvent pas d'un phénomène simple de dilution liée aux carbonates (c.à.d., une contamination par l'eau de mer). Cependant, le contrôle que peut exercer les sources d'alimentation en sédiment, ici de nature sialique (c.à.d., pôle riche en illite) et mantellique (c.à.d., pôle riche en smectite), sur les compositions en Sr est particulièrement évident dans le diagramme de la figure 27. Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ observés ne sont jamais dans la seule limite de la composition isotopique de l'eau de mer moderne ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,7092$). Cette constatation étaye l'hypothèse selon

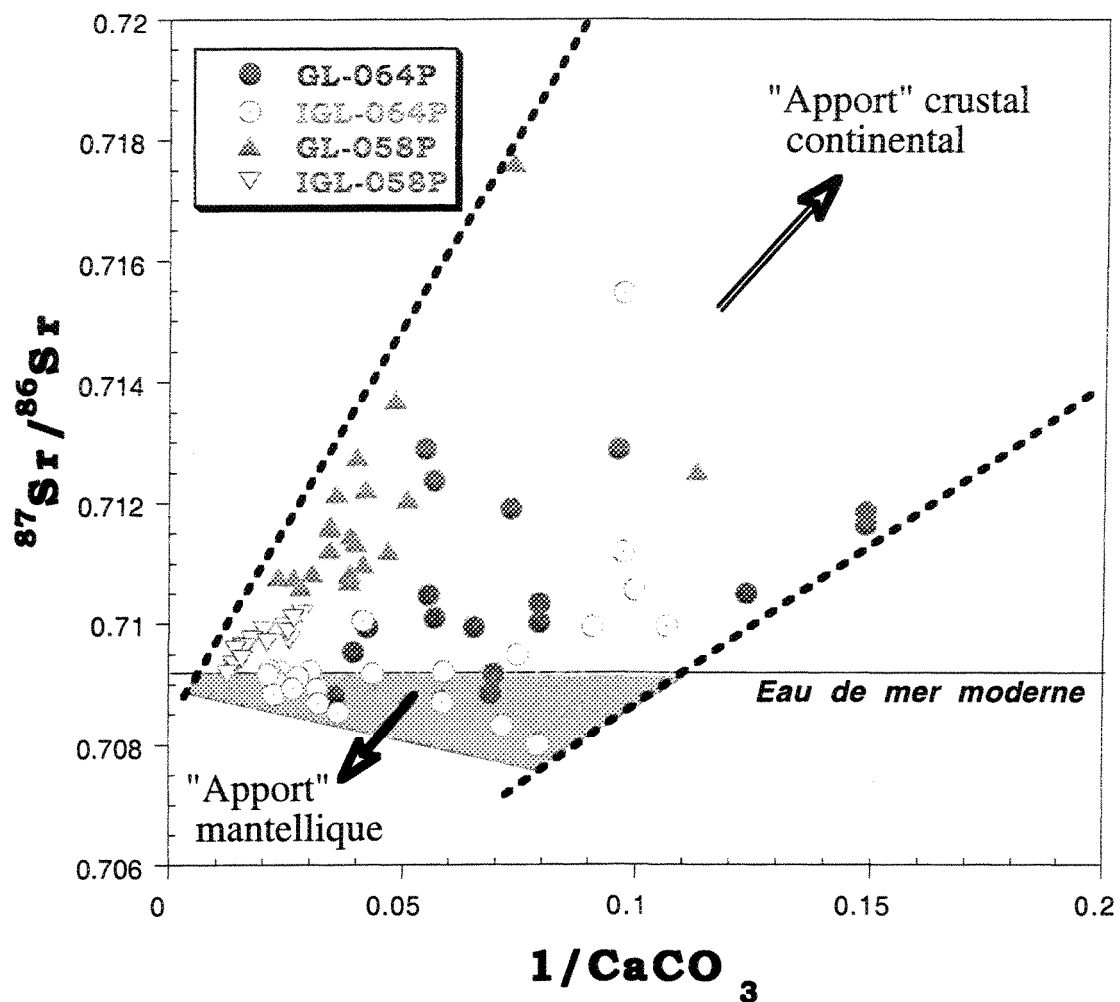


Fig. 27: Représentation graphique de la relation $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - CaCO_3 (%), révélant une certaine complexité: une proportion notable de strontium est liée à autre chose que la calcite (déviations par rapport à la composition de l'eau de mer moderne). Le comportement du Sr semble donc être une caractéristique de la présence des éléments détritiques acide et basique.

laquelle que le Sr dans le système est aussi lié à des composantes autres que des carbonates, comme l'ont montré Lackschewitz et al. (1994) dans les sédiments de la ride de Kolbeinsey.

Sur le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de l'inverse de la concentration en Nd ($1/\text{Nd}$; Fig. 28a), on peut distinguer les trois axes principaux de variance mis en évidence ci-haut. Le pôle S3, illustrant les sédiments isotopiquement les plus radiogéniques en Sr, présente des teneurs en Nd au moins supérieures à 30 ppm. Le pôle S2 (c.à.d., le pôle le moins radiogénique en Sr), quant à lui, met en évidence l'individualisation de deux familles dans la population des échantillons de dépôts interglaciaires de la carotte axiale 91-045-064P. La première famille présente des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ centrés sur des teneurs en Nd comparables à celles fournies par le pôle S3. La deuxième famille d'échantillons se caractérise par des $1/\text{Nd}$ compris entre 0,06 et 0,08, soit une concentration moyenne de 14 ppm. Enfin, le pôle n°1, que représentent les sédiments de la source S1, est rattaché à des teneurs en Nd anormalement basses ($\text{Nd} < 8$ ppm) pour des sédiments hémipélagiques (p. ex. Ben Othman, et al., 1989). Ici, on peut encore s'interroger sur la signification des teneurs (c.à.d., les "concentrations brutes non normalisées") en Nd. La conséquence de cette remarque est que toute variation des teneurs en Nd ne peut s'interpréter que par une "altération" de la mémoire géochimique initiale des sédiments due à l'interaction avec l'eau de mer, et donc des minéraux biogéniques authigènes (opale, calcite, ...). On peut ainsi attendre de ces phases minérales un effet d'enregistrement qualitatif et quantitatif des TR présentes dans leur milieu de croissance.

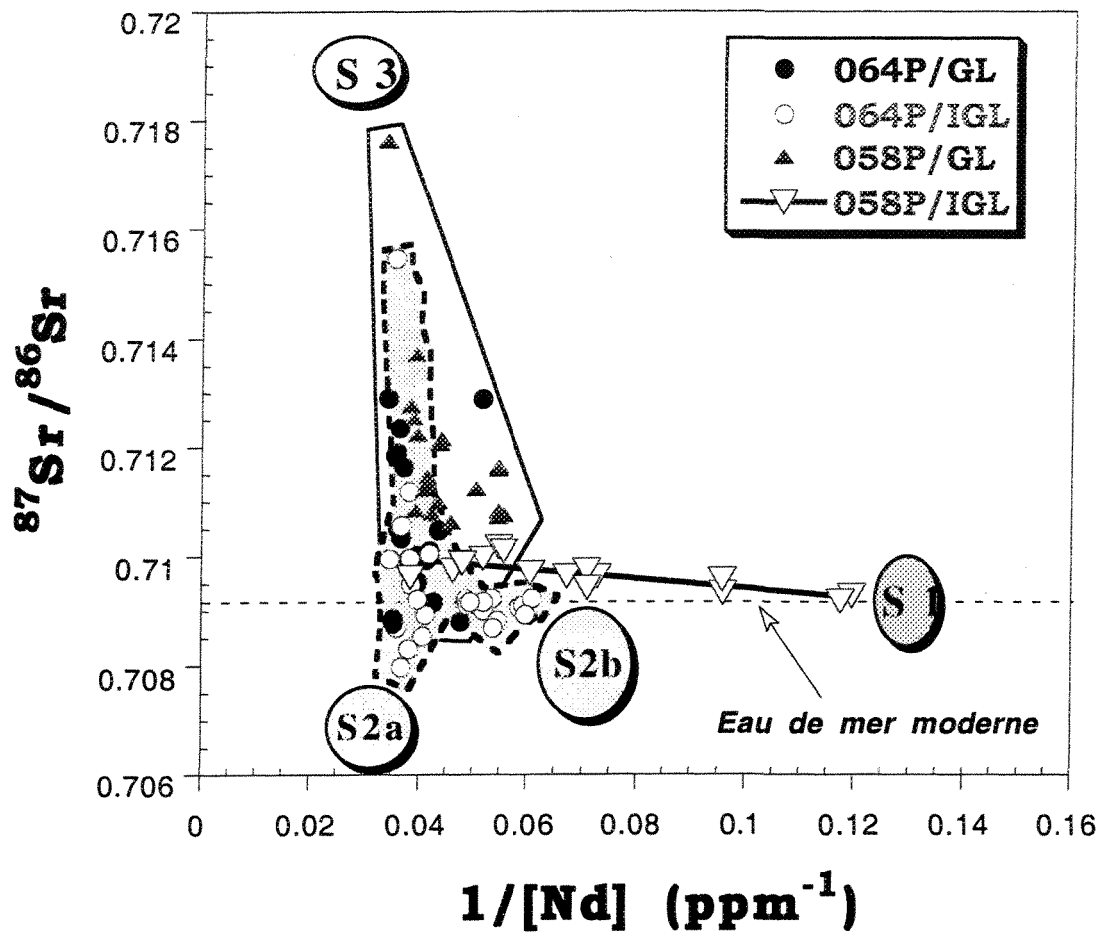


Fig. 28a: Diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de l'inverse de la concentration en Nd dans les séquences longues, différenciant les sédiments des stades glaciaires de ceux des stades interglaciaires des deux carottes, et permettant de séparer deux tendances évolutives au sein des sédiments du pôle S2 (S2a et S2b).

Au niveau qualitatif, la fraction carbonatée est capable de retenir les TR de l'eau interstitielle, notamment les plus légères (Zhong et Mucci, 1995; Jehl et Barszczus, 1996). Cependant, cette propriété serait due essentiellement à la phase orthorhombique aragonitique (Terakado et Masuda, 1988), plus qu'aux phases calcite et calcite magnésienne (Scherer et Seitz, 1980). Aussi, en milieu notamment alcalin marin, la précipitation des carbonates s'accompagne-t-elle que d'un très léger fractionnement Sm-Nd; les deux éléments appartenant au groupe des TR légères. Si cette interprétation ne se confirmait pas, il faudrait en effet revoir les résultats obtenus jusque là suite à des expériences de lavages ménagés avec les acides avant les déterminations isotopiques, puisqu'il faudrait également tenir compte du Sm et Nd "biohydrogénétiques".

Au niveau quantitatif, l'apport direct (c.à.d., le flux non adsorbé) de cette production minérale biogénique authigène aux teneurs initiales de la fraction détritique est sans doute beaucoup moins important qu'il ne laisse supposer. Rappelons-nous que l'eau de mer (c.à.d., la phase carbonatée moderne) présente une concentration en Nd de seulement d'un ordre de 2×10^{-12} g/g (Piepgras et Wasserberg, 1982; cf. §.1.2). Aussi du point de vue structure cristalline, l'opale ($\text{SiO}_2, n\text{H}_2\text{O}$) sous ses différentes formes (opale-A et lussatite; voir Cojan et Renard, 1997; p. 167) ne peut contenir que trop peu ou pas de Nd. Rossman et al. (1987) estiment à environ $1,5 \times 10^{-9}$ g/g le Nd piégé dans les structures minérales ou qui se trouve dans des phases solubles associés aux grains siliceux.

Toutefois, même si l'on suppose que les équilibres isotopiques (c.à.d., des échanges avec les phases authigènes biogéniques et silicatées qui en dérivent) aient été maintenus dans le système, les valeurs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [et $\epsilon\text{Nd}(0)$ et Pb/Pb; voir plus loin] sembleraient indiquer que les pôles définis ont tout au moins enregistré des signatures différentes de celle de l'eau de mer moderne (cf. §.1.1). On serait donc tenter de signaler que les rapports isotopiques permettent ainsi de "corriger" l'effet de la sous-évaluation des teneurs.

Ce type de raisonnement conduit ici à penser que les tendances observées traduisent probablement une hétérogénéité "isotopique et chimique", qui est en accord avec la présence d'au moins deux composantes non carbonatées (S2a et S2b) au niveau du pôle S2. L'importance de cette hétérogénéité "isotopique et chimique" due à l'effet des composantes détritiques peut être appréciée par l'examen de la figure 28b. Sur ce diagramme ($\epsilon\text{Nd}(0)$ vs $1/[\text{Nd}]$), on a reporté (i) les champs des sédiments du bassin d'Islande (Revel, 1995), (ii) les champs des basaltes tholéitiques de l'Est-groenlandais, du manteau source des basaltes islandais et du "pôle dorsale de Reykjanes" (cf. tableau 1). Rappelons que les faibles teneurs en Sm et Nd sont l'un des caractères géochimiques principaux qui distingue les MORB issus du rift de la dorsale de Reykjanes (c.à.d., le pôle MORB à faible teneurs en Nd) et de la péninsule à 65°N, des basaltes tholéitiques et alcalins islandais (Schilling, 1975; Taylor et al., 1997). Ce diagramme fait apparaître que outre les mêmes tendances observées précédemment qui sont encore plus nettement séparées, des différences qui ne peuvent pas s'expliquer par ces seuls processus de contamination carbonatée et opaline mais doivent être reliées à des compositions mantelliques et continentales différentes. Ainsi, les dépôts liés aux stades glaciaires, pauvres en smectites et plagioclases (cf. Fig. 26), sont porteurs de valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ relativement homogènes (-14 à +1) et s'alignent parfaitement. Le rectangle défini par ces analyses peut donc être interprété comme le résultat du mélange entre, d'une part, la source S2a et S3, et une sous-composante de la source crustale S1 (S1a) d'autre part, mais à $1/\text{Nd}$ plus bas (entre 17 et 28 ppm de Nd). Les dépôts liés aux stades interglaciaires ont au contraire des compositions en Nd qui se situent entre le pôle S3 et trois pôles marqués respectivement par les sous-composantes S2a, S2b et S1b. Les deux pôles S2a et S2b présentent un fort $\epsilon\text{Nd}(0)$, confirmant ainsi une entrée principalement "mantellique" pouvant correspondre aux contributions respectives de la province islandaise (S2a: pôle MORB à fortes teneurs en Nd et/ou des formations basaltiques du sud-Est groenlandais) et de la

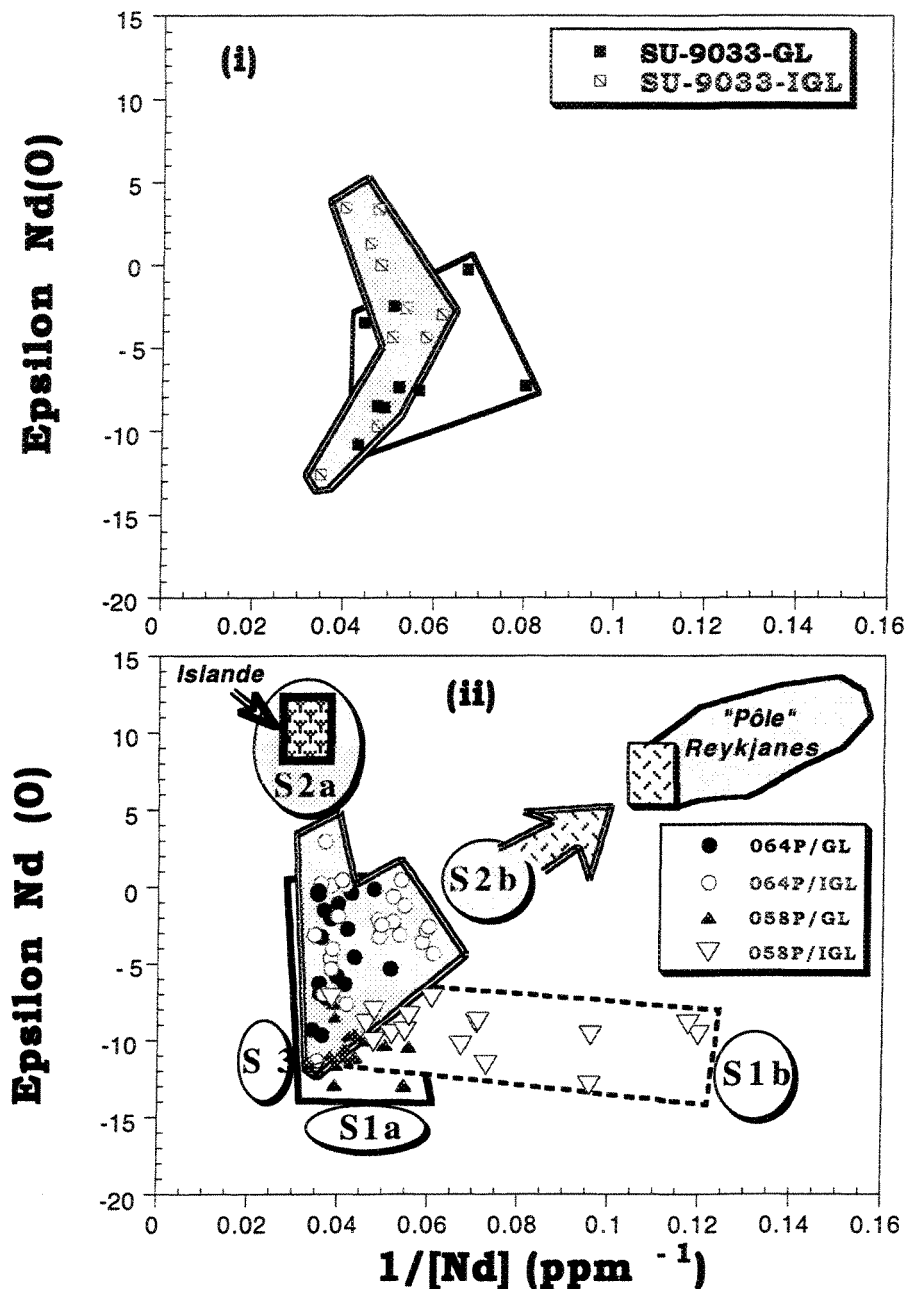


Fig. 28b: Diagramme $\epsilon_{Nd}(0)$ en fonction de l'inverse de la concentration en Nd dans les séquences longues avec report des domaines des sédiments du bassin de l'Islande (Revel, 1995), de la dorsale et de l'Islande, accentuant les différences observées sur la figure 28a, et permet d'interpréter S2a et S2b comme un apport respectif de l'Islande et de la dorsale. On notera que les données du bassin d'Islande sont, par souci de clarté, représentées à part.

dorsale de Reykjanes (S2b: pôle MORB à faibles teneurs en Nd). On constate cependant que les dépôts liés aux stades interglaciaires de la carotte 91-045-058P ont une distribution assez différente des autres groupes. Alors que les plus radiogéniques en Nd demeurent pour la plupart au sein de la corrélation Islande-S3/S1a, les moins radiogéniques (soit S1b) ont en revanche des teneurs en Nd (ainsi, comme nous l'avons déjà vu, que des rapports S/I , F/Q et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; Figs. 26 et 28a) assez comparables aux caractéristiques des matériaux issus de la dorsale de Reykjanes. Ceci permet de conclure que leur dispersion selon l'axe défini par la source S1b peut s'expliquer par une participation plausible, en proportions différentes, des sources S3 et S2a mais surtout de la source S2b. En conséquence, le phénomène de l'évolution des compositions isotopiques en Nd pour ces sédiments reste un processus de mélange par ajout de matériaux fins de la dorsale riches en smectites et feldspaths, mais pauvres en Nd. Or, le pôle correspondant (S1b) est caractérisé par des $\epsilon\text{Nd}(0)$ relativement bas, compatibles eux aussi avec une contribution de type croûte continentale à leur source. D'autres apports détritiques, avec des rapports isotopiques en Nd inférieurs à ceux des matériaux de la dorsale (voire même une source S3b) doivent donc être considérés pour expliquer l'évolution de tels produits de mélange.

En effet, dans les diagrammes Pb-Pb (Figs. 29), il apparaît qu'une partie des échantillons de la composante S3 présentent des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~39,50-39,90), et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~15,75) élevés, mais plus bas en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~19,10-19,20). La figure 29 montre également que les sédiments de la source S2 ont, dans leur ensemble, des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ identiques aux valeurs caractérisant la croûte moyenne ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ~38,63; Stacey et Kramers, 1975), mais des $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ généralement plus faibles. Ceci suggère -et confirme également- la contribution, au niveau du pôle S2, d'un plomb non radiogénique issu d'une composante de type mantellique. Or, les termes les moins radiogéniques en ^{206}Pb , tous représentés par les sédiments des composantes S1a et S1b, présentent des valeurs du

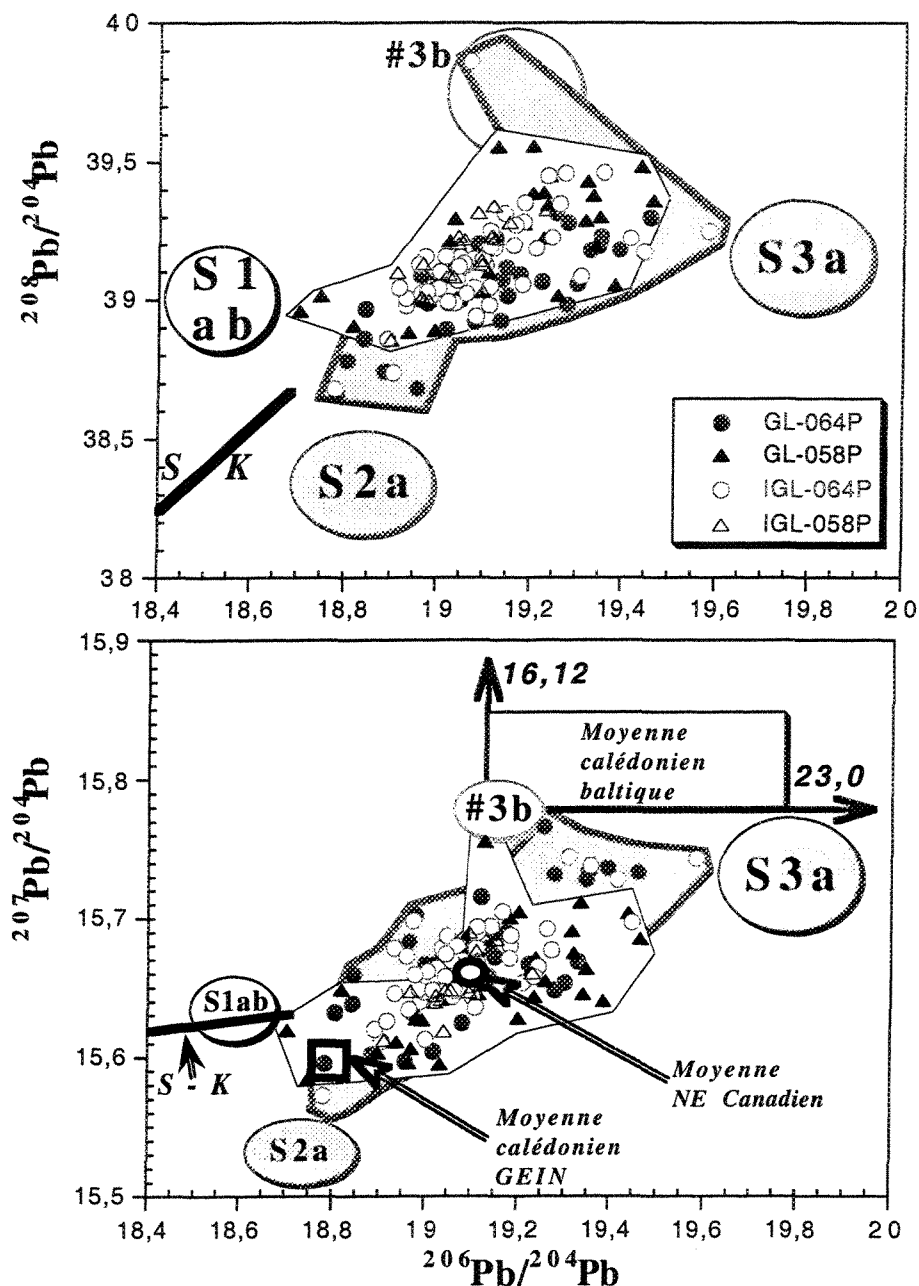


Fig. 29: Diagrammes Pb-Pb mettant en évidence l'existence de deux composantes S3 (S3a et S3b), et permettant de différencier le pôle S1b du pôle mantellique S2. La droite notée S-K est définie comme la droite d'évolution de la composition moyenne de la croûte continentale (Stacey et Kramers, 1975). Les apports correspondant au pôle S3b peuvent être reliés aux provinces distributrices nordiques plutôt qu'à la composante nord-est canadienne compte tenu de leurs rapports radiogéniques en $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Les moyennes GEIN, NE Canadien et calédonien/baltique sont de Winter et al. (1997).

rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ qui sont du même ordre de grandeur que celles de la croûte moyenne (respectivement 15,62 et 15,63; Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), mais des rapports $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nettement supérieurs (respectivement 39,00 et 38,63; Diagramme $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Le pôle S1b, défini par les sédiments des stades interglaciaires de la carotte 91-045-058P, peut donc être interprété comme étant la trace isotopique d'un Pb, Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ~0,710) et Nd ($\epsilon\text{Nd}(0)$ ~-15,0) d'origine crustale continentale.

On retiendra principalement donc de cette évaluation des sources des sédiments pléistocènes de la couverture sédimentaire de la dorsale de Reykjanes, entre 58° et 60°N, que:

(i) Les dépôts détritiques liés aux stades glaciaires sont dans l'ensemble le résultat de mélanges impliquant une contribution importante de la province basique islando-thuléenne et des produits de l'érosion des roches felsiques de deux sources continentales (S1a et S3).

(ii) Les dépôts détritiques liés aux stades interglaciaires de la carotte prélevée dans la zone axiale 91-045-064P marquent un mélange entre le pôle "acide" S3 et la province islando-thuléenne (S2a) d'une part, et les basaltes du rift de la dorsale de Reykjanes (S2b) d'autre part.

(iii) Le dernier pôle S1b, représentatif de l'évolution des dépôts interglaciaires de la carotte 91-045-058P du flanc ouest, possède des caractéristiques, apparemment contradictoires, de rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faibles, à peine supérieurs à ceux de la source "basique" S2, et par contre des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ extraordinairement bas (Fig. 24). Nous suggérons ainsi que ces dépôts résulteraient d'un processus de mélange entre un pôle mantellique (islando-thuléen-Reykjanes) et deux pôles crustaux S3b et S1b, ce dernier imposant sa signature isotopique à l'ensemble.

Mais, à quoi correspondent les composantes d'origine crustale continentale S1 et S3? Dans les diagrammes $\epsilon\text{Nd}(0)$ en fonction des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 24), les compositions isotopiques du Nd des composantes S1 et S3 se répartissent essentiellement selon un nuage de points situé entre des valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ allant de -15 à -7. Ceci nous donne une médiane nettement supérieure à la composition moyenne de la croûte supérieure ($\epsilon\text{Nd}(0) = -16,7$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,716$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19,30$; Goldstein et Jacobsen, 1988; voir également Winter et al., 1997). Autrement dit, l'apport détritique lié directement aux composantes crustales d'âge Archéen est mineur dans le système qui reste dominé presque exclusivement par des apports en provenance des ceintures orogéniques du Protérozoïque et/ou du Phanérozoïque. Deux sources potentielles peuvent dans ce cas y être majoritairement impliquées (tableau 1): (i) les provinces calédoniennes du Groenland, de l'Écosse, de l'Irlande et de la Norvège (GEIN); et (ii) les ceintures hercyniennes-Appalaches et/ou les sédiments calédoniens et du socle du bouclier baltique.

Nous avons vu à travers le tableau 1 (cf. Chapitre 2) que les rapports isotopiques du Sr ne permettent pas une différenciation nette entre les sources potentielles du matériel continental. De telles limitations apparaissent aussi pour les valeurs moyennes de $\epsilon\text{Nd}(0)$ qui semblent se recouvrir partiellement au sein même des provinces géologiques répertoriées. On peut donc constater que ces observations fournissent immédiatement une contrainte et sur la "typologie" des provinces sources et sur la vraie signification géochimique des compositions isotopiques en Nd attribuées aux différents pôles, lorsque l'on sait que des sources hétérogènes (c.à.d., des roches d'âges variés et issues de recyclage d'orogènes successifs) sont impliquées dans la région. En comparaison, la géochimie isotopique du Pb montre ici toute sa puissance d'investigation. L'existence de trois couples radioactifs, fait en effet de la systématique U-Th-Pb la seule méthode géochimique qui permette d'approcher l'âge d'un magma autant que de déterminer un paramètre géochimique ($^{238}\text{U}/^{234}\text{Pb}$) de sa région source.

Aussi, était-il démontré que les compositions isotopiques en Pb de la croûte inférieure et ses orogènes, et en particulier des faciès granulitiques (p. ex. Zartman et Doe, 1981), diffèrent largement des compositions observées dans les roches supra-crustales. Ceci est interprété comme le résultat de la migration de l'uranium vers la surface pendant la déshydratation de la croûte inférieure et son métamorphisme.

On comprend, intuitivement, qu'entre tous les terrains calédoniens des continents circonvoisins de l'Atlantique Nord (cf. tableau; Figs. 4a et 5) les possibilités de caractérisation isotopique tiennent au fait que les provinces qui se sont développées sur, ou adjacentes à, des terrains archéens ou protérozoïques granulitiques montrent des rapports U/Pb inférieurs et Th/U supérieurs à ceux des faciès amphibolites ou schistes verts. À l'opposé, les chaînes calédoniennes qui se sont développées sur -ou adjacentes à- des socles précambriens non appauvris en U auraient tendance à donner des rapports U/Pb et Th/Pb plus hauts et Th/U plus bas. Suivant la même logique, cette grande différence entre les terrains issus de l'évolution des croûtes continentales appauvrie et enrichie en U devrait se traduire, en temps intégré, respectivement par des rapports isotopiques Pb/Pb moins radiogéniques et beaucoup plus élevés radiogéniques. Nous remarquons enfin que, dans les diagrammes d'évolution des isotopes du Pb, l'amplitude des variations des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est tout aussi un argument de taille qui permet d'exclure ou d'intégrer les contributions provenant des sources ayant par exemple un même rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Sur ces critères, l'on peut ainsi attribuer aux faibles rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (~18,60) et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{P}$ (~15,62) des sédiments de la source S1 un apport de plomb en provenance des chaînes calédoniennes GEIN (tableau 1). Compte tenu cependant du faible rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~0,710) qui les caractérise, les apports dont les sédiments de la source S1 dérivent ne semblent être que très peu influencés par des signatures calédoniennes des côtes orientales de

l'Atlantique Nord. Une compilation récente (Revel, 1995) montre en effet que les roches acides issues de ces régions sont en général marquées par des valeurs élevées de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (en moyenne $> 0,720$). On est par contre tenté de dire que les sédiments du pôle S1 avaient une origine saint-laurentienne, puisque dans un diagramme $\epsilon\text{Nd}(0)$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Grousset et al., 1993), les sédiments du pôle S1 ont une composition proche de celle de cette région source [$\epsilon\text{Nd}(0) \sim -14$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,713$]. Mais nous pouvons remarquer que du point de vue composition en ^{206}Pb , les deux types de signatures (pôle S1 vs NE-américain-Grenville) sont nettement différentes; les terrains du Grenville étant en effet caractérisés par un rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ moyen de ~ 17 (Gwiazda et al., 1996a et b). En revanche, les sédiments du pôle S1 possèdent une signature crustale en Pb ($\sim 18,60$) et Sr ($\sim 0,710$) extrêmement claire des roches du Protérozoïque du Groenland ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,4$ à $18,88$ et $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,712$; tableau 1). Ceci signifie que la partie supérieure de la croûte continentale, constituant la source du plomb intégré dans les roches à l'origine des dépôts S1, serait tout au plus d'âge Protérozoïque inférieur et est probablement située au Groenland.

Mais qu'en est-il des deux pôles S1a et S1b?

Y'a-t-il des possibilités de mélanges bipolaires dans la région?

En effet, le Groenland (cf. Fig. 5) est occupé par des roches d'âges très variés (cf. Vidal, 1994). Le sud, en particulier, est occupé par des roches gneissiques à 1,9 Ga, et l'Est par l'orogène calédonien. À l'extrême-Sud-Est des complexes lités du type Skaergard, à l'instar des provinces tholéitiques du centre-Sud-Est, sont liés à l'ouverture de l'Atlantique. L'ensemble de ces formations géologiques (p. ex. Patchett et Bridgwater, 1984; Taylor et al., 1992; Kalsbeek et al., 1993; 1995; Bernstein et al., 1998; Fitton et al., 1998a et b) présentent en général des valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$ de -25 à $+5$. Les concentrations en Nd sont également très variables et donnent des valeurs de 3 à 120 ppm (tableau 1 et Fig. 30). Il s'en suit que si l'origine de la source des sédiments S1 est également en accord avec le contexte

hydrologique, les caractéristiques requises pour les sous-composantes S1a et S1b doivent être liées à cette diversité isotopique, géochimique et donc pétrologique des terrains est-groenlandais.

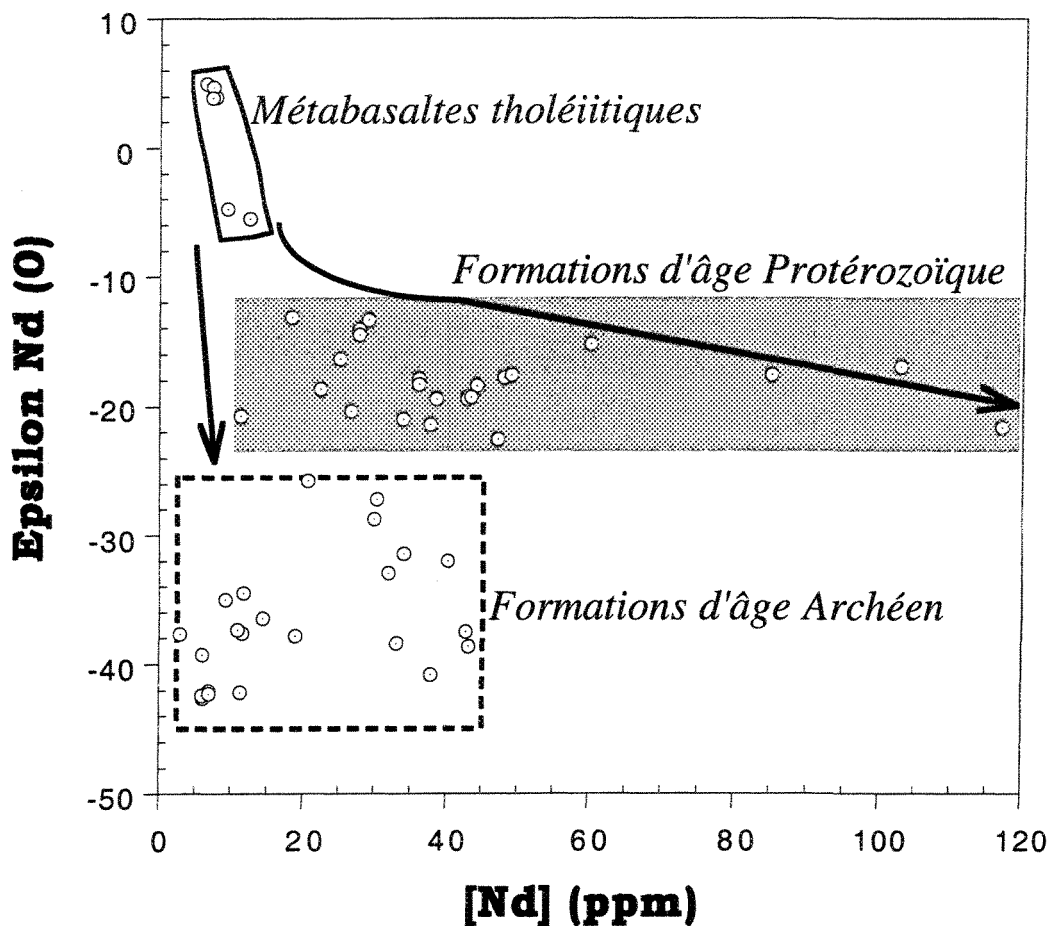


Fig. 30: Variations de compositions isotopiques et de concentrations en Nd en fonction des principales provinces pétrologiques de l'Est-Groenland (Patchett et Bridgwater, 1984).

À la différence des produits à dominance groendanaise (soit le pôle S1) et, dans une moindre mesure, de ceux des ceintures orogéniques appalachiennes ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,80-19,20$; voir figure 28b), les produits dérivant des régions baltiques sont extrêmement enrichis en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 23$). Ceci signifie que ce matériel pourrait bien être représentatif d'un environnement de la partie la plus supra-crustale de la croûte et par conséquent de la sous-composante S3a. L'impact potentiel de l'apport baltique est ainsi testé en prenant un apport en Pb fourni par les terrains sud norvégiens, puisqu'ils sont formés de sédiments calédoniens et du socle du bouclier Baltique (p. ex. Andersen, 1997). Sur les diagrammes de synthèse de la figure 31 [$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = f(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$], les domaines isotopiques des terrains circonvoisins de l'Atlantique Nord sont reportés pour confirmer ou infirmer leur participation dans l'apport particulière sédimentaire du pôle S3. À première vue, seules certaines composantes norvégiennes peuvent rendre compte des enrichissements importants de la source S3 en ^{206}Pb et ^{207}Pb - ^{208}Pb . Comparativement donc à un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $\sim 0,720$ et $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ~ 20 assez proches de ceux des sédiments calédoniens et du socle baltique, on en déduit que l'origine des roches sources responsables des compositions isotopiques notamment très enrichies en ^{206}Pb (soit le pôle S3a) est à rechercher dans les formations supracrustales du bouclier baltique (tout au plus les régions scandinaves).

Cependant, faut-il rappeler que si les sédiments de la source S3a sont plus radiogéniques en Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 20$) et en Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0,725$), ils marquent tout de même un enrichissement en ^{143}Nd [$\epsilon\text{Nd}(0)$ moyen $\sim -12,5$] par rapport à la moyenne baltique. Ce trait pourrait être relié à l'influence d'une source plus radiogénique en Nd qui aurait des caractéristiques isotopiques (Pb et Sr) identiques à celles du pôle S3b. Le pôle S3b a, rappelons-le, des compositions isotopiques en Nd [$\epsilon\text{Nd}(0)$ moyen ~ -8 ; Fig. 28b] et Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 19,10-19,20$; Fig. 29) qui témoignent d'une influence marquée des sédiments issus des terrains d'âge Paléozoïque supérieur (c.à.d., les ceintures hercyniennes et/ou

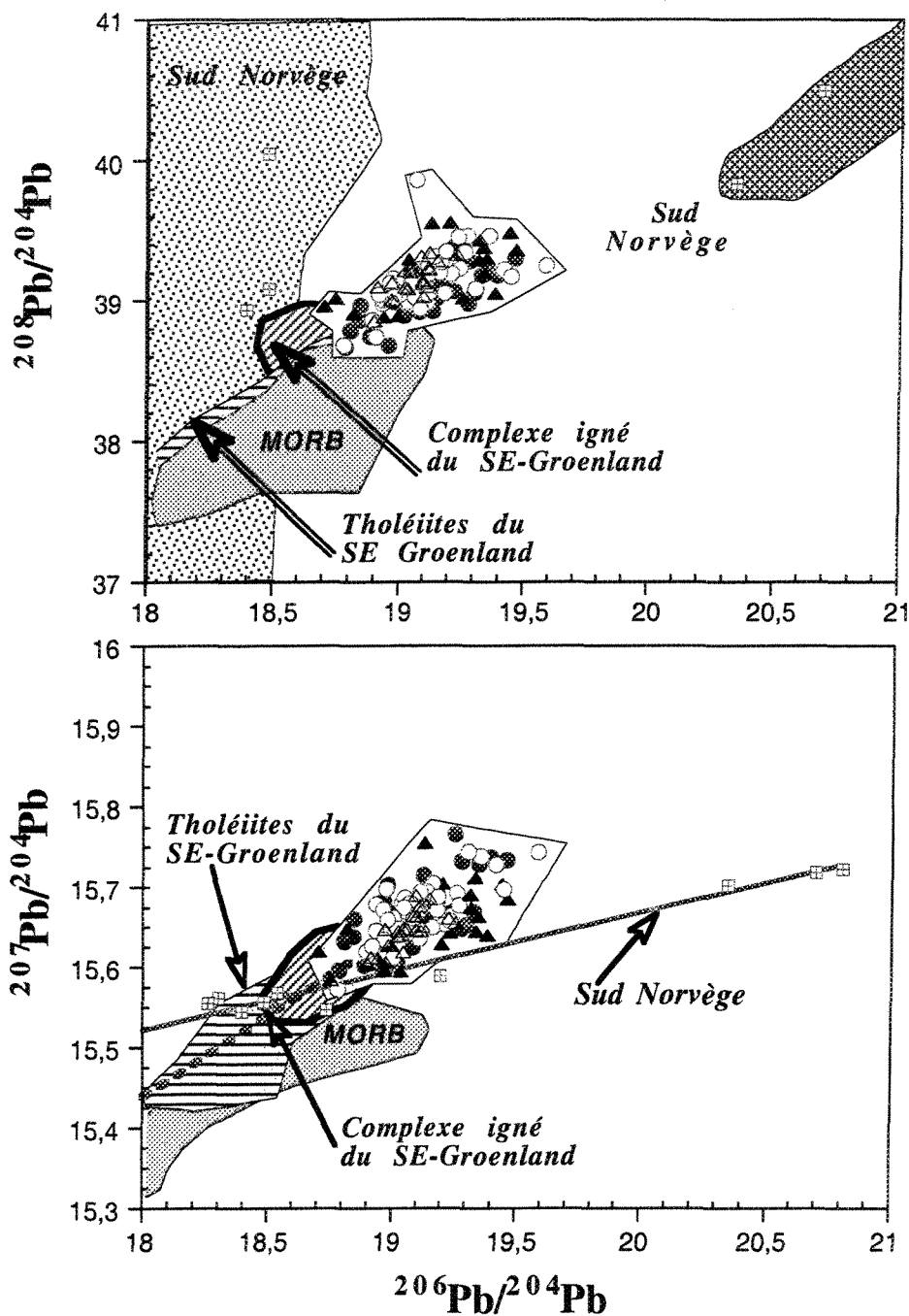


Fig. 31: Diagrammes de synthèse Pb-Pb comparant les différents pôles définis et les différentes sources basiques et acides. Noter la superposition de la composante groenlandaise au pôle S1 et un alignement des composantes baltique et basique sur les pôles S3 et S2, respectivement.

appalachiennes; cf. tableau 1). Les sédiments de la sous-composante S3b s'en distinguent cependant des apports issus du NE-Américain (soit des Appalaches) par leurs compositions isotopiques enrichies en ^{207}Pb ($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15,75$; voir diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de la figure 29). Un autre argument en faveur de cette interprétation serait que la signature moyenne en Nd [$\epsilon\text{Nd}(0) \sim -3$; tableau 1; p. ex. Barr et Hegner, 1992] des chaînes appalachiennes est plus radiogénique que celle des roches sources devant être responsables des dépôts du pôle S3b. Par contre, la composition en Nd du pôle S3b [$\epsilon\text{Nd}(0) \sim -8$] peut avoir été marquée par des apports probablement issus des sources hercyniennes de l'Europe. En effet, dans le diagramme $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$ en fonction de $\epsilon\text{Nd}(0)$ (Fig. 32), les compositions hercyniennes de l'Europe (et certains granites des Îles britanniques) peuvent refléter un caractère enrichi d'une source felsique à haut rapport Sm/Nd et Rb/Sr [pour tout détail sur le $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$, voir p. ex. DePaolo et Wasserburg, 1976; McCulloch et Wasserburg, 1978; Faure, 1986]. Revel (1995) a étudié la carotte SU-9033 ($64^{\circ}34'\text{N}$, $22^{\circ}05'\text{W}$; 2370 m; voir également Fig. 28b-i) localisée dans le bassin d'Islande, à l'est de la dorsale. Les résultats Sr-Nd obtenus semblent démontrer -et qu'ils confirment en outre- que les termes-sources des apports au niveau de cette région se répartissent entre des provinces scandinaves et britanniques, soit donc un mélange entre les deux sources. Malheureusement, nous ne disposons pas de données Pb/Pb sur roches totales des régions côtières anglaises pour ainsi discuter de l'exactitude de cette observation.

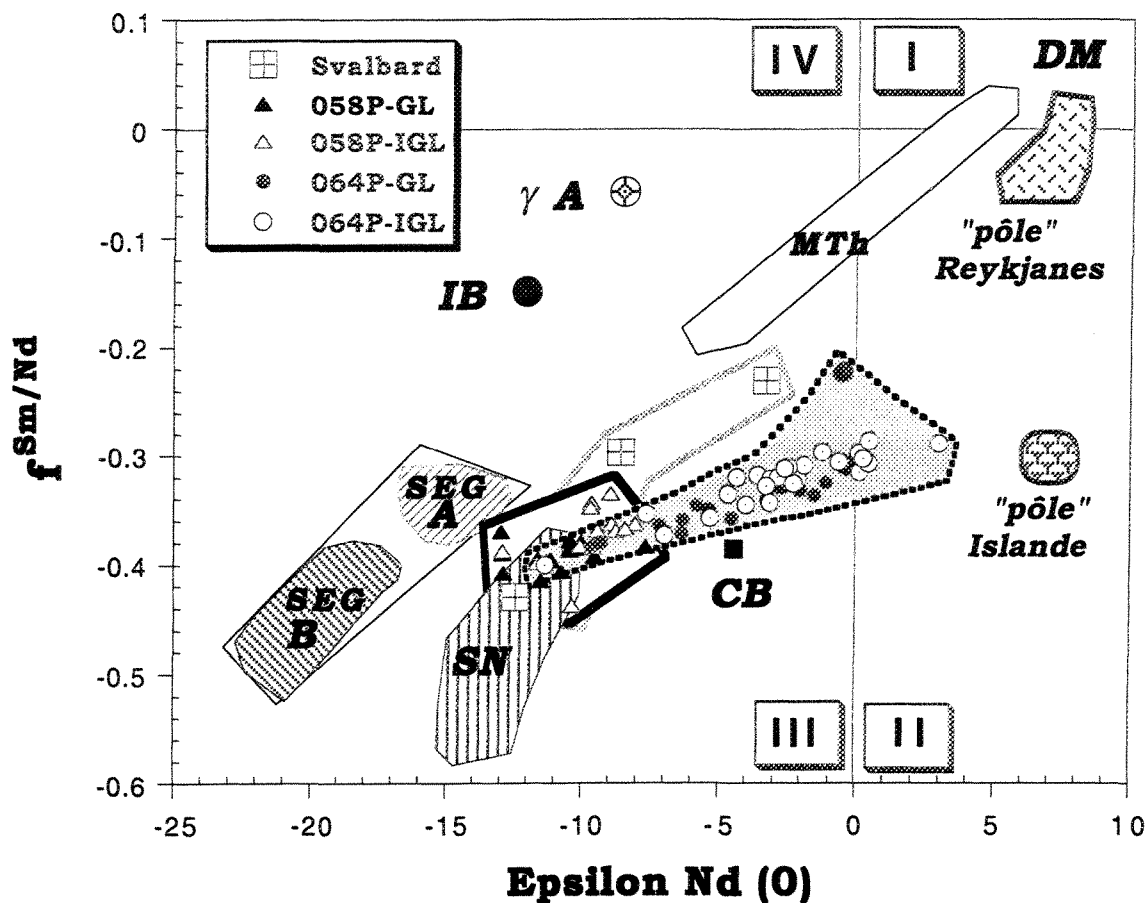


Fig. 32: Diagramme $f^{Sm/Nd}$ - $\epsilon Nd(0)$ pour les sédiments des deux séquences longues, permettant la comparaison de leurs signatures avec les domaines des sources définies dans le tableau 1. $f^{Sm/Nd}$, désignant le fractionnement Sm/Nd par rapport au réservoir chondritique uniforme (CHUR), est calculé selon la formule $f^{Sm/Nd} = [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{mesure}/(^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR} - 1]$; la valeur actuelle de CHUR est de 0,1967 (DePaolo, 1988). Les deux droites, horizontale et verticale, représentent les valeurs de CHUR (0) et séparent les réservoirs appauvri (valeurs positives) et enrichi (valeurs négatives) en Nd. Les domaines I, II, III et IV correspondent respectivement au manteau appauvri (DM), les roches dérivées du manteau (OIB), des roches à fortes incorporation de matériel crustal continental et aux produits d'altération polyphasés. SN = Sud Norvège (Andersen et al., 1997); SEG = SE-Groenland [les notations A et B évoqueraient les valeurs élevées et basses de T_{DM} et donc l'âge des formations (cf. Fig. 30 et Hemming et al., 1998). SEG A et B correspondraient, par ailleurs, aux pôles S1b et S1a, respectivement); MTh (métabasaltites tholéitiques) [Patchett et Bridgwater, 1984]; CB = "Cape Breton" (Barr et Hegner, 1992); IB = Îles Britanniques et γA = granites anglais (Davies et al., 1985).

Néanmoins, étant donné que des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de $\sim 18,8$ à $19,2$ indiqueraient une source dont les roches sont probablement issues des terrains d'âge Phanérozoïque, comme les chaînes des Appalaches, un rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé ($\sim 39,50$ - $39,90$) attesterait la participation d'un matériel détritique anciennement contaminé par un composant crustal. Celui-ci serait par contre issu d'une source avec une valeur de μ assez basse, par exemple des roches granulitiques anciennes (voir p. ex. Bjørlykke et al., 1993). La source des sédiments de la composante S3b a donc un caractère très enrichi en Th, plus contaminée par des apports divers en Nd issus de la croûte felsique que les terrains appalachiens, comme le suggère le diagramme de la figure 32. Si on admet cette "typologie", la plus vraisemblable, les provinces GEIN des côtes plus nordiques de l'Atlantique du Nord Ouest apparaissent alors comme des sources potentielles.

L'étude de Peucat et al. (1989), sur la base des données U-Pb, Sr et Nd, indique que de nombreux affleurements de roches d'âge Protérozoïque supérieur et Paléozoïque inférieur au niveau des Svalbard-Spitsbergen (voire même dans d'autres régions de l'océan Arctique tel que le NE-groenlandais; p. ex. Patchett et al., 1999) dériveraient partiellement de la refusion des anciennes croûtes archéennes et d'un matériel relativement pauvre en U. Les compositions isotopiques en Sr et Nd obtenues pour l'ensemble des roches analysées par ces auteurs donnent des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,709$ - $0,724$ et $\epsilon\text{Nd}(0)$ variant de -12 à -3 . Ces caractéristiques, en accord avec le diagramme de la figure 32, seraient les plus proches de celles du pôle S3b. Nous suggérons donc que l'alignement observé entre les pôles S1b et S3b (Fig. 28b) témoignerait de mélanges complexes entre des composantes acides et probablement basiques provenant des zones arctiques. D'ailleurs, Larsen et al. (1994) signalaient que: "At least 50% of the gravel clasts in each diamictite consist of gneiss and granite from the Precambrian basement terrain of southeastern Greenland. Basalts clasts are also abundant and were likely derived from thick Tertiary basalts exposed on the inner shelf

and along the coast to the north. Other less frequently encountered lithologies include schist, limestone, and sandstone, which were probably transported from the fjord zone on northeastern Greenland".

Ainsi, les composantes détritiques acides et felsiques des sédiments de la dorsale de Reykjanes représentent un mélange entre des matériaux issus majoritairement des terrains du Protérozoïque inférieur représenté par le pôle groenlandais S1 d'une part, et du Protérozoïque supérieur à Paléozoïque, représenté par un pôle mixte baltique-Europe-arctique S3 d'autre part (cf. Fig. 24). L'absence -ou plutôt- "l'effacement" des signatures archéennes pourraient s'expliquer par un "cerbère" fort géographique et l'hydrologie dans la région d'étude qui ne favorisait que des terrains relativement plus jeunes. En effet, un important apport des sources mantelliques -et donc juvéniles- aurait pour résultat de faire "remonter" les $\epsilon\text{Nd}(0)$ vers leurs valeurs les plus supracrustales (Fig. 24). En revanche, tout apport massif de roches anciennes d'âge Archéen [$\epsilon\text{Nd}(0)$ moyen de ~ -30] avec très peu d'éléments de nature mantellique, notamment dans le flanc ouest de la dorsale, aurait donné des compositions en Nd bien plus faibles [c.à.d. des $\epsilon\text{Nd}(0)$ tout au moins de l'ordre de -20] que celles mesurées. Les épigones de cette analyse seraient ici le cas des carottes HU 91-045-013P et HU 91-045-094P, toutes situées dans le bassin labradorien, qui donnaient respectivement des valeurs moyennes de $\epsilon\text{Nd}(0)$ de -17 et -21 (Innocent et al., 1997). Le site HU 91-045-094P est assez proche des côtes de Terre-Neuve. N'était l'ensemble des points de mesures [$\epsilon\text{Nd}(0)$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$] obtenus sur les deux carottes (013P et 094P) définissent un domaine nettement sécant aux pôles régionaux (c.à.d. le bouclier Nord américain et les croûtes panafricaine et varisque; cf. Fig 7. *id.*), il serait "irénique" que les auteurs n'ont pas pu mettre en évidence -voire insister sur- la dominance des signatures "juvéniles" des Appalaches et du Saint-Laurent-Grenville. À moins d'accepter qu'il ne s'agisse d'un artefact analytique ou que les pôles de référence étaient mal définis!

Dans un cadre plus régional, signalons toutefois que des résultats assez comparables aux nôtres ont été obtenus par Winter et al. (1997) dans une étude isotopique (Pb-Sr-Nd) des sédiments (décarbonatés) du Cénozoïque de l'océan Arctique. Nos données rejoignent et complètent également les résultats antérieurement obtenus sur des sédiments pélagiques d'âge Quaternaire (entre 45°N et 50°N; Grousset et Latouche, 1983). Ces auteurs, à l'aide des compositions chimiques et des calculs de flux ont en effet démontré qu'en périodes glaciaires, l'érosion porte simultanément sur toutes les provinces, basiques comme acides. Le phénomène mis en évidence ici semble donc généralisable aux bassins adjacents de la mer du Labrador ainsi qu'aux régions de l'Arctique. Enfin, nous verrons plus loin que la permanence de ce schéma de la distribution des sédiments détritiques, notamment ceux du pôle mixte S3, pendant le Pléistocène est aussi valable pour l'Holocène.

6.1.2 Les sédiments récents et de l'Holocène

Les variations marquées et synchrones des compositions isotopiques du Pb et Sr (vs Nd) dans les tranches de quelques centimètres sous l'interface eau-sédiment témoignent de la présence, en quantité variable, d'un pôle peu radiogénique en Pb et Sr au niveau de la sédimentation holocène. La répartition spatio-temporelle des valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$, utilisées comme indice de différenciation des masses d'eau profondes (p. ex. Jeandel et al., 1998), et la chute des teneurs en Sm et Nd montrent le rôle majeur joué par les courants de fond de direction nord-sud depuis l'Islande, vers la dorsale de Reykjanes. Les différences observées dans les compositions en Nd des sédiments pourraient ainsi être attribuées à une diminution progressive (ou encore comme l'expression d'un éloignement des zones sources) de la charge particulaire détritique radiogénique en Nd des masses d'eau de fond durant leur parcours (cf. Fig. 1; voir également Dia et al., 1992b).

Toutefois, les variations peu marquées, observées dans le profil de la carotte-boîte prélevée sur la dorsale 91-045-063CB (Fig. 12c), révèlent la complexité des mécanismes de contrôle de l'enregistrement des signatures des masses d'eau profondes, mais que l'origine des éléments détritiques à caractère non radiogénique en Pb et Sr observés dans les sédiments de surface ne peut s'interpréter par un simple apport des sources distales islandaises, tel que le laisse suggérer les teneurs "brutes" élémentaires des régions sources (tableau 1). D'autres facteurs supplémentaires entrent donc en jeu pour expliquer les fluctuations isotopiques. D'après certaines données acoustiques réalisées dans le domaine axial de la dorsale, entre 59 et 60°N (Lackschewitz et al., 1996), on pourrait associer la faible variabilité de la composition isotopique du Nd à l'alignement des fractures en échelon qui délimitent la zone axiale, forçant ainsi les courants profonds à transiter dans une direction parallèle à l'axe. En ce cas, le lessivage quasi permanent des formations volcaniques du rift (cf. Fig. 3) suffirait à

expliquer les faibles variations des compositions en Nd des sédiments de la CB-063. L'addition de la contribution du rift constituerait ainsi le contre-flux latéral alimenté par les apports distaux. Les caractéristiques isotopiques et géochimiques attribuées à la composante juvénile radiogénique en Nd peuvent donc être sujet à des interprétations diverses par rapport au nombre de données obtenues sur les mêmes séquences.

Sur la base des résultats de la présente étude, deux hypothèses peuvent cependant être mises de l'avant pour expliquer les tendances observées dans les tranches sommitales des sédiments de surface. Dans le premier cas de figure, étant donné que les teneurs "brutes" en Sm et Nd décroissent des secteurs orientaux vers le domaine du flanc ouest, il est possible que les résultats obtenus manquent de "représentativité" et que l'hétérogénéité observée ne soit qu'apparente. Les teneurs "brutes" mesurées aux trois sites résulteraient d'une dilution différentielle des apports détritiques par la phase carbonatée. Cette dilution serait exacerbée dans les sédiments du flanc ouest par une production plus importante de carbonates biogéniques dans ce domaine (Hillaire-Marcel et al., en préparation; Figs. 9 et 10). Dans une autre alternative, le "provincialisme" des profils de part et d'autre du rift médian, ainsi que l'hétérogénéité observée entre les tranches sommitales et basales, résulterait d'un processus de mélange entre des matériaux d'origine mantellique et crustale continentale. La constance de l'écart entre les concentrations absolues en Sm et Nd des fractions totale et résiduelle du sédiment (tableaux 2 et 3), la correspondance avec les teneurs moyennes des roches régionales (tableau 1), l'existence même d'une population de tholéiites pauvres en TR légères dans la région axiale (Schilling, 1975), les résultantes des valeurs $\epsilon_{Nd}(0)$ dans les profils 071CB, 063CB et 060CB (respectivement de +0,4, -0,1 et -10; tableaux 2 à 4) supérieures au $\epsilon_{Nd}(0)$ de la NADW (-15 ± 1 ; la présente étude) mais inférieures à celui des MORB (+8; Fig. 33), sont autant d'arguments qui plaident en faveur de la seconde hypothèse. Partant, les

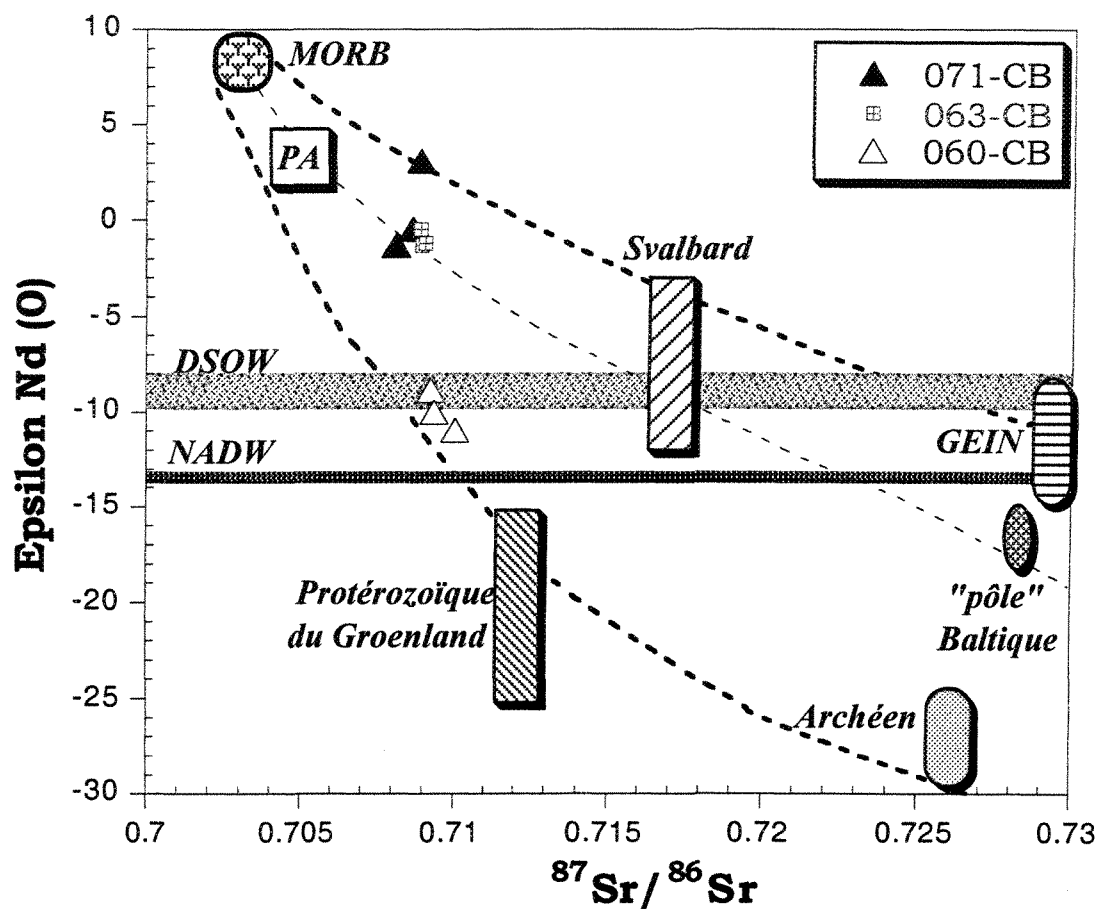


Fig. 33: Diagramme isotopique Sr-Nd illustrant les variations observées dans les sédiments de surface et d'autres pôles principaux mantellique [MORB; PA, province Arctique (Thirlwall et al., 1994; Fitton et al., 1998)] et crustal [Archéen, Protérozoïque, GEIN (calédonien du Groenland, Écosse, Irlande et Norvège), Svalbard (Peucat et al., 1989; Revel, 1995; Winter et al., 1997)], ainsi que les masses d'eau de fonds: NADW et DSOW (Winter et al., 1997).

mécanismes qui génèrent ces transitions isotopiques peuvent être de deux types: il peut y avoir un apport mantellique sous forme:

- (i) soit de sédiments issus de l'érosion des basaltes de l'Islande et/ou de la dorsale;
- (ii) soit de particules issues des précipitations à partir des fluides hydrothermaux.

L'apport des particules radiogéniques issues des précipitations à partir des fluides hydrothermaux paraît toutefois difficilement défendable. Des investigations récentes, entre 57°N et 64°N (Lackschewitz et al., 1995; 1996; German et Parson, 1998), ont en effet montré -et confirment également- que les seuls indices d'activité hydrothermale reconnus à ce jour dans la région de la dorsale de Reykjanes concernent les anomalies de Mn observées dans les environs du site de Steinahóll à 63°06'N (German et al., 1994). Cette potentielle activité hydrothermale, de répartition très limitée, ne peut guère de beaucoup influencer la composition isotopique des tranches sommitales de façon aussi continue dans le temps et l'espace. La possibilité de contamination par des phénomènes d'hydrothermalisme, notamment à partir du rift central, doit donc être rejetée. En revanche, il nous paraît beaucoup plus fondé d'interpréter l'existence de ces hétérogénéités isotopiques basale et sommitale et leur évolution spatio-temporelle en termes d'apports advectés de sédiments issus de l'érosion non seulement des basaltes de l'Islande, mais également des laves récentes de la dorsale.

En effet, dans un diagramme $f^{Sm/Nd}$ en fonction de $\epsilon Nd(0)$ (Fig. 34), les sédiments de des trois carottes-boîtes se disposent pour la plupart dans un domaine encadré par les pôles islandais S2a et trois pôles acides (arctique S3b, groenlandais S1b et baltique S3a). Par contre, les échantillons appartenant aux tranches sommitales définissent un nouvel alignement, interprété comme reflétant un processus de mélange entre des éléments différenciés de l'Islande, de la dorsale et le pôle arctique nettement dominant. Les compositions des sédiments des horizons superficiels de la carotte-boîte 91-060CB se placent quasiment sur la droite de mélange "imaginaire" définie par le pôle arctique et les laves de la

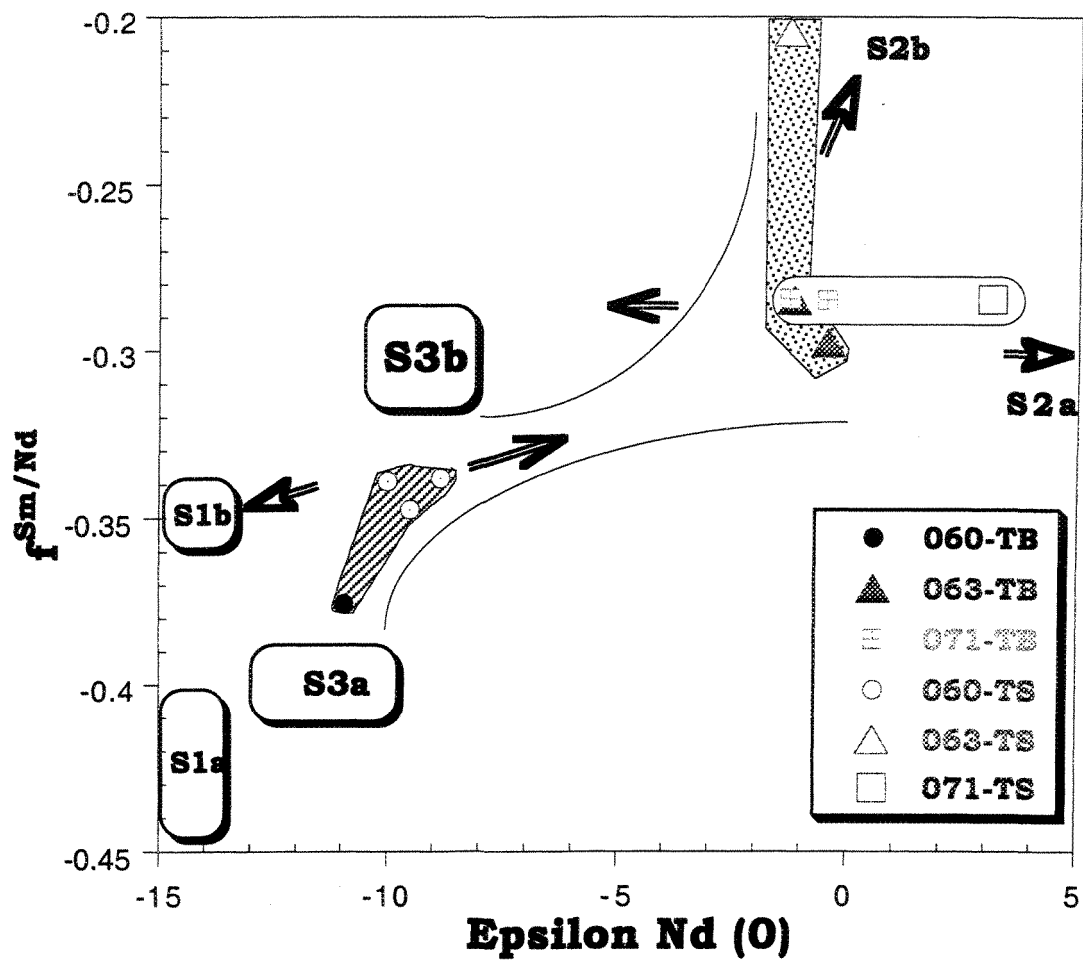


Fig. 34: Diagramme $f^{Sm/Nd}$ - $\epsilon Nd(0)$ pour les sédiments des carottes-boîtes. L'ensemble des points de mesures représentant les échantillons de surface est nettement déporté vers la signature des apports issus de l'océan Arctique (S3b). TS = tranche sommitale et TB = tranche basale.

dorsale, suggérant pour le Nd de ces échantillons une contribution nettement dominante des séries volcaniques du rift. Ceci expliquerait très probablement une partie des faibles teneurs "brutes" livrées par les éléments détritiques des sédiments du flanc ouest. Ainsi, en termes de "sources nominatives" présentes dans la région d'étude et sur la base des seuls trois échantillons de surface, nos résultats confirment -et complètent également- les observations d'Innocent et al. (1997) à partir des données Sm-Nd sur la fraction détritique décarbonatée de moins de 2 micromètres. Il est à remarquer que des déviations relatives, qui, hormis celles des teneurs élémentaires, sont pour nous ici les plus importantes, demeurent cependant dans les valeurs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. La valeur $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de $\sim 0,1400$ (soit un facteur d'enrichissement $f^{\text{Sm}/\text{Nd}} \sim 0,30$) obtenue par Innocent et al. (1997) au site HU 91-045-060CB semble être trop élevée pour un composant felsique soumis à une contribution mantellique évaluée à seulement 10-15%. Rappelons que le $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ moyen de la "source varisque" (soit le pôle arctique) défini par ces auteurs était de 0,1146, soit un $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$ de $\sim 0,42$. De façon similaire, si le mélange "binaire" impliquait essentiellement des éléments basaltiques islandais proximaux et un "pôle varisque" plus distal, à la station HU 91-045-071CB, la contribution islandaise devait être la plus élevée. Notre argumentation est renforcée lorsque l'on sait que les smectites et les feldspaths, supposés être les plus radiogéniques en Nd et les moins enrichis en ^{87}Sr (cf. fig. 26), sont les plus abondants dans le bassin d'Islande que partout ailleurs dans l'Atlantique Nord (cf. Fig. 3; p. ex. Grousset et Chesselet, 1986; Gehrke et al., 1996).

Par ailleurs, remarquons que la distribution verticale des isotopes du plomb (en particulier $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$) ne diffère guère de celles citées dans la bibliographie. Le modèle bicompartmental de répartition du plomb, établi sur des sédiments pélagiques (p. ex. Hamelin et al., 1990), s'applique particulièrement bien ici (voir Figs. 11 à 14). En complément, les profils du rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les tranches sommitales (Fig. 14) nous indiquent clairement que des apports fortement enrichis en ^{207}Pb restent associés aux

"reconnues" composantes mantelliques provenant du flanc est de la dorsale. Or, dans toute la région de la ride médio-océanique de l'Atlantique Nord, il n'a pas encore été relevé un MORB ou un OIB (non contaminé!) qui présente un rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de plus de 15,80 (pour une compilation récente, voir p. ex. Mertz et Haase, 1997). Un apport "perturbateur" ou d'au moins de particules anthropiques notamment de Pb via l'atmosphère et les masses d'eau de surface (Véron et al., 1994) n'est donc pas à exclure. La comparaison des résultats avec les champs relatifs aux différents échantillons des MORB issus de la ride médio-Atlantique entre 53°N et 80°N , ainsi que des masses d'eau de surface en Atlantique Nord (Véron et al., 1994), dans les diagrammes conventionnels du plomb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; Fig. 35) apportent les arguments suivants:

(1) Les tranches sommitales de sédiments définissent une bande dans laquelle les échantillons (y compris les lessivats-duplicata) se répartissent entre les pôles eau de mer et MORB. Rappelons que dans les diagrammes Pb/Pb, les mélanges des différentes composantes définissent des droites (non des courbes) qui sont indépendantes de la concentration. Toutefois, il est impossible de faire un calcul détaillé en terme de bilan, car nous ne disposons pas des teneurs en Pb de chaque échantillon. Il est cependant possible de dire qu'au moins 20% du plomb est d'origine anthropique, si on se limite à un mélange simple à deux composants (Fig. 35b). Ces données confirment les observations de Véron et al. (1994) qui, dans une étude de caractérisation isotopique des masses d'eau de surface en Atlantique Nord, estiment que 10 à 40% du plomb contenu dans les particules transportées par les eaux superficielles des bassins situés au nord du 50° parallèle serait associé à la NAD. De même, on notera que les sédiments des 071CB et 063CB, qui sont supposés être les plus rapprochés du pôle mantellique (c.à.d. le pôle plus appauvri en ^{206}Pb et ^{207}Pb), restent les plus influencés par le pôle eau de mer (Fig. 35b). Ceci pourrait être en relation avec la

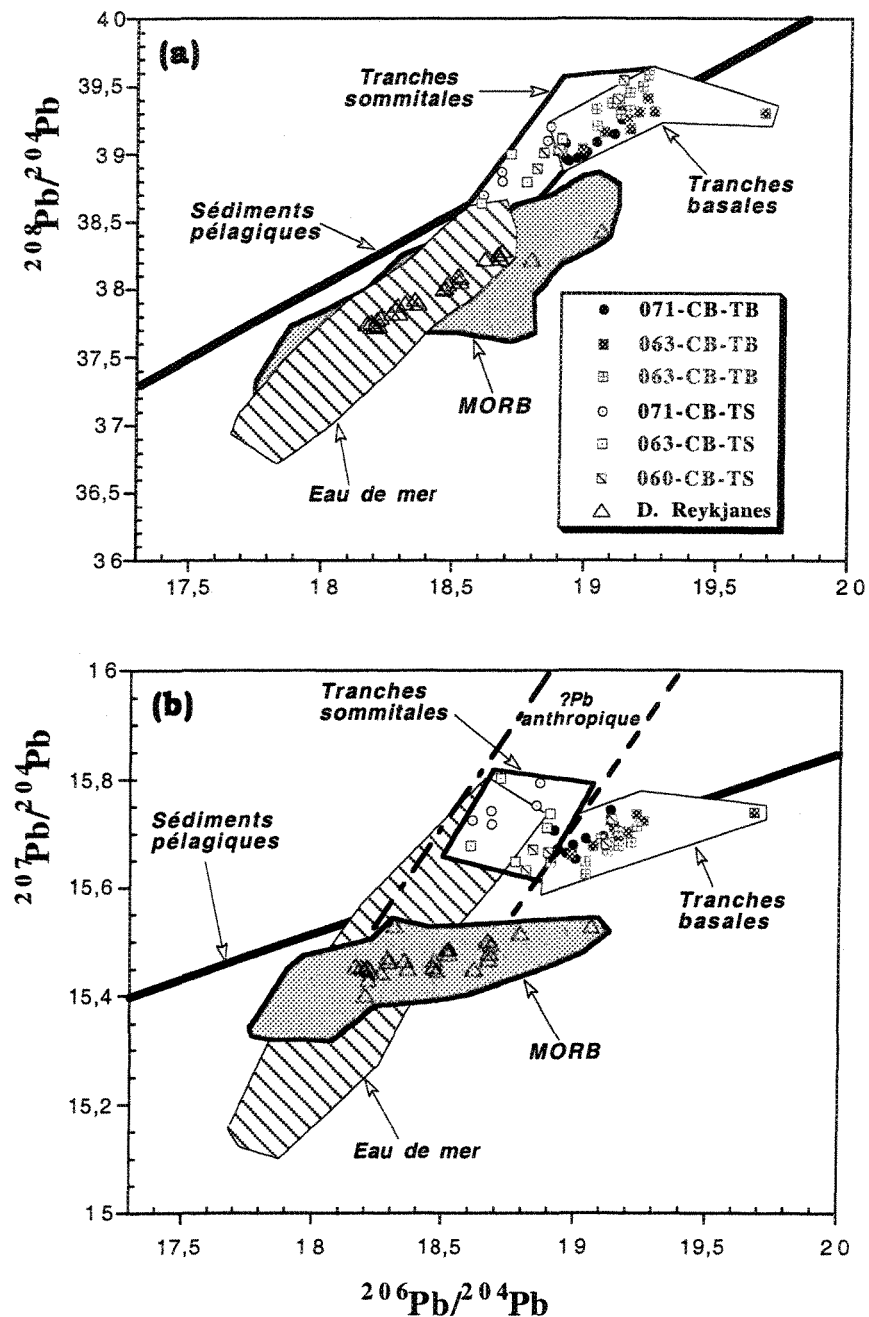


Fig. 35: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (b) en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des échantillons de tranches sommitale et basale des carottes-boîtes. La ligne en gras figure la droite des sédiments pélagiques (Ben Othman et al., 1989). Les champs des eaux de surface (Véron et al., 1994) et des MORB sont indiqués pour fins de comparaison. Dans la figure 21(b), les deux droites en pointillés sont interprétées comme le faisceau de mélange impliquant les échantillons de tranches sommitales, les eaux de mer et les MORB (notamment ceux du "pôle Reykjanes").

structure interne des colonnes d'eau nettement plus stratifiées à l'ouest de la dorsale, qu'à l'est (p. ex. Lucotte et Hillaire-Marcel., 1994). La stratification des masses d'eau intervient ici dans le sens de brassage mécanique et donc les possibilités d'homogénéisation (c.à.d. une plus vigoureuse interaction eau-éléments détritiques-apports anthropiques); processus qui seraient plus importants dans les bassins de l'est. En revanche, la bonne stratification des eaux à l'ouest de la dorsale aurait tendance à favoriser les apports détritiques plus latéraux liés à la masse d'eau la plus profonde avant les flux issus de la surface ou jugés ici modérément advectés. C'est ce que traduit par exemple la composition en Nd [$\epsilon\text{Nd}(0)$ moyen ~ -10] moins élevée dans les sédiments de la carotte-boîte prélevée dans le flanc ouest, région de la dorsale qui reste nettement enrichie en éléments détritiques à signature groenlando-arctique.

(2) Les sédiments de la tranche basale des profils s'alignent généralement sur la droite des sédiments pélagiques et indiquent une faible ou presque pas d'interaction avec les MORB. Si donc l'on peut dire que, dans leur ensemble, les compositions isotopiques en Sr et Nd (Fig. 33) n'apportent pas d'informations très précises en raison d'un nombre insuffisant de points de mesures, les isotopes du Pb montrent que ces dépôts dériveraient d'un mélange de matériaux en provenance d'une croûte crustale continentale dominante où seraient exprimées au moins deux sources présentant des rapports $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th}/^{208}\text{Pb}$ distincts: l'une à μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) bas et l'autre à μ relativement plus élevé. La composante à très fortes valeurs de μ serait d'une part formée de minimes apports d'origine baltique et d'autre part de la composante arctique qui reste la plus dominante. Par contre, la composante à μ bas (donc appauvrie en U), présente des traits caractéristiques des sources groenlandaises de nature probablement proche de la composante S1b.

D'après les signatures isotopiques du plomb, on admettra que les apports non radiogéniques en Pb (et Sr) proviendraient de deux sources: un mélange du plomb anthropogénique et des basaltes (voir également Fig. 36) et, de façon plus équivoque, du

plomb d'une composante crustale appauvrie en uranium qui reste associée aux apports d'origine groenlandaise. Contrairement donc à ce que le laisse croire les phénomènes de contamination carbonatée marine ainsi que ceux liés à l'altération des MORB (V. §. 2.1.2), la composante la plus enrichie en uranium, n'est pas de nature mantellique (pôle Reykjanes ou Islande), mais des apports liés aux sources scandinaves et arctique riche en Pb thorogénique.

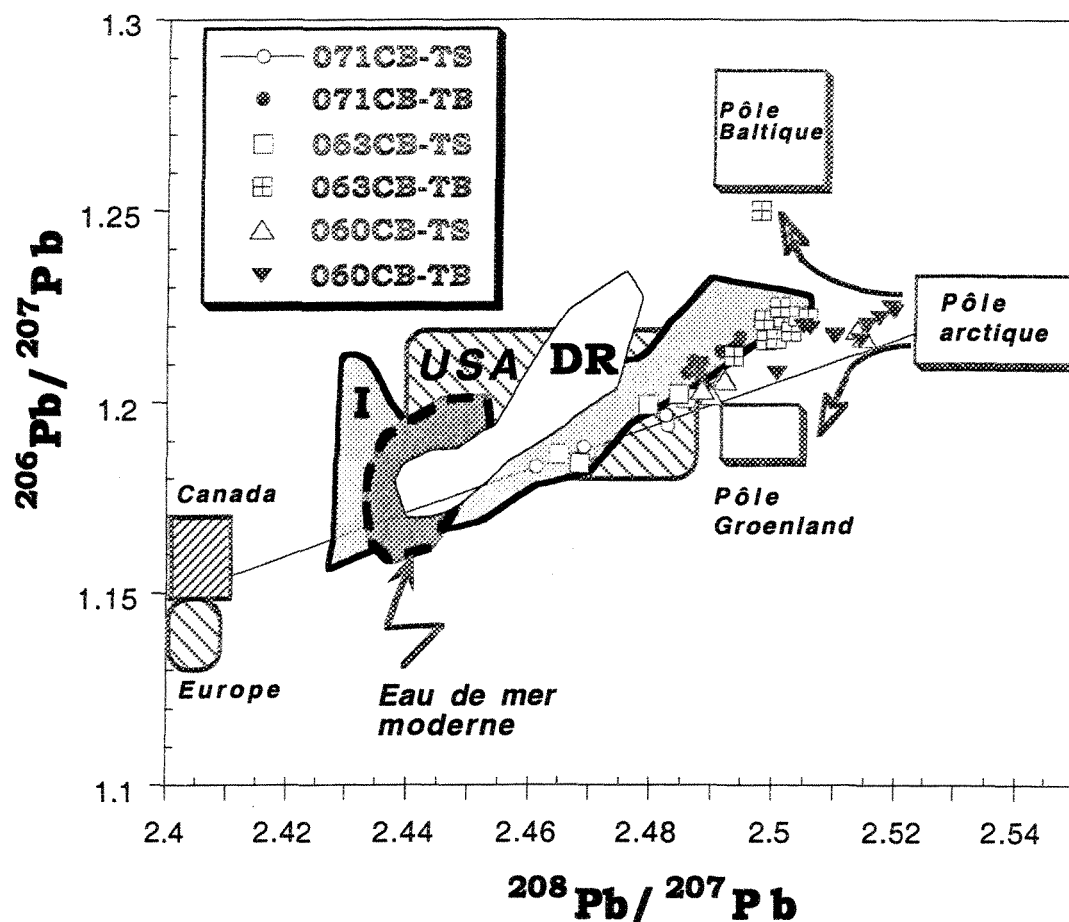


Fig. 36: Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ des échantillons de tranches sommitale et basale des carottes-boîtes. Les champs des eaux de surface (Véron et al., 1994), de l'Islande (I), de la dorsale (DR), des pôles moyens groenlandais (faible valeur de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = \mu$), arctique (μ moyen) et baltique (forte valeur de μ) (voir tableau 1 pour les références), ainsi que du plomb atmosphérique européen, canadien et américain (Rosman et al., 1999) sont indiqués pour fins de comparaison. TS = tranche sommitale et TB = tranche basale. On notera que l'influence du pôle groenlandais se traduit ici par un déplacement des points vers des compositions enrichies en ^{208}Pb pour des faibles rapports $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$.

Nous remarquons également que ces données confirment que le couple Sm-Nd n'est pas très sensible aux enregistrements des apports anthropiques en milieu notamment marin. Tachikawa et al. (1999) ont récemment montré que cela s'explique par des signatures isotopiques non spécifiques de ces apports aux océans. Il est donc possible d'admettre ici que les composantes groenlandaises, enrichies en ^{207}Pb par rapport aux MORB, ainsi que les apports anthropiques constituent le *modus vivendi* permettant de comprendre pourquoi la systématique du Pb dans les sédiments ne confirme pas l'alignement des données de la dorsale sur la droite de mélange manteau-croûte tant souligné par les diagrammes $\epsilon\text{Nd}(0)$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Nous verrons plus loin ce que peut nous apporter l'analyse des facteurs de contrôle des dépôts détritiques en ce qui a trait notamment à la répartition des composantes "typées" dans la sédimentation récente et dite de l'Holocène.

En résumé, nous retenons de l'évaluation des sources détritiques des séquences sédimentaires de la portion de la dorsale de Reykjanes comprise entre 58° et 60°N , une influence prépondérante de quatre régions sources naturelles identifiables comme:

- (i) Un apport, probablement baltique, caractérisé par sa composition très radiogénique en ^{206}Pb , soient des éléments détritiques aux valeurs de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ les plus élevées.
- (ii) Un composant enrichi en Pb thorogénique ^{208}Pb attribuable aux régions arctiques.
- (iii) Des produits résultant de l'érosion des formations de l'Est-Groenland et répartis en deux composantes nettement distinctes.
- (iv) Des contributions à cachet mantellique [valeurs élevées de $\epsilon\text{Nd}(0)$, de F/Q et S/I] plus marqué par des signatures des basaltes islandais et de type MORB-N de la dorsale.

6.2 Logique de la variabilité du signal isotopique: facteurs de contrôle des dépôts et remarques sur les implications paléocéanographiques

Les observations développées ci-dessus semblent démontrer que la variabilité du signal isotopique est largement modulée par le contexte physiographique de la dorsale (c.à.d. rift médian ou flanc de la dorsale), auquel contexte se superpose un contrôle hydroclimatique. Mais, la question reste posée: comment et quand? Indépendamment donc de la variété des éléments détritiques observés, ce sont les associations de type de sources et leur distribution dans l'espace voire dans le temps qu'il faut considérer, car celles-ci témoignent des liens existant entre les faciès lithologiques et les principaux facteurs ou processus qui sont responsables de la composition des sédiments. Nous nous proposons ici d'examiner avec plus de détails ces deux aspects de la différenciation géographique de la composition isotopique des sédiments de la dorsale de Reykjanes, entre 58°N et 60°N.

6.2.1 Influence climatique: variations glaciaires et interglaciaires

Tant l'abondance moins marquée au niveau des composants organiques (COT), que surtout l'amplitude des variations en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ et également les valeurs de CaCO_3 plus élevées durant le stade 11 dans la 058P (Fig. 10) conduisent à faire de cette période une entité très bien individualisée, scindant le Pléistocène en deux grands "cycles interglaciaire-glaciaire". Il faut tout de même garder à l'esprit que de nombreux enregistrements terrestres ou océaniques montrent ce changement pour certains marqueurs notamment biostratigraphiques (coccolithe *Stylatractus universus*, radiolaire *Pseudoemiliana lacunosa*, diatomée *Hemidiscus karstenii*), mais la nature de cet événement reste obscure (Hodell, 1993; Gendron-Badou, 1997 et références). Nous ne prétendons pas avoir donc trouvé les

meilleurs "zakouski". En l'espèce, dans les figures 37 à 43, on a cherché à représenter l'évolution comparée des signatures des dépôts des stades glaciaires (GL) et interglaciaires (IGL) de tous les échantillons par "cycle". Les échantillons ont ainsi été séparés en trois grands groupes chacun défini par un couple IGL-GL correspondant aux séquences 19-11 (c.à.d. "cycle 1"), 10 à 2 (c.à.d. "cycle 2"). Le premier groupe comprend essentiellement les échantillons GL et IGL de la séquence basale 19-11 de la carotte du flanc ouest 058P; le second et le troisième regroupent respectivement les échantillons GL-IGL de la séquence 10 à 2 des carottes 058P et axiale 064P. À titre de comparaison, les échantillons représentatifs de la période attribuée à l'Holocène (c.à.d. le stade isotopique 1) ont également été reportés ensembles avec ceux provenant des trois carottes-boîtes. Ceci permet de vérifier si ces échantillons définissent un domaine restreint et inclus dans le domaine général du "pôle Holocène". Enfin, d'un point de vue illustratif, ce sont les diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}_{\text{Nd}(0)}$ qui vont servir de référence. D'abord, les isotopes du plomb pour le grand nombre de mesures, puis le rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ étant donné qu'il est celui qui montre la plus grande amplitude de variation (cf. Fig. 29). En outre, le facteur d'enrichissement $f^{\text{Sm}/\text{Nd}}$, par rapport au réservoir chondritique (CHUR), donne des informations à caractère primaire relatif à la source mantellique et sa pétrogenèse, soit un autre satisfecit vis-à-vis d'un "point de faiblesse important" des TR qui est celui du problème de normalisation des concentrations (cf. Fig. 28b). Les informations majeures suivantes peuvent ainsi être retirées de l'analyse de ces diagrammes:

(i) Ensemble compris entre les stades isotopiques 19 et 11 (Fig. 37)

Sur le flanc ouest de la dorsale, les dépôts des stades glaciaires sont presque exclusivement dominés par des apports détritiques provenant des composantes acides baltiques S3a et basiques islando-thuléenne S2a suivis d'une faible superposition de la composante groenlandaise S1a. Durant les stades interglaciaires, la différence majeure est liée à un

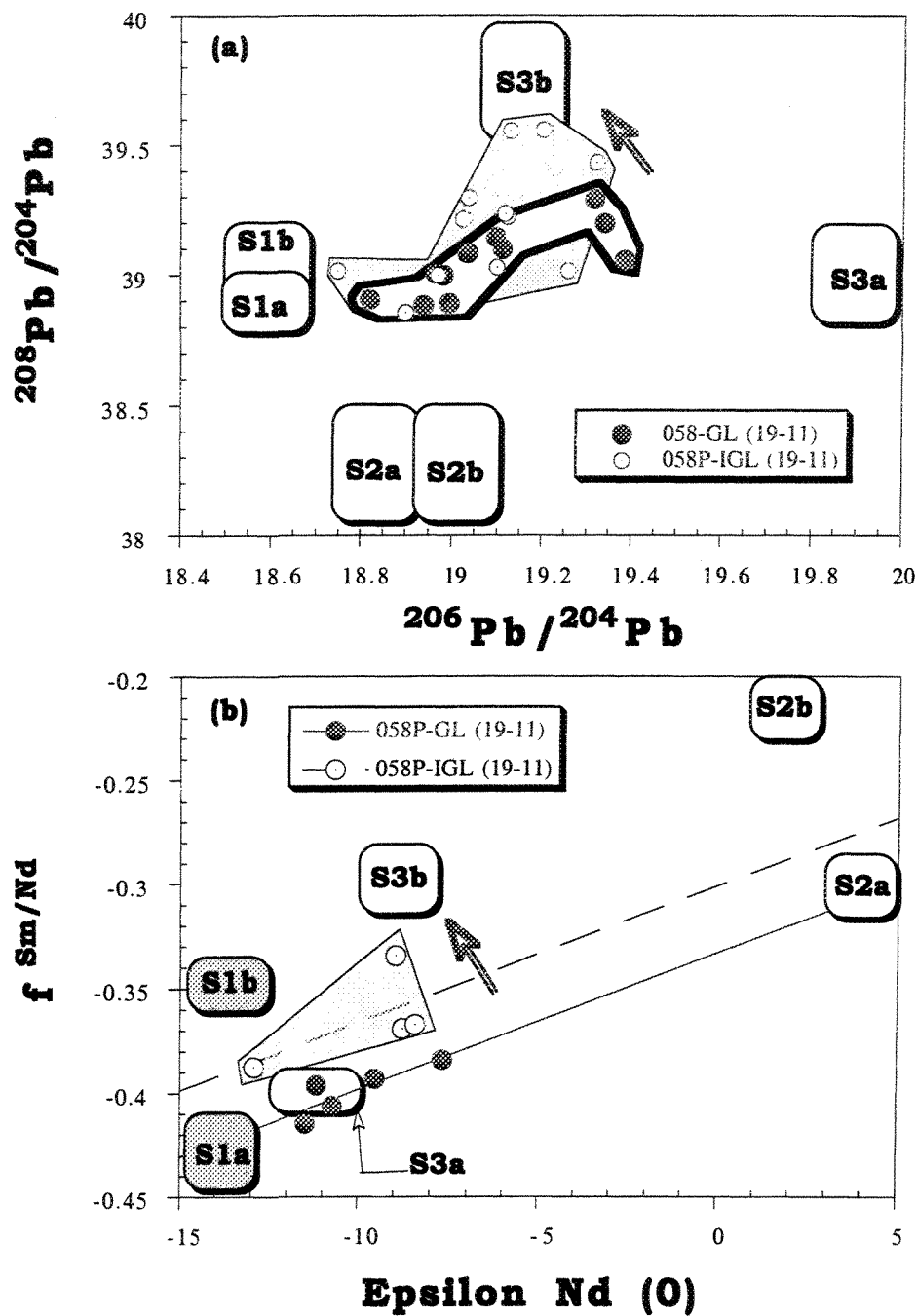


Fig. 37: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $f\text{Sm}/\text{Nd}$ - $\epsilon\text{Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: unité 19-11 de la carotte 058P. La flèche indique le déplacement des compositions vers les signatures du pôle Arctique.

déplacement des signatures des sédiments détritiques depuis leur pôle enrichi en Nd vers des composantes appauvries en Nd ($f^{Sm/Nd} > -0,40$), soient les sources groenlando-arctique S1b-S3b. Le fait que les droites (Fig. 37b) soient parallèles va dans le sens d'une interprétation en termes d'une addition d'un matériel à signature de type MORB-N ici des basaltes tholéiitiques de la dorsale, traduisant ainsi une dilution des composantes déjà présentes (c.à.d. à $f^{Sm/Nd} < -0,40$). Mais dans le diagramme $^{208}Pb/^{204}Pb$ versus $^{206}Pb/^{204}Pb$ (Fig. 37a), les signatures isotopiques en Pb du pôle mantellique ne peuvent pas expliquer les $^{208}Pb/^{204}Pb$ radiogéniques des sédiments groenlando-arctique (S3b et S1b). En ce sens que le mélange d'un magma basique (cf. Fig. 31) avec des composantes acides donnerait ici des signatures dont les rapports Pb/Pb seraient bien plus faibles que ceux observés. Il est important de signaler cependant une légère diminution de la contribution des apports baltiques S3a. La hiérarchie observée pourrait alors refléter une augmentation des apports distaux, issus des régions du NO (pôle groenlando-arctique), et locaux des basaltes du rift de la dorsale en contre-partie à une diminution des apports orientaux baltiques. Cette hypothèse est étayée par le fait qu'au stade 11 on assiste à l'individualisation nette de deux types de signatures déjà caractéristiques à partir des seuls maxima d'abondance de chacun des constituants principaux considérés séparément. Ainsi, pour le même $^{206}Pb/^{204}Pb$, les apports mantelliques (vs baltiques S3a) atteignent leur maximum pour des valeurs minimales du rapport $^{207}Pb/^{204}Pb$ (cf. Fig. 28). De façon similaire, le maximum observé au niveau des rapports $^{208}Pb/^{204}Pb$ souligne bien une augmentation progressive des apports d'origine arctique dans la section basale de la carotte 058P.

(ii) Ensemble compris entre les stades isotopiques 10 et 2

Dans les deux sites, les dépôts liés aux stades glaciaires (Figs. 38a et 38b) sont marqués par la prédominance des éléments terrigènes de composition baltique européenne S3a. Cependant, les dépôts de la région axiale, à la différence de ceux du flanc ouest qui révèlent

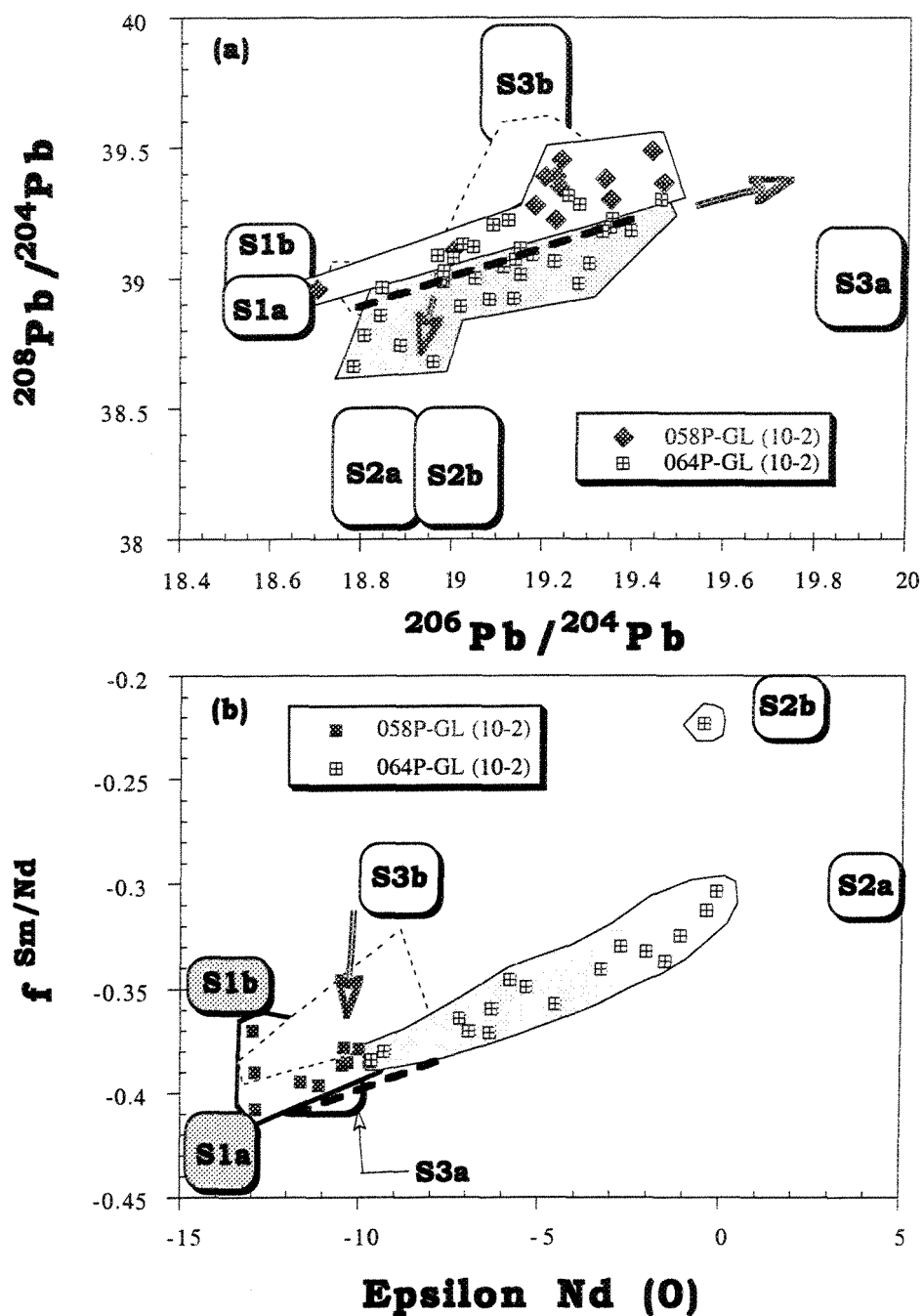


Fig. 38: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $f_{\text{Sm/Nd}}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: dépôts des stades glaciaires de l'unité 10-2 des séquences longues 058P et 064P. Les tiretés représentent les traces du domaine des sédiments de l'unité 19-11 (Fig. 37). On note une nette augmentation des éléments détritiques à signatures baltique et islandaise.

une légère réduction des composantes arctique S3b et groenlandaise S1, montrent un net enrichissement en particules de signature islandaise S2a (Fig. 38b). Durant les stades interglaciaires (Fig. 39), la zone axiale se "charge" progressivement de ses deux composantes principales (baltique S3a et islandaise S2a), mais surtout en apports issus des contributions locale (S2b) et arctique (S3b) [Fig. 39b]. Alors que, dans la région du flanc ouest, les mêmes dépôts semblent constitués de matériaux peu caractéristiques dont la signature est intermédiaire entre les pôles arctique, baltique, mantellique et groenlandais (Fig. 39a). On peut toutefois observer que la corrélation impliquant le pôle arctique S3b et les composants mantelliques d'une part (Fig. 39a), et les apports baltiques d'autre part (Fig. 39b) est plus forte. Ceci amène à penser que la sédimentation des particules détritiques d'origine groenlandaise a été faible voire même inexistante, ou que le développement de la contribution "Reykjanes" était important.

On voit donc que si l'on tient compte des faits relevés au niveau de l'unité I (19-11), on est conduit à admettre que le passage d'un cycle interglaciaire à un cycle glaciaire se traduit par une réduction systématique des apports issus des composantes appauvries en Nd (c.à.d. à fortes valeurs de $f^{Sm/Nd}$), et en particulier des contributions d'origine arctique S3b et de type MORB-N soit donc S2b de la dorsale. L'exemple de la période couvrant l'interglaciaire-glaciaire 9/8 et glaciaire-interglaciaire 8/7 montre bien ces phénomènes (cf. Figs. 15 et 19). Mais, si le caractère systématique de la réduction des composantes arctiques enrichies en ^{208}Pb est net dans l'unité basale 19-11 et confirmé dans l'"unité" 10-2 par l'exemple précédent, il tranche avec le caractère radiogénique du maxima $^{208}Pb/^{204}Pb$ observé au stade 6 (Fig. 19), mais également de la faible disponibilité en matériaux issus des sources groenlandaises. Il serait alors intéressant de comprendre cette différence notamment entre les stades 8 et 6; les deux niveaux appartenant respectivement aux sous-unités 10-8 et 7-2 du "cycle" 10-2.

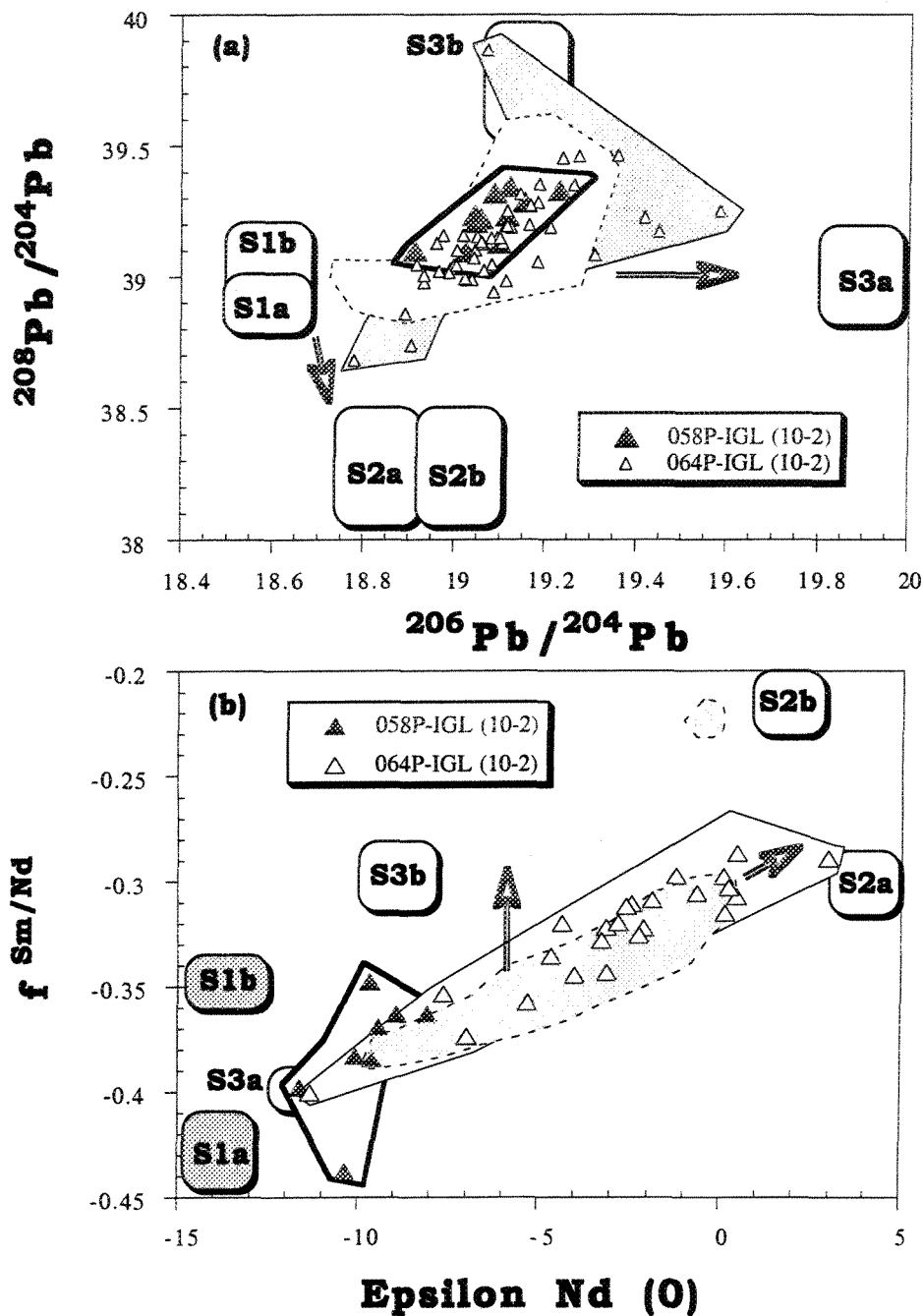


Fig. 39: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: dépôts des stades interglaciaires de l'unité 10-2 des séquences longues 058P et 064P. Sont indiqués en tiretés les domaines des dépôts interglaciaires de l'unité 19-11 (Fig. 39a) et glaciaires de l'unité 10-2 (Fig. 39b).

Dans le cas de la sous-unité 10-8 (Fig. 40), les stades glaciaires montrent un enregistrement marqué dans les deux sites par des signatures proches de celles des composantes d'origine islandaise et arctique, ainsi que de celles des apports groenlandais qui, plus appauvris en TR plus légères (Nd) (Fig. 40b), sont probablement des metabasites tholéitiques (cf. Fig. 32). Ces différents niveaux de la sous-unité 10-8 (Fig. 40a) semblent cependant contenir très peu de signature liée aux apports baltiques S3a. *A contrario*, durant la période 7-2, les dépôts liés aux stades glaciaires montrent un important apport baltique auquel se superpose une faible contribution groenlandaise (Fig. 41b). On mentionnera toutefois que, contrairement à la région axiale où l'on observe des signatures typiquement islandaise 2a et baltique S3a, les dépôts dans le flanc ouest de la dorsale semblent résulter d'un mélange dans des proportions égales (50-50%) des éléments détritiques issus des sources baltique S3a et arctique S3b (Fig. 41a). Enfin, on constate que les stades interglaciaires dans la sous-unité 10-8 (Fig. 40) ainsi que celle de 7-2 (Fig. 42) ne montrent pratiquement pas de grandes différences compositionnelles, telles que nous avons vu dans les paragraphes précédents. On ne fera mention ici que de la légère augmentation des valeurs $\epsilon Nd(0)$ aux stades 9 et 7 (Figs. 16 et 20). Ceci signifie que ces niveaux se sont enrichis en éléments détritiques d'origine arctique et/ou mantellique. Et, si l'on se fie aux suggestions de Sejrup et al. (1989), l'enrichissement en composants mantelliques pouvait traduire et/ou être lié à la reprise, après les événements majeurs de la déglaciation qui a précédé (stade 11), d'une activité volcanique intense au niveau de l'Islande.

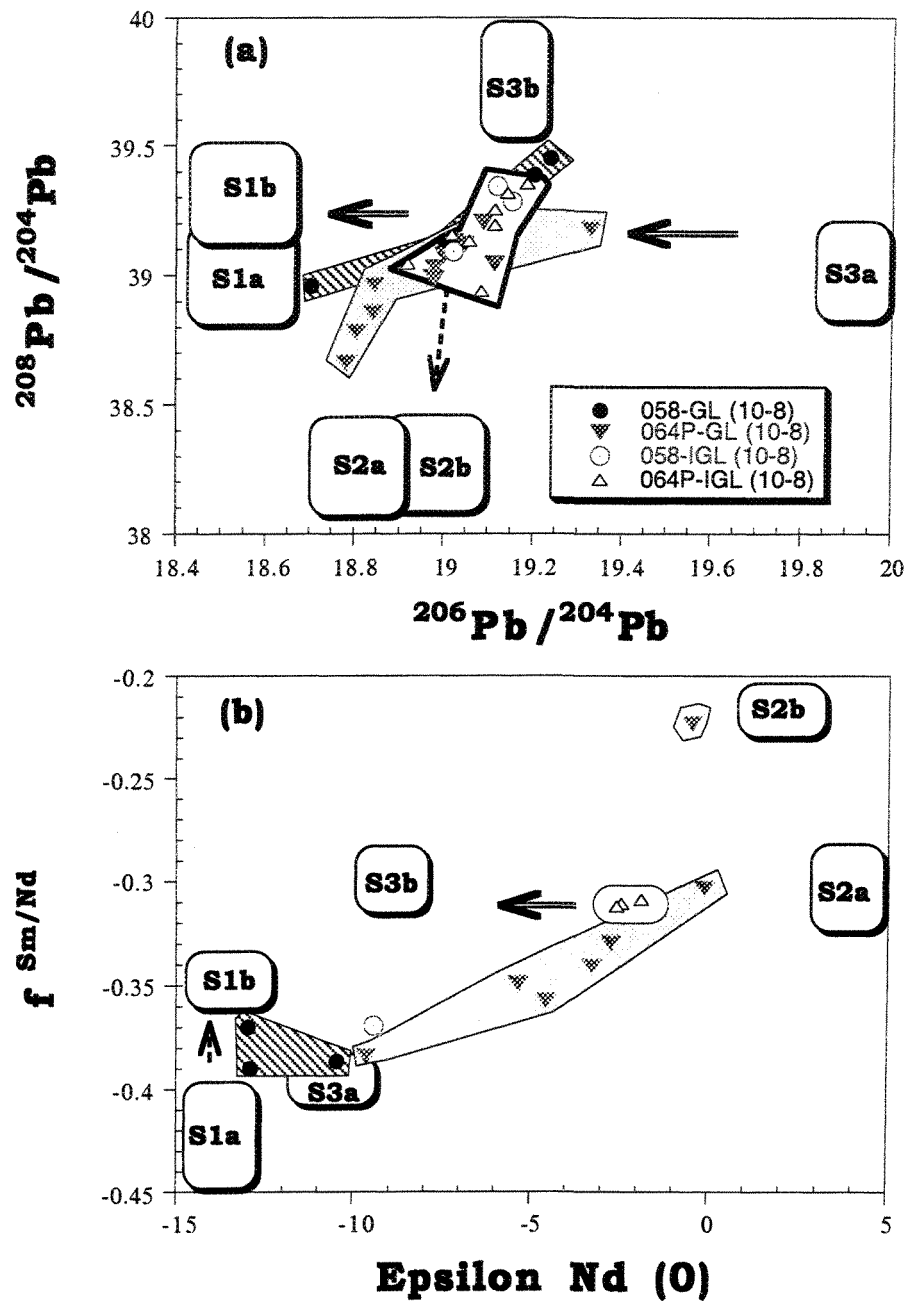


Fig. 40: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ - $\epsilon\text{Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: stades glaciaires et interglaciaires de la sous-unité 10-8 des séquences longues 058P et 064P. On note une réduction des apports liés au "pôle" baltique, avec une augmentation des composantes à valeurs élevées de $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$.

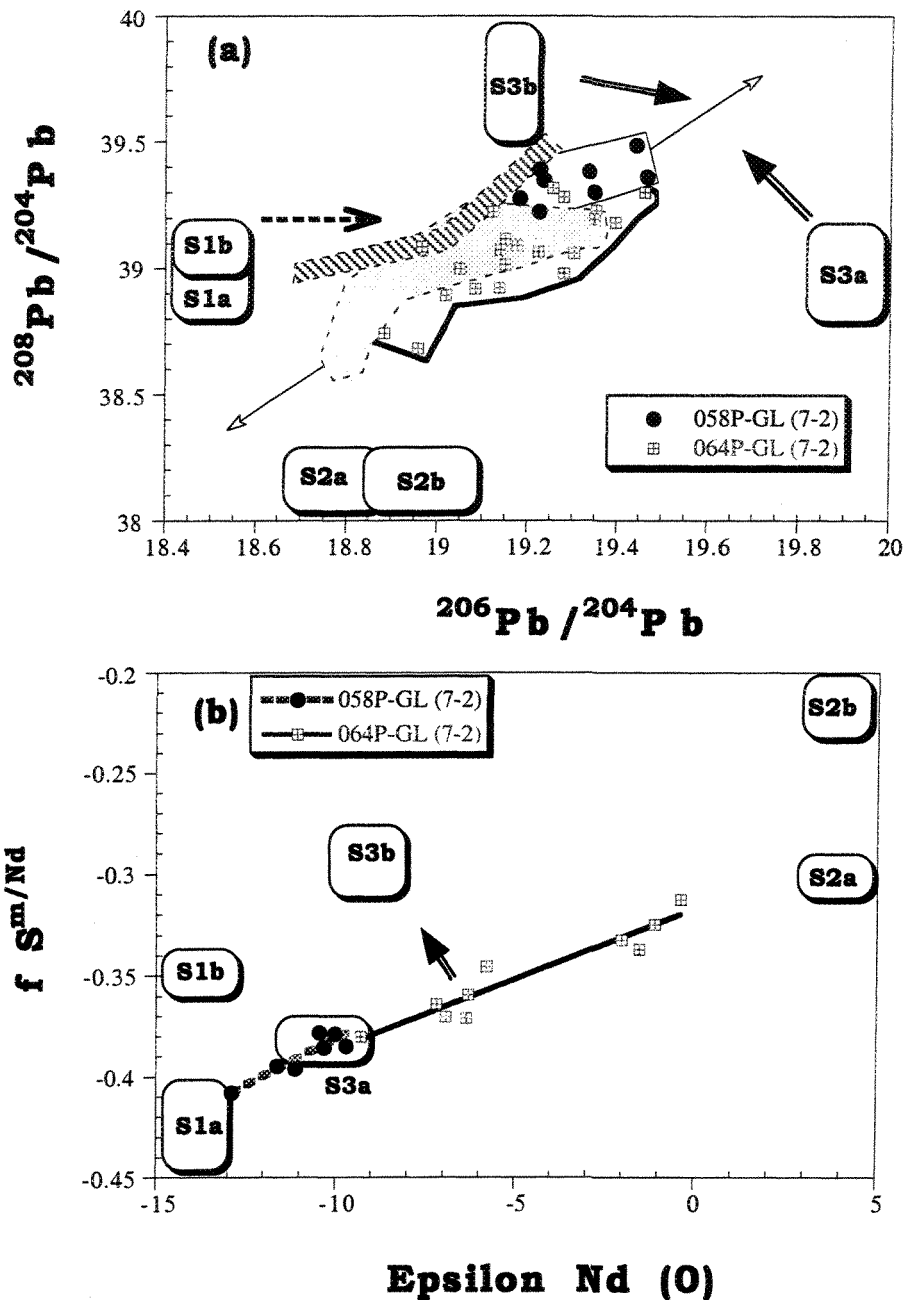


Fig. 41: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $f \text{ Sm}/\text{Nd}$ - $\epsilon \text{ Nd}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: stades glaciaires de la sous-unité 7-2 des séquences longues 058P et 064P. Remarquez que les points semblent s'aligner selon une droite de mélange définie par une composition moyenne des sédiments issus des quatre principales provinces distributrices. Sont indiquées en (a), les traces des domaines des dépôts des stades glaciaires de la sous-unité 10-8. L'importance de la contribution arctique se traduit (Fig. 41b) par une différence de pentes entre les droites définies par les deux enregistrements.

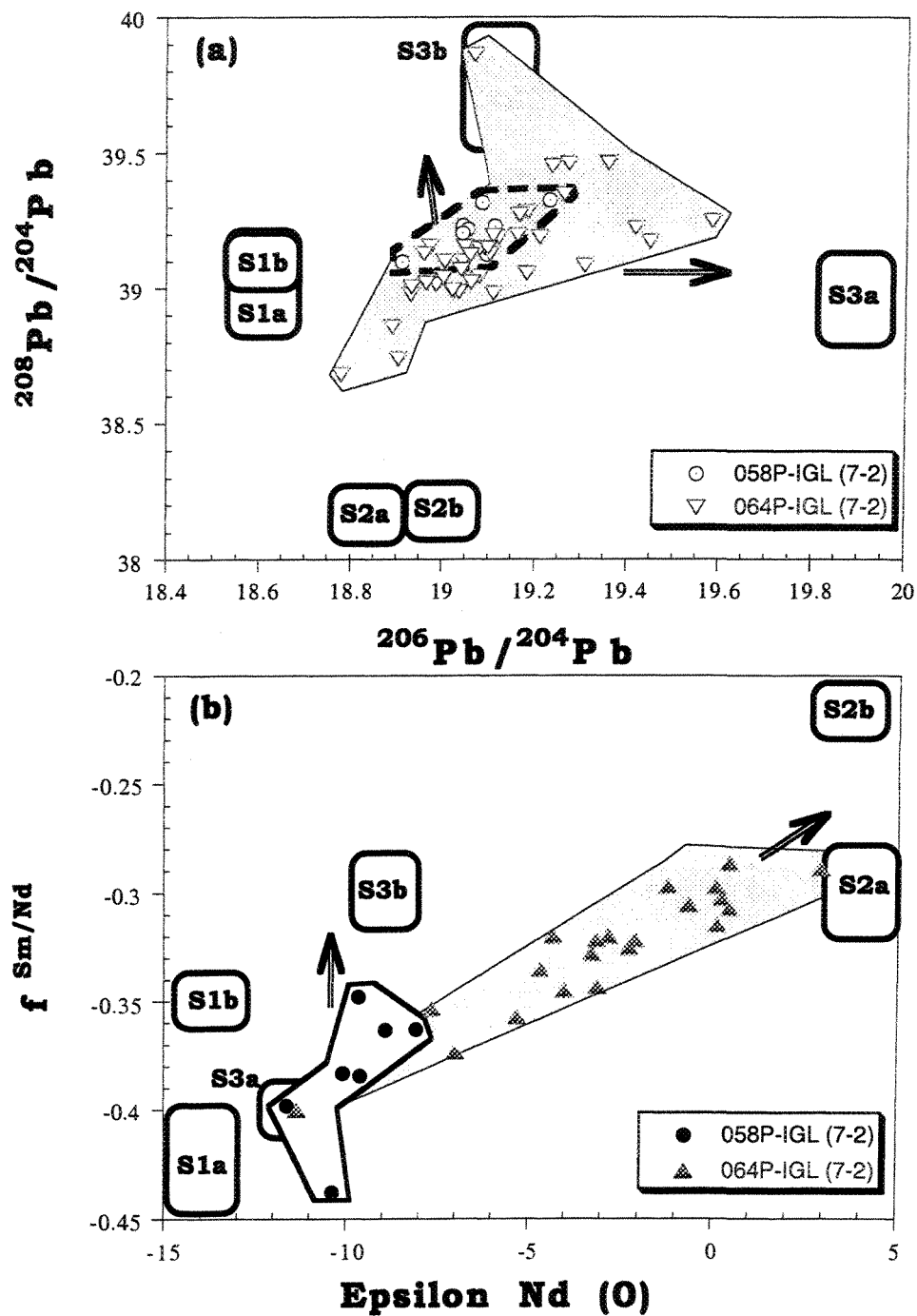


Fig. 42: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ illustrant les relations entre les apports aux sédiments et les variations climatiques: stades interglaciaires de la sous-unité 7-2 des séquences longues 058P et 064P. On notera une nette dominance des apports issus de l'océan Arctique, ainsi que des composantes baltique et basique.

À la lumière de ces observations, il nous est donc permis de penser que les provinces sources identifiées sont identiques tout au long de l'unité 10-2, mais présentent des proportions relatives variables selon la position géographique du site. La mise en place de ces différentes provinces distributrices semble cependant obéir à deux types de dynamiques:

- L'une démontrant l'influence prépondérante -et notamment un couplage initial entre- des apports groenlandais et islandais à la base de l'unité II (soit la sous-unité 10-8). Or, si l'on se réfère aux travaux de Baumann et al. (1993) et de Henrich (1998), cette période correspondrait aux conditions polaires dans les régions ouest de la mer du Groenland avec une importante production d'eau de surface froide et donc de glaces de mer et d'iceberg (voir à ce sujet Henrich, 1998) pouvant être responsables des apports détritiques de la 058P. La décroissance importance des signatures de type baltique observé dans les deux flancs de la ride, aussi bien durant les stades glaciaires qu'interglaciaires, traduirait ainsi un blocage partiel des apports issus de cette région.

- L'autre dynamique suggère un délestage des détritiques qui semblait en phase avec la période visiblement liée à la répartition des événements de type Heinrich en Atlantique Nord, soient les événements H13 à H1 (voir p. ex. Baumann et al., 1993; Van Kreveld et al., 1996; Madureira et al., 1997). Durant cette période, il est donc possible que l'apport particulaire aurait dû s'effectuer à partir d'icebergs provenant massivement des régions arctique et baltique après avoir été enrichis en matériaux de signature islandaise S2a. La coincidence et/ou la superposition des pics radiogéniques en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ avec ceux des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas ou élevés au niveau des stades interglaciaires (7 et 3) dans les profils de la carotte 064P (Figs. 12 et 13) serait un argument de plus en faveur de cette interprétation. Il faut également noter à ce propos que la répartition des rapports isotopiques du Sr dans les figures 16 et 20 ainsi que de celle des pourcentages de la fraction silteuse non-cohésive ($\Phi = 10-63 \mu\text{m}$; Figs. 17 et 21) ne montrent aucune variation inverse. L'hypothèse

d'un contrôle induit par la nature des sources et non la granulométrie du sédiment est par ailleurs renforcée. Il est donc clair que le découplage entre le Pb et Sr dans certains niveaux des deux séquences serait à mettre en relation avec l'alternance d'une part des apports arctique-baltique et islandais et d'autre part de ceux des régions groenlandaise et islandaise dans la sous-unité 10-8.

Ainsi, en attendant une échelle de temps des dépôts des carottes 91-058P et 91-064P suffisamment précise, il apparaît que durant la période couvrant les stades 10 à 2, les calottes glaciaires arctique et baltique ont dû relarguer des icebergs à des périodes passablement similaires mais plus tard après celles du Groenland et d'Islande. Cette observation, nettement traduite dans la Figure 41a, donne ainsi corps aux travaux de Revel (1995) et ceux récents de Snoeckx et al. (1999) qui, sur une base des données Sr et Nd, ont aussi signalé cet aspect de la dynamique des calottes arctique et scandinave. Mais, la meilleure illustration de notre "schéma" semble provenir d'Andersen et al. (1996) qui, sur la base des données sédimentologique et géochimique élémentaire (% COT, CaCO_3), décrivaient cette dynamique en termes de: "[...] Marine-based Svalbard-Barents Sea Ice Sheet disintegrated more often than the Laurentide Ice Sheet, and it did not collapse through surges as suggested for Laurentide Ice Sheet (Bond et al., 1992). There seems to be much closer relationship between the Svalbard-Barents Sea and the Fennoscandian ice sheets [...]". On notera par contre que l'ensemble de leurs travaux ne couvraient que tout au plus les 6 derniers stades isotopiques.

Il se pose cependant le problème de la récurrence de la composante islandaise notamment durant les stades glaciaires. Rappelons que d'une manière générale les dépôts liés aux stades glaciaires sont caractérisés par une augmentation des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et une baisse des valeurs $\epsilon\text{Nd}(0)$, ce qui a été interprété en termes de diminution des apports mantelliques. Dans une étude des signatures isotopiques du Sr et Nd des sédiments des

secteurs orientaux de la dorsale de Reykjanes, Revel et al. (1996b) ont montré que de telles baisses de compositions isotopiques en Nd seraient attribuables à une réduction des contributions liées à la fraction fine islandaise ($\Phi < 10$ micromètres). Ces auteurs ont en effet constaté que durant les stades glaciaires, on retrouve une contribution plus "européenne" pour les fractions totale et fine du sédiment, alors que la fraction silteuse semble enregistrer une contribution plus islandaise. Or sur la figure 28b, l'ensemble de la contribution islandaise durant les stades glaciaires se résume aux apports ayant subi une interaction plus importante avec les composantes à faibles valeurs du facteur d'enrichissement $f^{Sm/Nd}$, soit le pôle S2a. On peut également ajouter, en ce qui concerne les signatures des dépôts du pôle S2a, que:

- l'ensemble de ces apports montrent des caractéristiques géochimiques similaires à celles rencontrées dans les éruptions islandaises issues des volcans de type central (cf. tableau 1; voir aussi à ce sujet Grousset et al., 1982 et Meyer et al., 1985);

- le domaine délimité par ces dépôts correspond de près aux points de mesures représentatifs des minima de Pb observés dans les figures 15 et 19;

- les positions observées, dans le cas de certains minima, notamment ceux attribuables aux stades 3 et 9-8, présentent une concordance passablement similaire à celle des positions généralement admises pour les dépôts de lits de cendres «Veddeh ash» 2 et 3 définis par Ruddiman et Glover (1972) et récemment confirmés par Lacasse et al. (1996).

Si l'on essaie donc d'effectuer un recoupage de toutes ces observations, on doit admettre que ce sont probablement les contributions détritiques basiques à plus fortes valeurs de $f^{Sm/Nd}$ qui contrôlent la variabilité du signal mantellique. Ceci laisse supposer, dans le cas de l'Islande, que ces éléments détritiques pourraient bien en être associés aux "basaltes picritiques" des régions néovolcaniques centrales (cf. §. 2.2.1.1). La plus grande partie des surfaces islandaises étant alors recouvertes, et donc à l'abri de l'érosion des courants de fond, durant les grandes périodes d'englacement. On en déduit que seuls les matériaux

transportés par les glaces, qui sont vraisemblablement issus des volcans de type central, pourraient atteindre la région d'étude. La possibilité serait alors d'envisager, comme lors des éruptions récentes de Vatnajökull en septembre 1996, un processus de "contamination" des glaces dès leur départ de l'Islande ou au passage entre l'Islande et les mers voisines. Ceci, quoique pouvant être qualifié d'opportuniste, expliquerait non seulement la récurrence des caractéristiques des "roches différenciées" de l'Islande, et donc la prépondérance des apports liés à la fraction silteuse, mais apporte également un argument favorable à l'hypothèse d'un flux islandais lié aux courants de surface (cf. Lackschewitz et Wallrabe-Adams, 1997). Nous arrivons donc à la remarque suivante:

Dans les sédiments des régions situées au voisinage immédiat du point chaud islandais, il serait essentiel de tenir compte de la fraction silteuse dans les termes de bilan isotopique et/ou de flux des apports liés à la contribution mantellique.

Au total, pour une même région source, il semble que la différenciation des caractères isotopiques et géochimiques très nette, en deux types de matériaux glaciaire et interglaciaire, dénote l'importance d'un contrôle qui pourrait être lié à un changement physiographique et/ou de l'accommodation locale des régions sources, donc à des variations quantitatives et qualitatives des surfaces émergées. Nous verrons plus loin que cela pourrait également être le reflet d'une autre incidence sur les termes en présence, à savoir les influences liées au contrôle hydrodynamique de fond.

(iii) Sédimentation de l'Holocène

En ce qui concerne les échantillons des carottes-boîtes (Fig. 43), nous n'entrerons pas dans le détail des différents diagrammes ayant déjà servi à mettre en évidence la double contribution mantellique dorsale et Islande (cf. §. 6.1.2). On peut néanmoins dire que les deux échantillons "supposés" être liés à la sédimentation holocène s'intègrent parfaitement dans le domaine restreint aux sections basales des trois carottes-boîtes, soient les termes les

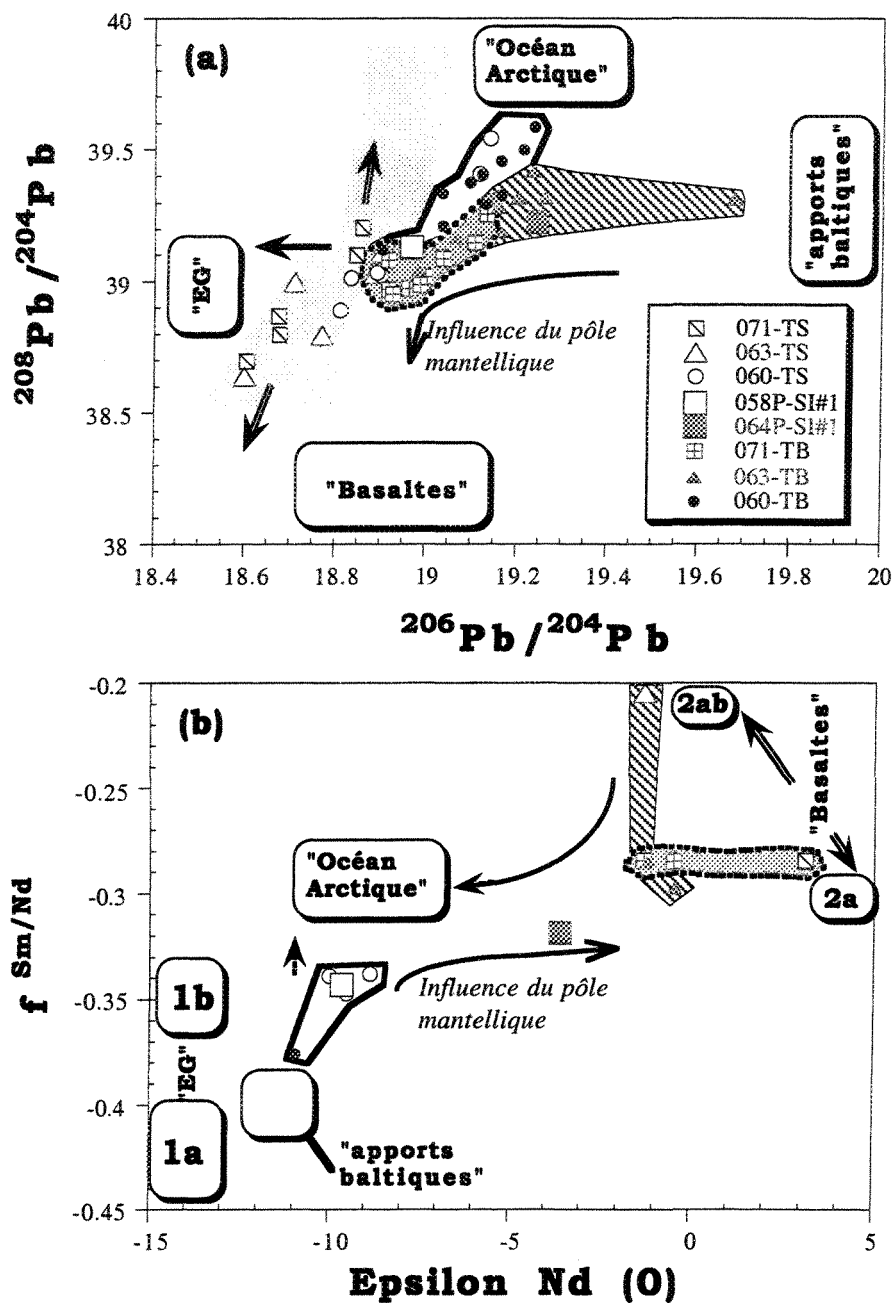


Fig. 43: Diagrammes $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a) et $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ - $\epsilon\text{Nd}(0)$ (b). Comparaison des signatures des sédiments des carottes-boîtes avec celles "attribuées" aux stades isotopiques 1 dans les séquences longues 058P et 064P. Le "sigmoïde" en gris (Fig. 43a) correspondrait à la superposition des signatures liées aux apports "anthropiques" et EG (Est-Groenland).

plus proches des signatures arctique et des MORB (Fig. 43b). Dans le diagramme Pb/Pb (Fig. 43a) toutefois, les deux points de mesure 91-064P et 91-058P semblent se placer entre les pôles définis baltique S3a et groenlandais S1b. Cela traduit, s'il en était encore besoin, les mélanges qui se réalisent dans la sédimentation holocène entre ces sources continentales et les apports dérivés des sources mantelliques. Il est par ailleurs clair que, si l'on soustrait le signal d'origine anthropique, la sédimentation dans les séquences de surface aurait été nettement marquée par la prédominance des éléments détritiques issus des sources arctique et mantellique, puis du Groenland et d'une contribution peu abondante des apports en provenance des régions nord-orientales baltiques. Remarquons que ce trait semble rappeler *in petto* le schéma d'association déjà observé à la base de la séquence longue 91-045-058P.

En conclusion donc à cette analyse diagrammatique, nous suggérons que les sources en présence dans les sédiments de surface ont une distribution sensiblement identique à celle observée dans le mégacycle "interglaciaire" 19-11, ce qui peut être interprété comme un régime sédimentaire et donc courantologique assez similaire durant les deux périodes.

6.2.2 Contrôle hydrodynamique

La relation qui existe entre la composition isotopique en Sr, la nature des assemblages argileux et la granulométrie des séquences montre que, malgré le contrôle climatique, les variations des rapports F/Q et S/I (Fig. 26) sont fortement influencées par le taux d'érosion du plateau islandais et les courants de fond puissants qui dévalent les secteurs orientaux de la dorsale. On relève à cet égard que, dans les niveaux à hautes teneurs en sables, les rapports F/Q et S/I sont relativement constants et/ou faibles au cours des stades glaciaires, ceux-ci contrastant avec les forts apports de feldspaths et de smectites durant les stades interglaciaires (Fig. 18b).

L'un des aspects les plus caractéristiques de la distribution des rapports F/Q et S/I est que l'augmentation de ces rapports (soit la baisse de la composition en ^{87}Sr) s'établit généralement sur une très courte période durant les transitions glaciaire-interglaciaire. Alors que, durant certaines transitions interglaciaire-glaciaire et les stades glaciaires, on assiste notamment dans les profils F/Q à un étalement des valeurs de ces rapports. Ceci suggère que l'extraordinaire excès en particules fines (smectites et feldspaths-Sr non radiogénique) est en premier lieu dû à l'érosion et/ou à la redistribution des dépôts sédimentaires liés aux stades glaciaires relativement pauvres (*vs* interglaciaires enrichis) en ces éléments (p. ex. Ruddiman et Bowles, 1976). En effet, les dépôts liés aux stades glaciaires, attribuables aux fortes atténuations des circulations profondes (p. ex. Duplessy, 1981), peuvent s'enregistrer aussi bien sur les pentes et sommets des rides que dans d'autres parties physiographiques de la dorsale (Grousset et al., 1982). Ceci veut dire que, avec la réinitiation des circulations profondes et puissantes de la NEADW, les fractions fines de sédiments exposés sont sujettes aux forts courants et peuvent être redéposées dans d'autres milieux de la dorsale (voir p. ex. Lackschewitz et al., 1996).

Avec une grande composante basique (islandaise S2a; Fig. 28b) liée aux dépôts glaciaires, on devrait retrouver les mêmes compositions en Nd; or dans les sédiments détritiques des stades interglaciaires, on en trouve bien plus différentes ($\epsilon\text{Nd}(0) > +1$). En accord avec le contexte hydrologique (p. ex. Grousset et Chesselet, 1986), les sédiments redistribués peuvent donc ne pas être strictement de sources locales. Des sédiments anciens d'âge glaciaire issus des régions des côtes islandaises (p. ex. la Péninsule de Reykjanes), de la ride Islande-Féroés, des marges est et sud-est du Groenland sont aussi des sources potentielles de matériaux basiques.

Cependant, même si la superposition au pôle mantellique S2 des patrons définis par les contributions Reykjanes et Islande, ou encore le couplage des apports de types glaciaire et interglaciaire dans les dépôts liés aux stades interglaciaires, prouvent bien que les processus attribuables à la re-suspension interviennent de manière incontestable, ils ne sont pas les seuls facteurs explicatifs de l'origine de la variabilité minéralogique observée. Étant reconnu que les minéraux proviennent des sédiments anciens, les pics maxima des rapports S/I et F/Q (vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), qui se maintiennent par la suite, montrent qu'il existe incontestablement des apports allochtones ou locaux plus riches. On peut alors imaginer que ces apports traduisent en ce moment de dépôt un influx externe plutôt que la redistribution des sédiments anciens à faibles compositions en éléments associés aux particules fines. Les influx externes ne sont donc que des nouveaux matériaux issus du volcanisme sur la ride de Reykjanes et de l'érosion de l'Islande exclusivement liée à la déglaciation et amenés par les courants de fonds. Ce fait n'a rien de surprenant, dès lors que l'on considère que les courants avaient acquis présumément leurs valeurs maximales de vitesse dues aux débordements des mers de Norvège et du Groenland, mais que le taux de remontée du niveau marin augmente de nouveau. En outre, à l'échelle d'un stade interglaciaire, l'on peut noter malgré un nombre limité de mesures que les maxima des rapports S/I et F/Q observés ne forment pas un

"plateau", contrairement aux compositions isotopiques de Sr. Quoi qu'il en soit, l'existence d'un plateau ne peut pas expliquer le couplage des apports de types glaciaire et interglaciaire des matériaux observables dans les dépôts liés aux stades interglaciaires. On doit donc admettre que la "différence" entre d'une part les pics d'un même stade et d'autre part les stades interglaciaires (Figs. 18b et 22b) n'est pas seulement limitée aux apports advectés de fonds, mais a pu être due à un apport de surface. En dépit de la période, un autre paramètre semble ainsi contrôler les maxima d'argilosité et les rapports minima de quartz/feldspath: c'est la "pérennité" des processus d'apports des particules détritiques (p. ex. Henrich, 1998).

Il est ici intéressant de noter que les divers "mécanismes et phénomènes de remaniement du sédiment" correspondent en fait à des événements successifs relativement courts ou brusques. Le passage à une condition glaciaire pourrait donc produire instantanément une réponse minéralogique (voir p. ex. Gehrke et al., 1996). En effet, une augmentation du volume de glace au Nord (voir p. ex. Dowling et McCave, 1993; Fronval et al., 1998) pourrait rapidement se traduire par une réduction de l'influx distal additionnel lié au courant profond transportant les feldspaths en bordure des flancs est et ouest de la dorsale de Reykjanes. En retour, ce sont les dépôts de sources continentales (c.à.d. riches en quartz, illite, chlorite et kaolinite) voire des lits de cendres des volcans islandais, sous forme de IRD, qui prendront le relais. L'existence d'un découplage entre les données Sr et Pb dans certains niveaux, corroboré par ceux des profils de rapports F/Q et S/I (Fig. 44), nous montre bien ce phénomène. Cette évolution, interprétée en termes d'une augmentation du volume de matériel de surface, indique une diminution du volume d'eau drainant, donc des grands seuils, mais peut-être pas de la vitesse des courants.

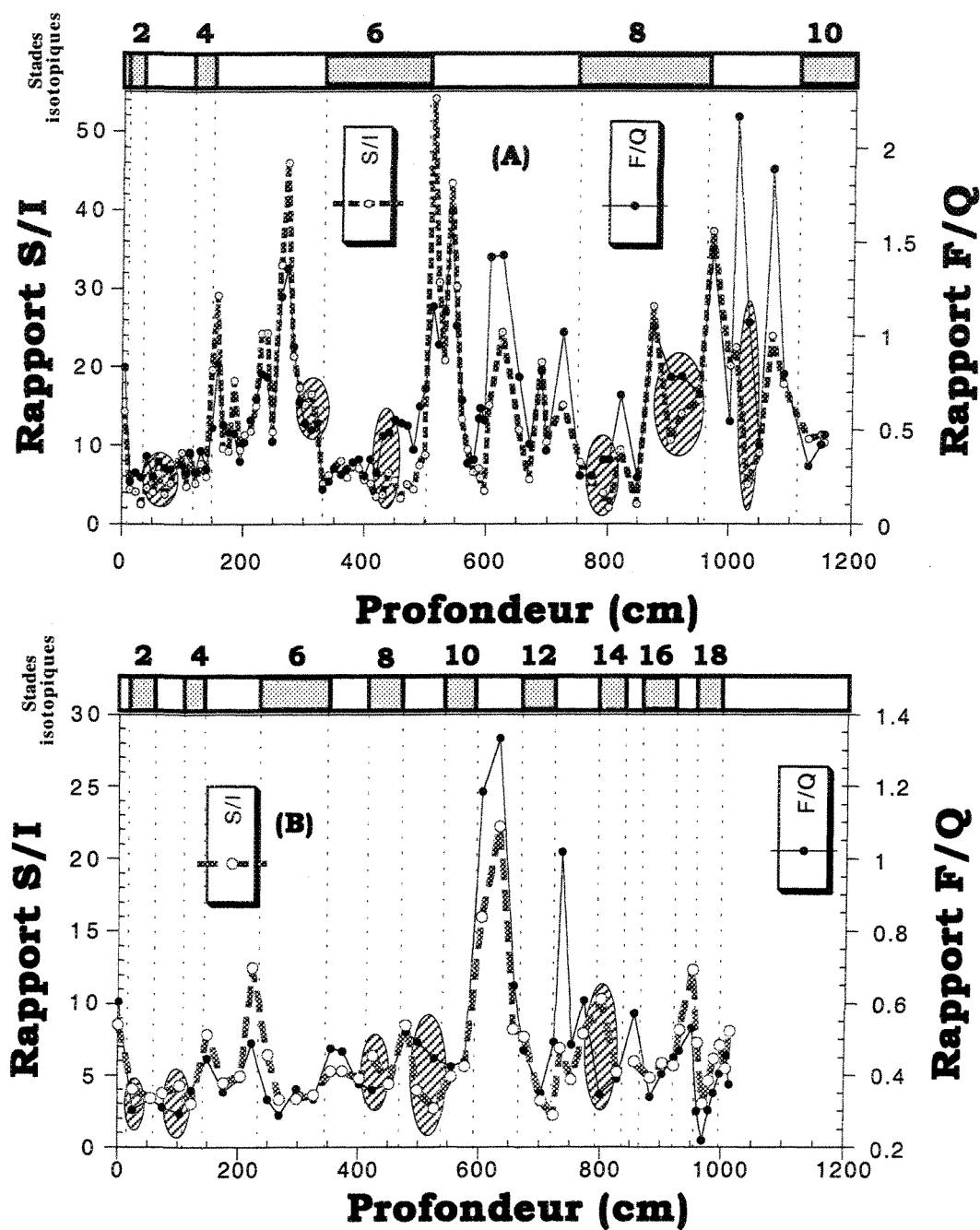


Fig. 44: Profil des rapports smectite-illite (S/I) et Feldspaths-quartz (F/Q) des sédiments de carottes 064P (A) et 058P (B) illustrant les niveaux où l'on peut observer un découplage ("hachuré") entre les différents traceurs. Le découplage peut ici être interprété comme un "excès" ou un "déficit" en feldspaths et smectites dans les apports. Remarquez dans les deux séquences, la "réurrence" de ce phénomène notamment au niveau des stades isotopiques 9, 8, (?7 et 5), 3-2.

L'observation des profils granulométriques permet de voir que la vitesse des courants aurait la même expression hydrodynamique quant aux proportions des sources en présence, comme l'avait proposé Revel (1995). L'intérêt de ces profils granulométriques (Figs. 17 et 21) est donc la possibilité que le découplage entre les traceurs isotopiques, au niveau de la séquence encadrée par les stades isotopiques 11 et 7, soit dû à une accélération initiale des masses d'eau de fond (cf. McCave, 1995). Il semblerait qu'il y ait eu une grande remontée des niveaux d'eau entre les stades 19 et 11, au dernier maximum interglaciaire et à l'Holocène (p. ex. Dowling et McCave, 1993). Cette remontée serait caractérisée par un ralentissement moyen des vitesses des courants et donc un accroissement du taux de sédimentation des fractions fines (cf. Pudsey, 1992; McCave, 1995). Par contre, l'englacement qui a suivi la séquence 19-11 (cf. Henrich, 1998) a comme déclenché un drainage, puis une accélération locale de la NEADW et de la DSOW (cf. Johnson et al., 1977; Johnson et Lynch, 1988). Ceci aurait eu deux conséquences majeures sur la sédimentation de la région: (i) un creusement en amont des zones sources (rift et flancs de la dorsale, talus groenlandais et les zones profondes des bassins est); (ii) et/ou un renforcement des circulations de surface avec notamment un effet d'entraînement des glaces et donc un accroissement des influx verticaux. Les variations de f^{sm}/Nd en fonction des valeurs de $\epsilon Nd(0)$ (Fig. 40b) nous apportent également des éléments de réponse sur les implications des sources de ces apports durant cette période. Dans un cas comme dans l'autre nous dirons que les sédiments, liés à ces périodes d'englacement et -au risque de manquer encore plus de recul- ceux probablement des interstades froids, deviendront directement plus riches en ces matériaux et seraient principalement issus de l'océan de surface. Les rapports F/Q décroissent rapidement vers des valeurs faibles et/ou caractéristiques des zones sources des IRD (p. ex. pôle islandais à forte teneurs en Nd ou des contributions baltiques S3a). Ceci rejoint les modèles les plus récents de transport des débris volcaniques, ainsi que certains de leurs produits d'altération, dans la

région de la dorsale de Reykjanes (Lacasse et al., 1996; Lackschewitz et Wallrabe-Adams, 1997).

Ainsi, la variabilité du signal isotopique a principalement une double origine: elle est non seulement liée à la période et à la durée de la mise en suspension des sédiments anciens, mais également à leur contamination par des nouvelles sources allochtones (c.à.d., les apports par les courants de bordures est et ouest, ou encore par vêlage d'icebergs).

Mais c'est sans tenir compte des problèmes de résolution chronologique des séquences étudiées et de l'analyse de nouveaux traceurs de loin les plus précis. Autrement dit, l'analyse qui est faite ici ne peut être que provisoire, bien des nouvelles campagnes d'échantillonnage et études étant en cours et pouvant amener des retouches dans le schéma de détail et de compréhension des modes de sédimentation (détritiques via les courants profonds voire même le transport le long de la couche néphéloïde, détritique par vêlage, biogénique -opale, calcite-, aérosols, cendres volcaniques) et notamment les mécanismes d'altération des basaltes qui demandent à être plus précisés. On peut citer, à titre indicatif, pourquoi même fixé "arbitrairement" le pôle "dorsale Reykjanes" ne donne pas tout simplement des signatures mantelliques, même que les secteurs orientaux sont alimentés par des masses d'eau de débordement de la mer de Norvège et/ou les apports profonds de l'Atlantique tempéré (p. ex. McCartney, 1992). De plus, qu'en est-il de la signature des apports basaltiques islandais? Rappelons que ces apports, source principale des smectites dans les sédiments du bassin d'Islande, sont en général décrits comme représentatifs du "pôle basique" à plus fortes valeurs de Th/U (p. ex. Schilling, 1992). Une autre énigme subsiste également: d'où pourrait provenir les isotopes radiogéniques Pb, Sr et Sm-Nd des sédiments impliqués dans tous ces mécanismes de sédimentation. On peut aussi donner quelques exemples de cas. Grousset et al. (1982) relèvent que les foraminifères contiennent 14 ppm de terres-rares (TR). Ces mêmes auteurs soulignent également que les ptéropodes et les diatomées en

donnent 10 et 12 ppm, respectivement. Ces organismes constituent des sources de Sm et Nd, s'il en est? Vance et Burton (1999) ont récemment établi des profils de compositions isotopiques de Nd dans les tests de foraminifères planctoniques des séquences sédimentaires provenant de la mer du Labrador. Ils ont observé sur la période allant de 2,5 à 1,5 Ma des valeurs de $\epsilon Nd(0)$ passant de -12 à -19. Toutefois, pour expliquer ce changement dans les compositions isotopiques, les auteurs avaient fait appel à du Nd "non intrinsèque" au système, à savoir une addition de matériaux détritiques d'âge Archéen issus du Canada central. La présente étude aurait également été un "artificieux bas-bleu" que nous n'avions parfois pensé que la bioturbation ou la bioirrigation pourrait donner souvent des indications plus nuancées, mais présente des risques plus grands de faire "inverser" le signal glaciaire *versus* interglaciaire. Ce qui est remis en jeu ici, c'est le degré d'exactitude dans l'ensemble des tests de foraminifères sur lesquels est basée toute la stratigraphie isotopique, mais aussi la mise en évidence de la stratification des eaux dans les bassins adjacents à la dorsale de Reykjanes.

Quoi qu'il en soit de ces conclusions, de leurs succès et de leurs échecs il est des points d'accord qu'il faut souligner avec force:

a) Durant l'intervalle des derniers 700 000 ans, l'origine des particules -et donc des trajectoires océaniques- n'a pas sensiblement varié. Les variations dans les contributions relatives des sources en présence, commandées par les fluctuations climatiques, semblent plutôt jouer un rôle déterminant en tant que facteur de dilution et/ou par la modification de la charge particulaire des eaux de fond qui peut en résulter.

b) La faible amplitude des rapports S/I et F/Q durant l'intervalle des 10 derniers stades isotopiques des deux séquences longues (064P et 058P) doit impliquer la conjonction de deux phénomènes: (i) la baisse des apports latéraux mantelliques issus de l'Islande, et

donc le "confinement" des courants d'eaux profondes susceptibles de déplacer des masses importantes d'éléments fins des formations volcanoclastiques amenés des régions orientales de la dorsale; (ii) et/ou probablement une augmentation des apports détritiques de surface telle que démontrée par les compositions radiogéniques en Pb (*vs* Nd; Fig. 19), mais aussi suggérée par von Blanckenburg et O'Nions (1999) pour les bassins de l'Atlantique Nord.

Une conséquence de ces constatations est que, si l'on veut d'après notre démarche caractériser ou aborder la définition des paléopatrons de circulation océanique, notamment dans certains secteurs de l'Atlantique Nord, il faudrait insister sur la nature et la quantité de particules détritiques amenées par chacune des provinces distributrices. La baisse du niveau marin, pressentie par les paléocéanographes (voir références *dans* Oppo et Lehman, 1995), lors de périodes glaciaires peut déterminer l'intervention de seuils, donc un changement dans certaines composantes détritiques, sans qu'il ait obligatoirement changement de provinces distributrices principales et de sens des courants. En définitive, la présence dans le milieu d'un potentiel stock source régional -et donc d'un type de masses d'eau- devait substantiellement être dépendant de l'hydrodynamisme ambiant, mais surtout un "succube" marqueur et porteur des signatures des contributions de sa région source que l'on doit retrouver *ipso facto*.

**CONCLUSIONS
ET
PERSPECTIVES**

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

La couverture sédimentaire dans certaines zones de dorsale médio-océanique constitue une source d'information alternative intéressante sur la variabilité des apports détritiques à l'océan et des circulations océaniques de surface et profondes. Mais, en raison de leur contexte géodynamique et volcanique, la qualité des informations que l'on peut déduire de l'étude de ces milieux dépend des propriétés et notamment du comportement des traceurs utilisés dans le décodage de la mémoire chimique des dépôts enregistrés. Les traceurs les plus adéquats doivent ainsi être suffisamment discriminants vis-à-vis des sources, en plus, d'avoir la particularité de conserver sans altération la mémoire chimique de ces sources à l'origine des particules dans le sédiment. Plusieurs études isotopiques sur les masses d'eau océaniques actuelles et des sédiments des bassins abyssaux océaniques ont permis d'établir que la composition de certains isotopes radiogéniques des systèmes tels que Sm-Nd, Rb-Sr et U-Th-Pb répondent bien à ces critères.

Afin donc de documenter ce type d'approche, notre étude s'est focalisée sur les sédiments accumulés, depuis les dernières 700 000 années, le long de la dorsale de Reykjanes. Cette région de l'Atlantique Nord, située à la frontière des bassins d'Irminger et d'Islande, constitue en effet une zone charnière pour les grandes masses d'eau qui remontent les mers d'Irminger et du Labrador. Ainsi, la présente étude, qui avait pour objectif principal de caractériser les diverses sources des apports sédimentaires et d'examiner leur dynamique de distribution, a choisi d'utiliser la systématique isotopique Pb-Sr-Nd dans les sédiments provenant de la portion de la dorsale comprise entre 58°N et 60°N, car cette zone présente des traits structuraux fondamentalement identiques à ceux d'une ride d'expansion à la fois lente et rapide. En outre, pour avoir la certitude que les particules que l'on trace appartiennent ou pas aux stocks régionaux déjà "connus" et que la signature radiogénique des enregistrements ne

présente pas d'éventuelles "distorsions" par rapport à la "réalité" du terrain, on a également couplé aux traceurs radiogéniques, des données géochimique élémentaire, granulométrique, minéralogique et stratigraphique. Enfin, les matériaux utilisés incluent des dépôts récents et modernes, ainsi que des sédiments plus anciens provenant des séquences longues toutes sélectionnées selon leur position par rapport à la dorsale. Le choix des sites selon la position géographique s'est fait initialement avec le but d'illustrer les conditions hydrodynamiques, actuelles et passées, inhérentes à chaque contexte physiographique de la ride.

La combinaison de ces approches méthodologiques diverses sur des sédiments de la dorsale de Reykjanes, entre 58°N et 60°N, a permis de retrouver et de compléter les données obtenues dans les travaux antérieurs, sur les points suivants:

1) On a reconnu, les principales provinces à la source de la sédimentation détritique, sur la base des variations de composition reliées aux grandes fluctuations glaciaires-interglaciaires.

2) Durant les stades glaciaires, les particules détritiques occupant la dorsale résultent d'un mélange binaire impliquant des produits riches en Nd: d'une part, issus de l'érosion de la province islando-thuléenne; d'autre part, des provinces acides du SE-Groenland et des régions baltiques. Les mécanismes d'apports seraient principalement le vèlage par les radeaux de glaces issus des marges SE de la calotte groenlandaise et baltique.

3) En périodes interglaciaires, les sédiments de la zone axiale résultent strictement de mélanges entre le pôle baltique et les sédiments de la province islando-thuléenne d'une part, et les basaltes du rift de la dorsale de Reykjanes d'autre part. En outre, les sédiments de la zone ouest montrent un mélange sédimentaire à affinité proche des roches du plancher océanique des bassins de l'Irminger, soit un apport des composantes issues du SE-Groenlandais (pauvre en Nd) avec un matériel relativement radiogénique en ^{208}Pb qui serait

issu de l'océan Arctique. Ceci traduit un renforcement du pouvoir érosif des courants de fond (c.à.d. DSOW et NEADW), mais également la persistance des délestages par des icebergs.

4) La dissemblance des réponses enregistrées dans les deux domaines physiographiques (principaux) de la dorsale est expliquée par leur localisation par rapport à la vallée axiale et par des facteurs hydrographiques locaux, notamment les courants de bordure, qui perturbent l'enregistrement du signal des apports du rift en favorisant l'accumulation de matériaux d'origine exotique.

5) On retiendra de même que le passage d'un cycle interglaciaire à un cycle glaciaire se traduit en général par une réduction des contributions des composantes à faibles teneurs en Nd (c.à.d., les apports de fonds groenlandais, de la dorsale et des éléments de composition assez proche des éruptions picritiques de l'Islande), mais également des apports arctiques.

6) Sur cette base, il a été remarqué que d'un point de vue qualitatif (c.à.d. en termes de composition des particules) et quantitatif (nombre de sources en présence et proportions des apports de ces sources), la base de la séquence longue 91-058P du flanc ouest de la dorsale présente des traits tout à fait similaires à ceux de la période allouée aux sédiments modernes holocènes issus des carottes-boîtes. Ce comportement, révélé par les deux sous-unités de la même séquence, a également été relevé dans les signaux livrés par les traceurs minéralogiques. Un régime sédimentaire et courantologique assez similaire durant les deux périodes a donc été suggéré. En outre, l'analyse détaillée des variations de la contribution islandaise, durant les stades glaciaires et interglaciaires dans les deux séquences longues, semble démontrer que pour une même région source, la différenciation des caractères isotopiques et géochimiques très nette, en deux types de matériaux glaciaire et interglaciaire dénote l'importance d'un contrôle qui pourrait être lié à un changement physiographique et/ou de l'accommodation locale des régions sources, donc à des variations quantitatives et qualitatives des surfaces émergées, plutôt qu'à un changement des sens de courants.

7) Nous avons ainsi relevé des indices que deux dynamiques auraient gouverné la mise en place des dépôts détritiques durant la période couvrant les stades isotopiques 10 à 2. La première démontre une influence prépondérante -et notamment un couplage initial entre- des apports groenlandais et islandais durant la période allant du stade 10 à 8. Le faible marquage des signatures de type baltique observé dans les deux flancs de la ride, aussi bien durant les stades glaciaires qu'interglaciaires, a ainsi été interprété comme un blocage partiel des apports issus de cette région. La seconde dynamique suggère un délestage des détritiques aux signatures très intermédiaires entre notamment des sources arctique, baltique et islandaise avec une faible superposition de signatures est-groenlandaises. Cette observation rappelait clairement les conclusions de certains auteurs comme Revel (1995), Snoeckx et al. (1999), ou encore celles d'Andersen et al. (1996) dont les travaux suggèrent que les calottes glaciaires arctique et baltique auraient dû relarguer des icebergs à des périodes passablement similaires. On démontre ici que ce couplage serait responsable des dépôts qui ont été largués dans la région d'étude, mais plus tard après ceux des apports issus du Groenland et de l'Islande.

8) Aux deux dynamiques ci-dessus décrites, nous avons eu à attribuer le découplage observés entre les différents traceurs utilisés (Pb et Nd vs Sr; rapports S/I vs F/Q). Les principaux facteurs mis en cause seraient donc la superposition des apports issus de l'océan de surface (soient les IRD), mais également les processus de re-suspension des sédiments liés au "feed-back" du climat sur les courants de fond. Le rôle respectif du volume d'eau drainant les particules détritiques, ainsi que la vitesse des courants, a donc été mis en évidence.

9) Cette étude a également montré, dans les horizons superficiels des sédiments, l'existence d'événements importants dans la dynamique sédimentaire des tranches sommitales des profils, tels que les processus de bioturbation, des apports mantelliques, mais également

atmosphériques. Ceci confirme divers travaux montrant que, même dans les régions du globe les plus reculées, on observe systématiquement la présence de plomb anthropogénique. Celui-ci est ici rapidement transféré des eaux de surface océaniques, à la colonne d'eau et aux sédiments de surface.

10) Du point de vue paléoclimatique et/ou océanographique, il ressort clairement que les trajectoires de la circulation profonde n'ont sensiblement pas changé entre les périodes d'englacement et de réchauffement. Dans les deux régimes, seules les proportions des provinces distributrices changent.

11) D'un point de vue méthodologique, il est clair que la fraction soluble issue de l'attaque ménagée du sédiment par HCl joue un rôle effacé dans l'abondance de certains isotopes radiogéniques des systèmes Sm-Nd et U-Th-Pb, comparativement à celui du couple Rb-Sr. Ceci a permis d'identifier d'éventuels problèmes de sensibilité au fractionnement sédimentologique et de caractériser les tendances générales au sein des séquences étudiées.

Pour parfaire cette étude, il est indispensable de proposer plusieurs axes de recherches dans l'avenir:

1) Cette étude confirme certes le caractère très particulier de la dynamique mantellique au niveau de la dorsale de Reykjanes qui présente anormalement des traits d'absence d'hydrothermalisme. Mais, comme l'ont déjà souligné German et Parson (1998), il ne faut toutefois pas écarter la possibilité d'apports par hydrothermalisme le long des séquences longues. En effet, sur le diagramme de la figure 28a, lorsque l'on essaie d'extrapoler la droite reliant les dépôts interglaciaires de la carotte du flanc ouest, on obtient un intercept à 2 ppm de Nd, pour des compositions en Sr très proches de celles des MORB. Il est bien connu que c'est la teneur moyenne des basaltes de la dorsale (Schilling, 1975), mais aussi des pures croûtes de sulfures de manganèse (Mills et al., 1993). L'importance de l'hydrothermalisme

sous-marin et de l'altération, ainsi que leurs implications métallogéniques au niveau de la dorsale, pourraient être abordées en passant à des analyses plus exhaustives. Par exemple, en ce qui concerne les dépôts liés aux potentielles activités hydrothermales récentes, des analyses isotopiques en Nd de la colonne d'eau pourraient bien donner quelques indices. L'évaluation de certaines teneurs élémentaires serait cependant la moins onéreuse en temps. Ainsi, les profils de teneurs en Pb, comparés à ceux des carbonates, pourraient permettre d'identifier au sein des séquences récentes la part du plomb anthropogénique et mantellique. De façon similaire, l'établissement des teneurs, sur la fraction décarbonatée du sédiment, en éléments "sensibles" (i) aux apports détritiques (c.à.d. Al, Fe, Ti, Zr) et (ii) aux conditions redox hydrogénétiq ue (p. ex. Mn, Co, Ni, V) et diagénétiq ue (Cu) permettront de déduire l'importance de tel ou tel flux ou composante dans la dynamique du système sédimentaire de la dorsale de Reykjanes (voir p. ex. Kuhn et al., 1996).

2) Enfin, il reste, jusqu'à preuve du contraire, que les isotopes radiogéniques Pb-Sr-Nd, constituent un outil privilégié pour contraindre les sources sédimentaires en milieu tant bien qu'océanique que continental. Sous réserve de ne pas tenir compte du temps requis pour parfaire une série d'analyses du Pb, Sr, Sm et Nd, un resserrage de la maille d'échantillonnage est cependant indispensable à obvier à quelques "problèmes de résolutions chronologiques" des séquences à étudier.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABOUCAMI, W. et GOLDSTEIN, S.L. (1995): "A lead isotopic study of Circum-Antarctic manganese nodules". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, pp. 1809-1820.
- ALBARÈDE, F. et GOLDSTEIN, S.L. (1992): "World map of Nd isotopes in sea-floor ferromanganese deposits". *Geology*, **20**, pp. 761-763.
- ALBARÈDE, F., GOLDSTEIN, S.L. et DAUTEL, D. (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*, **61**, pp. 1277-1291.
- ALLÈGRE, C.J., BEN OTHMAN, D., POLVÉ, M. et RICHARD, P. (1979): "The Nd-Sr isotopic correlation in mantle materials and geodynamics consequences". *Phys. Earth Planet Inter*, **19**, pp. 293-306.
- ALLÈGRE, C.J., LEWIN, E. et DUPRÉ, B. (1988): "A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic system". *Chemical Geology*, **70**, pp. 211-234.
- ANDERSEN, E.S., DOKKEN, T.M., ELVERHØI, A. SOLHEIM, A. et FOSSEN, I. (1996): "Late Quaternary sedimentation and glacial history of western Svalbard continental margin". *Marine Geology*, **133**, pp. 123-156.
- ANDERSEN, T., HAGELIA, P. et WHITEHOUSE, M.J. (1994): "Precambrian multi-stage crustal evolution in the Bamble sector of south Norway: Pb isotopic evidence from a Sveconorwegian deep-seated granitic intrusion". *Chemical Geology*, **116**, pp. 327-343.
- ANDERSEN, T. et SUNDVOLL, B. (1995): "Neodymium isotope systematics of the mantle beneath the Baltic shield: Evidence for depleted mantle evolution since the Archaean". *Lithos*, **35**, pp. 235-243.
- ANDERSEN, T. (1997): "Radiogenic isotope systematics of the Herefoss granite, South Norway: An indicator of Sveconorwegian (Greenvillian) crustal evolution in the Baltic Shield". *Chemical Geology*, **135**, pp. 139-158.
- APPELGATE, B. et SHOR, A.N. (1994): "The northern Mid-Atlantic and Reykjanes Ridges: spreading center morphology between 55°50'N and 63°00'N". *Journal of Geophysical Research*, **99**, pp. 17 935-17 956.
- ASAHARA, Y., TANAKA, T., KAMIOKA, H. et NISHIMURA, A. (1995): "Asian continental nature of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in north central Pacific sediments". *Earth and Planetary Science Letters*, **133**, pp. 105-116.
- BARETT, T.J., JARVIS, I., LONGSTAFFE, F.J. et FARQUHAR, R. (1988): "Geochemical aspects of hydrothermal sediments in the eastern Pacific ocean: an update". *Canadian Mineralogy*, **26**, pp. 841-858.

- BARR, S.M. et HEGNER, E. (1992): "Nd isotopic study of felsic igneous rocks in Cape Breton, Nova Scotia". *Canadian journal of Earth Sciences*, **29**, pp. 650-657.
- BAUMANN, K.H., LACKSCHEWITZ, K.S., ERLLENKEUSER, H., HENRICH, R. et JÜNGER, B. (1993): "Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the East Greenland continental margin". *Marine Geology*, **113**, pp. 13-36.
- BEN OTHMAN, D., WHITE, W.M. et PATCHETT, J. (1989): "The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling". *Earth and Planetary Science Letters*, **94**, pp. 1-21.
- BERSTEIN, S., KELEMEN, P.B., TEGNER, C., KURZ, M.D., BLUSZTAJN, J. et BROOKS, C.K. (1998): "Post-breakup magmatism along the East Greenland Tertiary rifted margin". *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, pp. 845-862.
- BERTRAM, C.J. et ELDERFIELD, H. (1993): "The geochemical balance of the Rare Earth elements and neodymium isotopes in the oceans". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, pp. 1957-1986.
- BISCAYE, P.E. (1965): "Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans". *Geological Society of America Bulletin*, **76**, pp. 803-832.
- BJØRLYKKE, A., VOKES, F.M., BIRKELAND, A. et THORPE, R.I. (1993): "Lead isotope systematics of strata-bound sulfide deposits in the Caledonides of Norway". *Economic Geology*, **88**, pp. 397-417.
- BLUM, J.D. et EREL, Y. (1995): "A silicate weathering mechanism linking increases in marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ with global glaciation". *Nature*, **373**, pp. 415-418.
- BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., McMANUS, J., ANDREWS, J., HUONS, S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G. et IVY, S. (1992): "Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**, pp. 245-249.
- BOYLE, E.A., CHAPNICK, S.D. et SHEN, G.T. (1986): "Temporal variability of lead in the Western North Atlantic". *Journal of Geophysical Research*, **91**, pp. 8573-8593.
- BRÉVART, O., DUPRÉ, B. et ALLÈGRE, C.J. (1981): "Metallogenesis at spreading centers: lead isotope systematics for sulfide, manganese-rich crusts, basalts and sediments from the Cyamex Alvin areas (East Pacific Rise). *Economic Geology*, **76**, pp. 1205-1210.
- BRIQUEU, L. (1980): "Effets de l'altération par l'eau de mer sur les compositions isotopiques du strontium de la mésostase et des phases minérales d'une tholéiite océanique". *Bulletin Société Géologique de France*, **7**, pp. 405-411.
- BROECKER, W.S. et PENG, T.-H. (1982): *Tracers in the Sea*. Eldigio Press, 690 p.

- BROECKER, W.S. et DENTON, G.H. (1989): "The role of the ocean-atmosphere reorganization in glacial cycles". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, pp. 2465-2501.
- CHAMLEY, H. (1974): "Place des argiles marines parmi divers indicateurs paléoclimatiques". *Colloques internationaux du CNRS - les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocène*, **219**, pp. 25-37.
- CHOW, T.J. et PATTERSON, C.C. (1959): "Lead isotopes in manganese nodules". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **17**, pp. 21-31.
- CHOW, T.J. et PATTERSON, C.C. (1962): "The occurrence and signification of lead isotopes in pelagic sediments". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **26**, pp. 263-308.
- CLARK, P.U., ALLEY, R.B. et POLLARD, D. (1999): "Northern Hemisphere ice-sheet influences on global climate change". *Science*, **286**, pp. 1104-1111.
- CLEMENS, S.C., FARELL, J.W. et GROMET, L.P. (1993): "Synchronous changes in seawater strontium isotope composition and global climate". *Nature*, **363**, p. 607.
- COHEN, R.S. et O'NIONS, R.K. (1982): "The lead, neodymium and strontium isotopic structure of the Ocean Ridge Basalts". *Journal of Petrology*, **23**, pp. 299-324.
- COJAN, I. et RENARD, M. (1997): *Sédimentologie*. Masson, Paris, 418 p.
- CORTIJO, E. REYNAUD, J.Y., LABEYRIE, L. PAILLARD, D. LEHMAN, B. CREMER, M. et GROUSSET, F. (1995): "Étude de la variabilité climatique à haute résolution dans des sédiments de l'Atlantique Nord". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **321**, pp. 231-238.
- CRAIG, H., KRISHNASWAMI, S. et SOMAYAJULU, B.L.K. (1973): "²¹⁰Pb-²²⁶Ra: Radioactive disequilibrium in the deep sea". *Earth and Planetary Science Letters*, **17**, pp. 295-305.
- DASCH, E.J. (1969): "Strontium isotopes in weathering profiles, deep sea sediments, and sedimentary rocks". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **33**, pp. 1521-1552.
- DAVIES, G., GLEDHILL, A. et HAWKESWORTH, C. (1985): "Upper crustal recycling in southern Britain: evidence from Nd and Sr isotopes". *Earth and Planetary Science Letters*, **75**, pp. 1-12.
- DE PAOLO, D.J. et WASSERBURG, G.J. (1976): "Nd isotopic variations and petrogenetic models". *Geophysical Research Letters*, **3**, pp. 249-252.
- DE PAOLO, D.J. (1979): "Implications of correlated Nd and Sr isotopic variations for the chemical evolution of the crust and mantle". *Earth and Planetary Science Letters*, **43**, pp. 201-211.
- DE PAOLO, D.J. (1988): *Neodymium isotope geochemistry. An introduction*. Springer-Verlag, Berlin, 187 p.

- DIA, A., DUPRÉ, B. et ALLÈGRE, C.J. (1992a): "Nd isotopes in Indian Ocean sediments used as tracers of supply to the ocean and circulation paths". *Marine Geology*, **103**, pp. 349-359.
- DIA, A., COHEN, A.S., O'NIONS, R.K. et SHACHLETON, N.J. (1992b): "Seawater Sr isotope variation over the past 300 kyr and influence of global climate cycles". *Nature*, **356**, pp. 786-788.
- DICKIN, A.P. (1988); "The North Atlantic Tertiary Province". dans *Continental flood basalts*. MACDOUGALL, J.D. (ed). *Kluwer Academic Publishers*, pp. 111-149.
- DICKSON, R.R. et BROWN, J. (1994): "The production of North Atlantic Deep Water sources, rates and pathways". *Journal of Geophysical Research*, **99**, pp. 12 319-12 341.
- DOE, B.R. (1970): *Lead isotopes*. Springer-Verlag, Berlin, 129 p.
- DOWLING, L.M. et McCAYE, I.N. (1993): "Sedimentation on the Feni Drift and Late Glacial bottom water production in the northern Rockall Trough". *Sedimentary Geology*, **82**, pp. 79-87.
- DUPLESSY, J.C. (1981): "Circulation des eaux profondes nord-atlantiques au cours du dernier cycle climatique". *Colloques internationaux du CNRS -Environnements sédimentaires de l'Atlantique Nord au Quaternaire, Bulletin Institut Géologique Bassin Aquitaine*, **31-32**, pp. 397-391.
- DUPRÉ, B. et ALLÈGRE, C.J. (1980): "Pb-Sr-Nd isotopic correlation and the chemistry of the North Atlantic mantle". *Nature*, **286**, pp. 17-22.
- DUPRÉ, B., LAMBERT, B., ROUSSEAU, D. et ALLÈGRE, C.J. (1981): "Limitations on the scale of mantle heterogeneities under oceans ridges: lead and strontium isotope variations in the FAMOUS and CYAMEX areas. *Nature*, **294**, pp. 552-553.
- DUNLAP, C. STEINNES, E. et FLEGAL, A.R. (1999): "A synthesis of lead isotopes in two millennia of European air". *Earth and Planetary Science Letters*, **167**, pp. 81-88.
- ELDERFIELD, H. et GREAVES, J.M. (1982): "The Rare Earth elements in seawater". *Nature*, **296**, pp. 214-219.
- ELLIOT, T.R., HAWKESWORTH, C.J. et GRÖNVOLD, K. (1991): "Dynamic melting of the Iceland plume". *Nature*, **351**, pp. 201-206.
- FAGEL, N., ROBERT, C. et HILLAIRE-MARCEL, C. (1996): "Clay mineral signature of the NW Atlantic Boundary Undercurrent". *Marine Geology*, **130**, pp. 19-28.
- FAGEL, N., HILLAIRE-MARCEL, C. et ROBERT, C. (1997): "Changes in the Western Boundary Undercurrent outflow since the Last Glacial maximum, from smectite-illite ratios in deep Labrador Sea sediments". *Paleoceanography*, **12**, pp. 79-96.

- FAURE, G. (1986): *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons (Second edit.), NY, USA., 589 p.
- FITTON, J.G., ELLAM, R.M. et ROGERS, G. (1998a): "Sr-Nd-, and Pb-isotopic compositions of volcanic rocks from the South-East Greenland and margin at 63°N: temporal variations in crustal contamination during continental breakup". *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **152**, pp. 351-357.
- FITTON, J.G., SAUNDERS, A.D., LARSEN, L.M., HARDARSON, B.S. et NORRY, M.J. (1998b): "Volcanic rocks from the South-East Greenland and margin at 63°N: composition, petrogenesis, and mantle sources". *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, **152**, p. 331.
- FLEGAL, A.R., ITOH, K., PATTERSON, C.C. et WONGS, C.S. (1986): "Vertical profile of lead isotopic composition in the North-East Pacific". *Nature*, **321**, pp. 689-690.
- FRONVAL, T., JANSEN, E., HAFLIDASON et SEJRUP, H.P. (1998): "Variability in surface and deep water conditions in the nordic seas during the Last Interglacial Period". *Quaternary Science Reviews*, **17**, pp. 963-985.
- GARIÉPY, C., LUDDEN, J. et BROOKS, C. (1983): "Isotopic and trace element constraints on the genesis of the Faeroe lava pile". *Earth and Planetary Science Letters*, **63**, pp. 257-272.
- GEE, M.A.M., THIRLWALL, M.F., TAYLOR, R.N., LOWRY, D., et MURTON, B.J. (1998): "Crustal processes: major controls on Reykjanes Peninsula lava chemistry, SW Iceland". *Journal of Petrology*, **39**, pp. 819-839.
- GEHRKE, B., LACHSCHEWITZ, K.S. et WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1996): "Late Quaternary sedimentation on the Mid-Atlantic Reykjanes Ridge: clay mineral assemblages and depositional environment". *Geologische Rundschau*, **85**, pp. 525-535.
- GENDRON-BADOU, A., PICHON, J.J. et FRÖHLICH, F. (1997): "Enregistrements sédimentologiques des changements climatiques et océanographiques au nord-ouest de Kerguelen (océan indien sud) pendant les dernières 620 000 années". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **325**, pp. 343-349.
- GERMAN, C.R., BRIEM, J., CHIN, C., DANIELSEN, M., HOLLAND, S., JAMES, R., JONSDOTTIR, A., LUDFORD, E., MOSER, C., OLAFSSON, J. et PALMER, M.R. (1994): "Hydrothermal activity on the Reykjanes Ridge: the Steinahóll vent-field at 63°06'N". *Earth and Planetary Science Letters*, **121**, pp. 647-654.
- GERMAN, C.R., BARREIRO, B.A., HIGGS, N.C., NELSEN, T.A., LUDFORD, E.M. et PALMER, M.R. (1995): "Seawater-metasomatism in hydrothermal sediments (Escanaba Trough, Northeast Pacific)". *Chemical Geology*, **119**, pp. 175-190.

- GERMAN, C.R., BOURLES, D.L., BROWN, E.T., HERGT, J., HIGGS, N.C., LUDFORD, E.M., NELSEN, T.A., FEELY, R.A., RAISBECK, G. et YIOU, F. (1997): "Hydrothermal scavenging on the Juan de Fuca Ridge: ^{230}Th s, ^{10}Be , and REEs in ridge-flanks sediments". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, pp. 4067-4078.
- GERMAN, C.R. et PARSON, L.M. (1998): "Distribution of hydrothermal activity along the Mid-Atlantic Ridge: interplay of magmatic and tectonic controls". *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, pp. 327-341.
- GIROD, M., BAILEY, D.K., BAKER, P.E., FISCHER, R.V., MAURY, R., ROCCI, M. SCHMINCHE, H. et UPTON, B.G. (1978): *Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural*. Doin éditeurs, Paris, France 239 p.
- GOLDSTEIN, S.L. et O'NIONS, R.K. (1981): "Nd and Sr isotopic relationships in pelagic clays and ferromanganese deposits". *Nature*, **292**, pp. 324-327.
- GOLDSTEIN, S.J., O'NIONS, R.K. et HAMILTON, P.J. (1984): "A sm-Nd isotopic study of dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**, pp. 221-236.
- GOLDSTEIN, S.J. et JACOBSEN, S.B. (1988): "Nd and Sr isotopic systematics of the river water suspended material: implications for crustal evolution". *Earth and Planetary Science Letters*, **87**, pp. 249-265.
- GREAVES, M.J., ELDERFIELD, H. et KLINKHAMMER, G.P. (1989): "Determination of the Rare Earth elements in natural waters by isotope-dilution mass spectrometry". *Analytica Chimica Acta*, **218**, pp. 265-280.
- GROUSSET, F.E., JORON, J-L. et TREUIL, M. (1982): "Identification des sources des sédiments quaternaires de la dorsale médio-Atlantique (Islande-Açores), à l'aide de la géochimie des éléments de transition et des éléments hygromagmaphiles". *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, **31**, pp. 239-256.
- GROUSSET, F.E. et LATOUCHE, C. (1983): "Rôles respectifs de l'advection et de la décantation sur la ride médio-Atlantique (40°-50°N). *Chemical Geology*, **40**, pp. 225-249.
- GROUSSET, F.E. et CHESSELET, R. (1986): "The Holocene sedimentary regime in northern Mid-Atlantic Ridge region". *Earth and Planetary Science Letters*, **78**, pp. 271-287.
- GROUSSET, F.E., BISCAYE, P.E., ZINDLER, A., PROSPERO, J. et CHESTER, R. (1988): "Neodymium isotopes as tracers in marine sediments and aerosols: North Atlantic". *Earth and Planetary Science Letters*, **87**, pp. 367-378.
- GROUSSET, F.E., LABEYRIE, L., SINKO, J.A., CREMER, M., BOND, G., DUPRAT, J., CORTIJO, E. et HUON, S. (1993): "Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N)". *Paleoceanography*, **8**, pp. 175-192.

- GWIAZDA, R.H., HEMMING, S.R. et BROECKER, W.S. (1996a): "Tracking the sources of icebergs with lead isotopes: The provenance of ice-rafted debris in Heinrich layer 2". *Paleoceanography*, **11**, pp. 77-93.
- GWIAZDA, R.H., HEMMING, S.R. et BROECKER, W.S. (1996b): "Provenance of icebergs during Heinrich event 3 and the contrast to their sources during other Heinrich episodes". *Paleoceanography*, **11**, pp. 371-378.
- HAMELIN, B., DUPRÉ, B. et ALLÈGRE, C.J. (1984): "Lead-strontium isotopic variations along the East Pacific Rise and the Mid-Atlantic Ridge: a comparative study". *Earth and Planetary Science Letters*, **67**, pp. 340-350.
- HAMELIN, B., GROUSSET, F. et SHOLKOVITZ, E.R. (1990): "Pb isotopes in surficial pelagic sediments from the North Atlantic". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**, pp. 37-47.
- HANAN, B.B. et SCHILLING, J.G. (1997): "The dynamic evolution of the Iceland mantle plume: the lead isotopic perspective". *Earth and Planetary Science Letters*, **151**, pp. 43-60.
- HART, S.R. (1984): "A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle". *Nature*, **309**, pp. 753-757.
- HART, S.R., SCHILLING, J.G. et POWELL, J.L. (1973): "Basalts from Iceland and along the Reykjanes Ridge: Sr isotope geochemistry". *Nature Phys. Science*, **236**, pp. 104-107.
- HART, S.R., HAURI, E.H., OSCHMANN, L.A. et WHITEHEAD, J.A. (1992): "Mantle plumes and entrainment: Isotopic evidence". *Science*, **256**, pp. 517-520.
- HEIDEN, K.A. et HOLMES, M.A. (1998): "Grain-size distribution and signification of clay and clay-sized minerals in Eocene to Holocene sediments site 918 and 919 in the Irminger basin". *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **152**, pp. 39-49.
- HEINRICH, H. (1988): "Origin and consequences of cyclic ice rifting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130, 000 years". *Quaternary Research*, **29**, pp. 143-152.
- HEMMING, S., BROECKER, W.S., SHARP, W.D., BOND, G, GWIAZDA, R.H., McMANUS, J.F., KLAS, M, et HAJDAS, I. (1998): "Provenance of Heinrich layers in core V28-82, northeastern Atlantic: ^{40}Ar - ^{39}Ar ages of ices-rafted hornblende, Pb isotopes in feldspar grains, and Nd-Sr-Pb isotopes in the fine sediments fraction". *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, pp. 317-333.
- HÉMOND, C., ARNDT, N.T., LICHTENSTEIN, U. et HOFMANN, A.W. (1993): "The heterogeneous iceland plume: Nd-Sr-O isotopes and trace element constraints". *Journal of Geophysical Research*, **98B9**, pp. 15 833-15 850.
- HENRICH, R. (1998): "Dynamics of Atlantic water advection to the Norwegian-Greenland Sea- a time-slice record of carbonatte distribution in the last 300 ky". *Marine Geology*, **145**, pp. 95-131.

- HILLAIRES-MARCEL, C., DE VERNAL, A., VALLIÈRES, S. et équipage scientifique (1991): *Cruise report and on-board studies, CSS Hudson 91-045, October 14-November 8 1991, leg 1: the Labrador sea and leg 2: the Irminger & Iceland bassins, Commission géologique du Canada, dossier publique 2531, 287 p.*
- HILLAIRES-MARCEL, C., BILODEAU G., DE VERNAL, A. et FAGEL, N. (en préparation): "Deep circulation in the North-West Atlantic during isotopic stages 1 to 11: could the LSW/NADW structure be the exception rather the rule".
- HODELL, D.A., MUELLER, P.A., MCKENZIE, J.A. et MEAD, G.A. (1989): "Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean". *Earth and Planetary Science Letters*, **92**, pp. 165-178.
- HODELL, D.A., MEAD, G.A. et MUELLER, P.A. (1990): "Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present): implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans". *Chemical Geology*, **80**, pp. 291-307.
- HODELL, D.A. (1993): "Late Pleistocene paleoceanography of the south Atlantic sector of the Southern Ocean: Ocean drilling Program Hole 704A. *Paleoceanography*, **8**, pp. 47-67.
- HORÖWITZ, A. (1974): "The geochemistry of the sediments from the northern Reykjanes Ridge and the Iceland-Faroes Ridge". *Marine Geology*, **17**, pp. 103-122.
- HUIZHONG, W. et McCAYE, I.N. (1990): "Distinguishing climatic and current effects in Mid-Pleistocene sediments of Hatton Drifts, NE Atlantic". *Journal of the Geological Society, London*, **147**, pp. 373-383.
- IMBRIE, J., HAYS, D., MARTINSON, D.G., McINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G. PRELL, W.L et SHACKLETON, N.J. (1984): "The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ^{18}O record, dans: *Milankovich and Climate*. BERGER, A. et al., ed., pp. 269-306, Reidel Publ. Co., Dordrecht.
- INNOCENT, C., FAGEL, N., STEVENSON, R.K. et HILLAIRES-MARCEL, C. (1997): "Sm-Nd signature of modern and late Quaternary sediments from the northwest North Atlantic: Implications for the deep current changes since the Last Glacial Maximum". *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, pp. 607-625.
- ISRAELSON, C. et BUCHARDT, B. (1999): "Strontium and oxygen isotopic composition of East Greenland rivers and surface waters: implication for paleoenvironmental interpretation". *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **153**, pp. 93-104.
- ITO, E., WHITE, W. et GÖPEL, C. (1987): "The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB". *Chemical Geology*, **62**, pp. 157-176.
- JACOBSEN, S.B. et WASSERBURG, G.J. (1980): "Sm-Nd isotopic evolution of chondrites". *Earth and Planetary Science Letters*, **50**, pp. 139-155.

- JEANDEL, C. (1993): "Concentration and isotopic composition of Nd in the South Atlantic Ocean". *Earth and Planetary Science Letters*, **117**, pp. 581-591.
- JEANDEL, C., THOURON, D. et FIEUX, M. (1998): "Concentrations and isotopic composition of neodymium in the eastern Indian Ocean and Indonesian straits". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, pp. 2597-2607.
- JEHL, C. et BARSCZUS, H. (1996): "Origine des terres rares dans les mattes cyanobactériennes (Kopara) de l'atoll de Tikehau (Tuamotu, Polynésie Française)". *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **322**, pp. 205-212.
- JOHNSON, T.C et LYNCH, E. (1988): "Pléistocene fluctuations in the Western Boundary Undercurrent on the Blake Outer ridge". *Paleoceanography*, **3**, pp. 191-207.
- JOHNSON, D.A, LEDBETTER, M. et BURCKLE, L.H. (1977): "Vema channel paleo-oceanography: Pleistocene dissolution cycles and episodic bottom water flow". *Marine Geology*, **23**, pp. 1-33.
- KALSBECK, F., AUSTRHEIM, H., BRIDGWATER, D., HANSEN, B.T., PEDERSON, S. et TAYLOR, P.N. (1993): "Geochronology of Archean and Proterozoic events in the Ammassalik area, South-East Greenland, and comparisons with the Lewisian of Scotland and the Nagssugtoqidan of West Greenland". *Precambrian Research*, **62**, pp. 239-270.
- KALSBECK, F. (1995): "Geochemistry, tectonic setting, and poly-orogenic history of Palaeoproterozoic basement rocks from the Caledonian Fold Belt of North-East Greenland". *Precambrian Research*, **72**, pp. 301-315.
- KUHLEMANN, J., LANGE, H. et PAETSCH, H. (1993): "Implications of a connection between clay mineral variations and coarse grained debris and lithology in the central Norwegian-Greenland Sea". *Marine Geology*, **114**, pp. 1-11.
- KUHN, T., HALBACH, P. et MAGGIULLI, M. "Formation of ferromanganese microcrusts in relation to glacial/interglacial stages in Pleistocene sediments from Ampere Seamount (Subtropical NE Atlantic)". *Chemical Geology*, **130**, pp. 217-232.
- KRAUSS, W. (1986): "The North Atlantic current". *Journal of Geophysical Research*, **91**, pp. 5061-5074.
- LACASSE, C., SIGURDSSON, H., CAREY, S., PATERNE, M. et GUICHARD, F. (1996): "North Atlantic deep-sea sedimentation of Late Quaternary tephra from the Iceland hotspot". *Marine Geology*, **129**, pp. 207-235.
- LACKSCHEWITZ, K.S. et WALLRABE-ADAMS, H.-J. (1991): "Composition and origin of sediments on the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland". *Marine Geology*, **101**, pp. 71-82.
- LACKSCHEWITZ, K.S., WALLRABE-ADAMS, H.-J. et GARBE-SCHÖNBERG, D. (1994): "Geochemistry of surface sediments from the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland". *Marine Geology*, **121**, pp. 105-119.

- LACKSCHEWITZ, K.S., EIDAM, J.K., MRAZEK, J. et SCHMIDT, V.G. (1995): "Studies on element bonding forms in sediments from the Reykjanes Ridge (59°N-60°N)". *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, pp. 83-95.
- LACKSCHEWITZ, K.S., ENDLER, R., GEHRKE, B., WALLRABE, H.-J. et THIEDE, J. (1996): "Evidence for topography-and current-controlled deposition on the Reykjanes Ridge between 59°N and 60°N". *Deep-Sea Research I*, **43**, pp. 1683-1711.
- LACKSCHEWITZ, K.S. et WALLRABE, H.-J. (1997): "Composition and origin of volcanic ash zones in late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: evidence for ash fallout and ice-rafting". *Marine Geology*, **136**, pp. 209-224.
- LACKSCHEWITZ, K.S., BAUMANN, K.H., GEHRKE, B., WALLRABE-ADAMS, H.J., THIEDE, J., BONANI, G., ENDLER, R., ERLLENKEUSER, H. et HEINEMEIR, J. (1998): "North Atlantic ice sheet fluctuations 10,000-70,000 Yr Ago as inferred from deposits on the Reykjanes Ridge, Southeast of Greenland". *Quaternary Research*, **49**, pp. 171-182.
- LALOU, C., THOMPSON, G., ARNOLD, M., BRICHET, E., DRUFFEL, E. et RONA, A. (1990): "Geochronology of TAG and Snakepit hydrothermal fields, Mid-Atlantic Ridge: witness to along and complex hydrothermal history". *Earth and Planetary Science Letters*, **97**, pp. 113-128.
- LALOU, C., REYSS, J.L. et BRICHET, E. (1993): "Actinide-series disequilibrium as a tool to establish the chronology of deep-sea hydrothermal activity". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, pp. 1221-1231.
- LARSEN, H.C., SAUNDERS, A.D., CLIFF, P.D., BEGET, J., WEI, W., SPEZZAFERRI, S. et ODP Leg 152 Party. (1994): "Seven Million years of glaciation in Greenland". *Science*, **264**, pp. 952-955.
- LATOUCHE, C. et PARA, M. (1976): "Minéralogie et géochimie des sédiments quaternaires de l'océan Atlantique Nord-Oriental (mer de Norvège-golfe de Gascogne)-essais d'interprétations sédimentologiques". *Marine Geology*, **22**, pp. 33-69.
- LIEW, T.C. et HOFMANN, A.W. (1988): "Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, pp. 129-138.
- LIGHTFOOT, P.C., HAWKESWORTH, C.J., OLSHEFSKY, K., GREEN, T., DOHERTY, W. et KEAYS, R.R. (1997): "Geochemistry of Tertiary tholeiites and picrites from Qeqertarsuaq (Disko Island) and Nuussuaq, West Greenland with implications for mineral potential of comagmatic intrusions". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **128**, pp. 139-163.
- LUCOTTE, M. et HILLAIRES-MARCEL, C. (1994): "Identification des grandes masses d'eau dans les mers du Labrador et d'Irminger". *Revue canadienne des sciences de la Terre*, **31**, pp1-4.

- LUDWIG, K.R., HALLEY, R.B., SIMMONS, K.R. et PETERMAN, Z.E (1988): "Strontium-isotope stratigraphy of Enewetak Atoll". *Geology*, **16**, pp. 173-177.
- MADUREIRA, L.A.S., VAN KREVELD, S.A., EGLITON, G., CONTE, M.H., GANSEN, G., VAN HINTE, J.E. et OTTENS, J.J. (1997): "Late Quaternary high-resolution biomarker and other sedimentary climate proxies in a Northeast Atlantic core". *Paleoceanography*, **12**, pp. 255-269.
- MAGDE, L.S. et SMITH, D.K. (1995): Seamount volcanism at the Reykjanes Ridge: relationship to the Iceland hot spot". *Journal of Geophysical Research*, **100B5**, pp. 8449-8468.
- MANHES, G. (1982): Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire. *Thèse de Doctorat d'État*, Université de Paris 7, 294 p.
- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., IMBRIE, J., MOORE, T.C. et SHAKLETON, N.J. (1987): "Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0-300 000 years chronostratigraphy". *Quaternary Research*, **27**, pp. 1-29.
- MATRAS, G. (1998): Stratigraphie du Pléistocène et variations de productivité dans la région de la ride de Reykjanes à partir d'analyses géochimiques, isotopiques et micropaléontologiques. *Mémoire de Maîtrise*, Université du Québec à Montréal, 63 p.
- McCARTNEY, M.S. (1992): "Recirculation components to the deep boundary current of the northern North Atlantic". *Program Oceanography*, **29**, pp. 283-383.
- McCAYE, I.N., MANIGHETTI, B. et ROBINSON, S.G. (1995): "Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for paleocurrent speed and paleoceanography". *Paleoceanography*, **10**, pp. 593-610.
- McCULLOCH, M.T. et WASSERBURG, G.J. (1978): "Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation". *Science*, **200**, pp. 1003-1011.
- MERTZ, D.F., DEVEY, C.W., TODT, W., STOFFERS, P. et HOFMANN, A.W. (1991): "Sr-Nd-Pb isotope evidence against plume-asthenosphere mixing north of Iceland". *Earth and Planetary Science Letters*, **107**, pp. 243-255.
- MERTZ, D.F. et HAASE, K.M. (1997): "The radiogenic isotope composition of the high-latitude North Atlantic mantle". *Geology*, **25**, pp. 411-414.
- MEYER, P.S., SIGURDSSON, H. et SCHILLING, J.G. (1985): "Petrological and geochemical variations along the Iceland's neovolcanic zones". *Journal of Geophysical Research*, **90B12**, pp. 10 043-10 072.
- MILLER, R.G., O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. et WELIN, E. (1986): "Crustal residence ages of clastic sediments orogeny and continental evolution". *Chemical Geology*, **57**, pp. 87-99.

- MILLS, R., ELDERFIELD H. et THOMSON, J. (1993): "A dual origin for the hydrothermal component in a metalliferous sediment core from the Mid-Atlantic ridge". *Journal of Geophysical Research*, **98B6**, pp. 9671-9681.
- MOTTL, M.J. (1983): "Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean Ridges". *Geological Society of America Bulletin*, **94**, pp. 161-180.
- MUROZUMI, M., CHOW, T.J. et PATTERSON, C.C. (1969): "Chemical concentrations of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts and sea-salts in Greenland and Antarctic snow strata". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **33**, pp. 1247-1294.
- MURTON, B.J. et PARSON, L.M. (1993): Segmentation, volcanism and deformation of oblique spreading centres: a quantitative study of the Reykjanes Ridge". *Tectonophysics*, **222**, pp. 237-257.
- NEUMANN, E.R., TILTON, G.R. et TUEN, E. (1997): "Sr, Nd and Pb isotope geochronology of Oslo rift igneous province, southeast Norway". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, pp. 1977-2007.
- O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. et EVENSEN, N.M. (1977): "Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts". *Earth and Planetary Science Letters*, **34**, pp. 13-22.
- O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. et HOOKER, P.J. (1983): "A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles". *Earth and Planetary Science Letters*, **63**, pp. 229-240.
- OPPO, D.W. et LEHMAN, S.J. (1995): "Suborbital timescale variability of North Atlantic Deep Water during the past 200 000 years". *Paleoceanography*, **10**, pp. 901-910.
- PARSON, L.M., MURTON, B.J., SEARLE, R.C., BOOTH, D., EVANS, J., FIELD, P., KEETON, J., LAUGHTON, A., McALIISTER, E., MILLARD, N., REDBOURNE, L., ROUSE, I., SHOR, A., SMITH, D., SPENCER, S. SUMMERHAYES, C. et WALKER, C. (1993): "En echelon volcanic ridges at Reykjanes Ridge: A life cycle of volcanism and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, **117**, pp. 73-87.
- PATCHETT, P.J. et BRIDGWATER, D. (1984): "Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age defined by Nd isotopes in the Ketilidian terrain of South Greenland". *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **87**, pp. 311-318.
- PATCHETT, P.J., ROTH, M.A., CANALE, B.S., DE FREITAS, T.A., HARRISON, J.C., EMBRY, A.E. et ROSS, G.M. (1999): "Nd isotopes, geochemistry, and constraints on sources of sediments in the Franklinian mobile belt, Arctic Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **111**, pp. 578-589.
- PEUCAT, J.J., OHTA, Y., GEE, D.G. et BERNARD-GRIFFITHS, J. (1989): "U-Pb, Sr and Nd evidence for Genvillian and latest Proterozoic tectonothermal activity in the Spitsbergen Caledonides, Arctic Ocean". *Lithos*, **22**, pp. 275-285.

- PEUCKER-ERHENBRINK, B., HOFMANN, A.W. et HART, S.R. (1994): "Hydrothermal lead transfer from mantle to continental crust: the role of metalliferous sediments". *Earth and Planetary Science Letters*, **125**, pp. 129-142.
- PETERMAN, Z.E., HEDGE, C.E. et TOURTELOT, H.A. (1970): "Isotopic composition of strontium in seawater throughout geologic time". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**, pp. 1321-1328.
- PIEPGRAS, D.J., WASSERBURG, G.J. et DASCH, E.J. (1979): "The isotopic composition of Nd in different ocean masses". *Earth and Planetary Science Letters*, **45**, pp. 223-236.
- PIEPGRAS, D.J. et WASSERBURG, G.J. (1980): "Neodymium isotopic variations in seawater". *Earth and Planetary Science Letters*, **50**, pp. 207-214.
- PIEPGRAS, D.J. et WASSERBURG, G.J. (1982): "Isotopic composition of neodymium in waters from the Drake Passage". *Science*, **217**, pp.128-138.
- PIEPGRAS, D.J. et WASSERBURG, G.J. (1983): "Influence of the Mediterranean outflow on the isotopic composition of neodymium in waters of the North Atlantic". *Journal of Geophysical Research*, **88**, c10, pp. 5997-6006.
- PIEPGRAS, D.J. et WASSERBURG, G.J. (1985): "Strontium and neodymium isotopes in hot springs on the East Pacific Rise and Guyamas Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, **72**, pp. 341-356.
- PIEPGRAS, D.J. et WASSERBURG, G.J. (1987): "Rare Earth elements transport in the western North Atlantic inferred from Nd isotopic observations". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, pp. 1257-1271.
- PIEPGRAS, D.J. et JACOBSEN, S.B. (1988): "The isotopic composition of neodymium in the North Pacific". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **52**, pp. 1373-1381.
- PINGITORE, N.E., LYTLE, F.W., DAVIES, B.M., EASTMAN, M.P., ELLER, P.G. et LARSON, E.M. (1992): "Mode of incorporation of Sr in calcite: determination by X-ray absorption spectroscopy". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, pp. 1531-1538.
- PIPER, D.J.W. et SLATT, R.M. (1977): "Late Quaternary clay-mineral distribution on the eastern continental margin of Canada". *Geological Society of America Bulletin*, **88**, pp. 267-272.
- PUDSEY, C.J. (1992): "Late Quaternary changes in Antarctic Bottom Water velocity inferred from sediment grain size in the northern Weddell sea". *Marine Geology*, **107**, pp. 9-33.
- REYNOLDS, P.H. et DASCH, E.J. (1971): "Lead isotopes in marine manganese nodules and ore-lead growth curve". *Journal of Geophysical Research*, **76**, pp. 5124-5129.

- REVEL., M. (1995): Dynamique des courants profonds en Atlantique Nord, depuis 200 000 ans, retracée par les flux particuliers advectés. *Thèse de Doctorat*, Université de Bordeaux I, n° 1203, 205 p. et annexes.
- REVEL., M., SINKO, J.A. et GROUSSET, F.E. (1996a): "Sr and Nd isotopes of North Atlantic lithic particules: paleoclimatic implications". *Paleoceanography*, **11**, pp. 95-113.
- REVEL., M., CREMER, M., GROUSSET, F.E. et LABEYRIE, L. (1996b): "Grain-size and Sr-Nd isotopes as tracers of paleo-bottom current strength, Northeast Atlantic Ocean". *Marine Geology*, **131**, pp. 233-249.
- ROGNON, P. (1989): *Biographie d'un désert*. Collection Scientifique Synthèse, Plon, Paris, 347 p.
- ROSMAN, K.J.R., CHISHOLM, W., BOUTRON, C.F., CANDELONE, J.P. et GÖRLACH, U. (1993): "Isotopic evidence for the source of lead in Greenland snows since the late 1960s". *Nature*, **362**, pp. 33-337.
- ROSMAN, K.J.R., CHISHOLM, W., BOUTRON, C.F., CANDELONE, J.P. JAFFREZO, J.L. et DAVIDSON, C.I. (1998): "A Seasonal variation in the origin of lead in snow at Dye 3, Greenland". *Earth and Planetary Science Letters*, **160**, pp. 383-389.
- ROSSMAN, G.R., Weis, D. et Wasserburg, G.J. (1987): "Rb, Sr, Nd and Sm concentrations in quartz". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, pp. 2325-2329.
- RUDDIMAN, W.F. (1972): "Sediment redistribution on the Reykjanes Ridge: seismic evidence". *Geological Society of America Bulletin*, **83**, pp. 2039-2062.
- RUDDIMAN, W.F. et GLOVER, L.K. (1972): "Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments". *Geological Society of America Bulletin*, **83**, pp. 2817-2836.
- RUDDIMAN, W.F. et GLOVER, L.K. (1975): "Subpolar North Atlantic circulation at 9300 yr BP: faunal evidence". *Quaternary Research*, **5**, pp. 361-389.
- RUDDIMAN, W.F. et BOWLES, F.A. (1976): "Early interglacial bottom current sedimentation on the eastern Reykjanes Ridge". *Marine Geology*, **21**, pp. 191-210.
- RUDDIMAN, W.F. (1977): "Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N)". *Geological Society of America Bulletin*, **88**, pp. 1813-1827.
- RUDDIMAN, W.F., McINTYRE, A. NIEBLER-HURT, V. et DURAZI, J.T. (1980): "Oceanic evidence for the mechanism of rapid Northern Hemisphere glaciation". *Quaternary Research*, **13**, pp. 33-64.
- RUDDIMAN, W.F. et McINTYRE, A. (1981): "The North Atlantic ocean during the Last Deglaciation". *Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **35**, pp. 145-214.

- RUDDIMAN, W.F. et McINTYRE, A. (1984): "Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean, 40°N to 63°N". *Geological Society of America Bulletin*, **95**, pp. 381-396.
- SAUNDERS, P.M. (1994): "The flux of overflow water through the Charlies-Gibbs Fracture Zone". *Journal of Geophysical Research*, **99C6**, pp. 12 343-12 355.
- SCHILLING, J-G. (1973): "Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge". *Nature*, **242**, pp. 565-571.
- SCHILLING, J-G. (1975): "Rare-Earth variations across 'normal segments' of the Reykjanes Ridge, 60°-53°N, Mid-Atlantic Ridge, 29°S, and East Pacific Rise, 2°-19°S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer". *Journal of Geophysical Research*, **80**, pp. 1459-1473.
- SCHILLING, J-G., ZAJAC, M., EVANS, R., JOHNSTON, T., WHITE, W., DEVINE, J.D. et KINGSLEY, R. (1983): "Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29°N to 73°N". *American Journal of Science*, **283**, pp. 510-586.
- SCHILLING, J-G. (1992): "Oceanic domains and the mantle". dans *Les isotopes radiogéniques en géologie: chronologie géochimie*. J.J. Duthou. (éditeur) Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, Paris, 1992. pp. 1-34.
- SCHILLING, J-G., KINGSLEY, R., FONTIGNIE, D., POREDA, R. et XUE, S. (1999): "Dispersion of the Jan Mayen and Iceland mantle plumes in the Arctic: A He-Pb-Nd-Sr isotope tracer study of basalts from the Kolbeinsey, Mohns, and Knipovich Ridges". *Journal of Geophysical Research*, **104**, pp. 10 543- 10 569.
- SEARLE, R.C. et LAUGHTON, A.S. (1981): "Fine-scale sonar study of tectonics and volcanism on the Reykjanes Ridge". *Oceanologica Acta*, **N°SP**, pp. 5-13.
- SEARLE, R.C., FIELD, P.R. et OWENS, R.B. (1994): " Segmentation and nontransform offset on the Reykjanes Ridge near 58°N". *Journal of Geophysical Research*, **99B12**, pp. 24 159-24 172.
- SEJRUP, H.P., SJOHOLM, J., FURNES, H., BEYER, I., EIDE, L., JANSEN, E. et MAGERUD, J. "Quaternary tephrochronology on the Icelan Plateau, north of Iceland". *Journal of Quaternary Science*, **4**, pp. 109-114.
- SHAFFER, J.A., CERVENY, R.S. et DORN, R.I. (1996): "Radiation windows as indicators of an astronomical influence on the Devil's Hole chronology". *Geology*, **24**, pp. 1017-1020.
- SNOECKX, H., GROUSSET, F., REVEL, M. et BOELAERT, A. (1999): European contribution of ice-rafted sand to Heinrich layers H3 and H4". *Marine Geology*, **158**, pp. 197-208.
- SNOW, J.E., HART, S.R. et DICK, H.J.B. (1994): "Nd and Sr isotope evidence linking mid-ocean-ridge basalts and abyssal peridotites". *Nature*, **371**, pp. 57-60.

- STACEY, J.S. et KRAMERS, J.D. (1975): "Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model". *Earth and Planetary Science Letters*, **26**, pp. 207-221.
- STORDAL, M.C. et WASSERBURG, G.J. (1986): "Neodymium isotopic study of Baffin Bay water: Sources of REE from very old terranes". *Earth and Planetary Science Letters*, **77**, pp. 259-272.
- STURGES, W.T. et BARRIE, L.A. (1987): "Lead 206/207 isotope ratios in the atmosphere of North America as tracers of US and Canadian emissions". *Nature*, **329**, pp. 144-146.
- SUN, S.S., TATSUMOTO, M. et SCHILING, J-G. (1975): "Mantle plume mixing along the Reykjanes Ridge axis: lead isotopic evidence". *Science*, **190**, pp. 143-147.
- TACHIKAWA, K., JEANDEL, C. et ROY-BARMAN, M. (1999): "A new approach to the Nd residence time in the ocean: the role of atmospheric inputs". *Earth and Planetary Science Letters*, **170**, pp. 433-446.
- TALWANI, M., WINDISCH, C.C. et LANGSETH, M.G. (1971): "Reykjanes ridge crest. A detailed geophysical study". *Journal of Geophysical Research*, **76**, pp. 473-577.
- TAYLOR, P.N. et MORTON, A.C. (1989): "Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of the upper and lower volcanic series at site 642" *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **104**, pp. 429-435.
- TAYLOR, P.N., KALSBECK, F. et BRIDGWATER, D. (1992): "Discrepancies between neodymium, lead and strontium model ages from the Precambrian of southern East Greenland: evidence for a Proterozoic granulite-facies event affecting Archean gneisses". *Chemical Geology (Isotope Geosciences Section)*, **94**, pp. 281-291.
- TAYLOR, R.N., THIRWALL, M.F., MURTON, B.J., HILTON, D.R. et GEE, M.A.M. (1997): "Isotopic constraints on the influence of the Icelandic plume". *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, pp. E1-E8.
- TERAKADO, Y. et MASUDA, A. (1988): "The coprecipitation of rare-earth elements with calcite and aragonite". *Chemical Geology*, **69**, pp. 103-110.
- THIRWALL, M.F., UPTON, B.G.J. et JENKINS, C. (1994): "Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume-Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland". *Journal of Petrology*, **35**, pp. 839-879.
- TRØNNES, R.G., PLANKE, S., SUNDVOLL, B. et IMSLAND, P. (1999): "Recent volcanic rocks from Jan Mayen: Low-degree melt fractions of enriched Northeast Atlantic mantle". *Journal of Geophysical Research*, **104**, pp. 7153-7168.
- VALLIÈRES, S. (1997): Flux d'uranium et excès de ^{230}Th dans les sédiments de la mer du Labrador. Relation avec les conditions paléocéanographiques et la paléoproduktivité du bassin. *Thèse de Doctorat*, Université du Québec à Montréal, 130 p.

- VANCE, D. et BURTON, K. (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*, **173**, pp. 365-379.
- VAN KREVELD, S.A., KNAPPERTSBUSCH, M., OTTENS, J.J., GANSSSEN, G. et VAN HINTE, J.E. (1996): "Biogenic carbonate and ice-rafted debris (Heinrich layers) accumulation in deep sea sediments from a Northeast Atlantic piston core". *Marine Geology*, **131**, pp. 21-46.
- VERATI, C. (1997): Hydrothermalisme océanique et isotopes du plomb. Implication sur le cycle du Pb lors des échanges océan-lithosphère. Cas de trois sites dans l'océan Pacifique (bassin Nord-Fidjien, microplaque de l'île de Pâques et puits ODP 504B). *Thèse de Doctorat*, Université de Montpellier II, 202 p. et annexes.
- VÉRON, A., LAMBERT, C.E., ISLEY, A., LINET, P. et GROUSSET, F. (1987): "Evidence of recent lead pollution in deep North-East Atlantic sediments". *Nature*, **326**, pp. 278-281.
- VÉRON, A., CHURCH, T.M., PATTERSON, C.C. et FLEGAL, A.R. (1994): "Use of stable lead isotopes to characterize the sources of anthropogenic lead in North Atlantic surface waters". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, pp. 3199-3206.
- VIDAL, P. et CLAUER, N. (1981): "Pb and Sr isotopic systematics of some basalts and sulfides from the East Pacific Rise at 21°N (projet Rita)". *Earth and Planetary Science Letters*, **55**, pp. 237-246.
- VIDAL, P. (1994): *Géochimie*. Collection géosciences, Dunod, Paris, 190 p.
- VILLANUEVA, J., GRIMALT, J.O., CORTIJO, E., VIDAL, L. et LABEYRIE, L. (1997): "A biomarker approach to the organic matter deposited in the North Atlantic during the last climatic cycle". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, pp. 4633-4646.
- VOGT, P.R. et JOHNSON, G.L. (1973): "A longitudinal seismic reflection profile of the Reykjanes Ridge-evidence for West-flowing bottom water". *Earth and Planetary Science Letters*, **18**, pp. 45-48.
- VON BLANCKENBURG, F. et O'NIONS, R.K. (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*, **167**, pp. 175-182.
- WHITE, W.M. et SCHILLING, J.G. (1978): "The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic Ridge basalts from the central North Atlantic". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, pp. 1501-1516.
- WINTER, B.L., JOHNSON, C.M. et CLARK, D.L. (1997): "Strontium, neodymium, and lead variations of authigenic and silicate sediment components from the Late Cenozoic Arctic Ocean: implications for sediments provenance and source of trace metals in seawater". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, pp. 4181-4200.

- WOLD, C.N. (1994): "Cenozoic sediment accumulation on drifts in the northern North Atlantic". *Paleoceanography*, **9**, pp. 917-941.
- WRIGHT, J.D. et MILLER, K.G. (1996): "Control of North Atlantic Deep Water circulation by the Greenland-Scotland Ridge". *Paleoceanography*, **11**, pp. 157-170.
- YOU, C.F. et BICKLE, M.J. (1998): "Evolution of an active sea-floor massive sulphide deposit". *Nature*, **394**, pp. 668-671.
- YU, D., FONTIGNIE, D. et SCHILLING, J-G. (1997): "Mantle plume-ridge interactions in the Central North Atlantic: a Nd isotope study of Mid-Atlantic Ridge basalts from 30°N to 50°N". *Earth and Planetary Science Letters*, **146**, pp. 259-272.
- ZARTMAN et DOE, B.R. (1981): "Plumbotectonics-The models". *Tectonophysics*, **75**, pp. 135-162.
- ZHONG, S. et MUCCI, A. (1995): "Partitioning of rare earth elements (REEs) between calcite and seawater solutions at 25°C and 1 atm, and high dissolved REE concentrations". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, pp. 443-453.
- ZINDLER, A., HART, S.R., FREY, F.A. et JACOBSEN, S.B. (1979): "Nd and Sr isotope ratios and Rare Earth element abundances in Reykjanes peninsula: evidence for mantle heterogeneity beneath Iceland". *Earth and Planetary Science Letters*, **45**, pp. 249-262.
- ZINDLER, A., JAGOUTZ, E. et GOLDSTEIN, S.L. (1982): "Nd, Sr, and Pb isotopic systematics in three-component mantle: a new perspective". *Nature*, **58**, pp. 519-523.

ANNEXE 1

L'ANALYSE ISOTOPIQUE DU PLOMB

ANNEXE 1

L'ANALYSE ISOTOPIQUE DU PLOMB

1.1 Aspects techniques

Le traitement analytique des échantillons destinés à l'analyse isotopique de plomb est normalement réalisé en salle ultrapropre, à l'abri des contaminations atmosphériques (pour plus de détails et références voir Manhes, 1982). Les mesures de concentration et des isotopes de Pb sont effectuées à l'aide d'un spectromètre de masse permettant de déterminer des rapports isotopiques de Pb sur des quantités inférieures au microgramme, avec une précision de l'ordre de 0,1%. Les appareils à multiples collecteurs du type *VG/Sector 54* (*FISONS instruments*) à source solide, qui sont les plus couramment utilisés, offrent une possibilité de mesures, à la fois, des quatre isotopes stables de plomb (^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb) ainsi que leurs rapports ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$) sur des échantillons tracés ou non.

Ces instruments sont en général dotés d'un champ magnétique de 90° ajusté à une source ionique thermique et un détecteur *Daly*. Une vingtaine d'échantillons pourraient être montés ensemble sur la tournelle selon la méthode, devenue classique, de mise sur des filaments simples de rhénium l'échantillon avec une solution de gel de silice colloïdale (SiO_2) et d'acide phosphorique (H_3PO_4) [p. ex. Rosman et al., 1993]. L'acide orthophosphorique assure la prise du silicagel et est éliminé par chauffage avant l'introduction dans le spectromètre. La collecte des données est effectuée en utilisant la routine "*static multi collector*" dans le mode axial (*Pb commun H₄-Ax*). Entre 6 à 10 blocs, contenant chacun 10

rappports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, sont obtenus pour chaque échantillon analysé.

Toutefois, en spectrométrie de masse à source solide, la production d'ions par effet thermique s'accompagne d'une évaporation de l'élément analysé, qui procure l'épuisement de l'échantillon et une variation de la composition isotopique de celui-ci au cours de la mesure. Or, l'objectif de toute analyse isotopique serait de contrôler et minimiser cette évaporation en corrigeant, le mieux que possible, de façon interne la discrimination de masse expérimentale. La correction de la discrimination de masse, qui est d'ailleurs linéaire en fonction de l'écart de masse entre deux isotopes, s'effectue le plus souvent par la mesure pendant l'analyse d'un rapport constant dans la nature (p. ex. $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$; $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$ ou $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ pour U, Sr et Nd respectivement) qu'on pourrait comparer à une valeur de référence (*ibidem*).

Compte tenu de sa grande volatilité ($T_e = 500^\circ\text{K}$), son énergie d'ionisation élevée ($E_i = 7,5 \text{ eV}$) et de son caractère très ubiquiste dans l'environnement, les analyses isotopiques du plomb en traces sont cependant rendues plus délicates. Aussi, le plomb ne possède qu'un seul isotope stable non radiogénique (^{204}Pb), comparativement à U, Sr et Nd (cf *supra*), cette correction ne serait faite que de façon externe. Elle est en général estimée par référence à des mesures, dans des conditions équivalentes de standards internationaux (NBS-SRM-Pb-981 et Pb-982).

1.2 Détermination du facteur de fractionnement (F)

Des fractions aliquotes du NBS-SRM-Pb-981 ont été analysées sur le "VG 54" du Centre de Recherche en Géochimie isotopique et en Géochronologie (GÉOTOP) de l'UQAM, afin de déterminer expérimentalement le fractionnement atomique entre les isotopes de Pb. Les conditions expérimentales étant réalisées pour:

- a) une haute tension dans l'appareil de 8 kV, sous un vide réalisable à une pression $P < 10^{-8}$ Pa.
- b) un chauffage du filament par palliers de températures repérables à l'aide d'un pyromètre optique. Les limites thermiques retenues sont de $T \sim 1\ 350$ à $1\ 500^{\circ}\text{C}$, représentant respectivement les minimum et maximum de température d'analyse. Un exemple de manipulation est illustré dans la Figure A-1, représentant les diagrammes $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

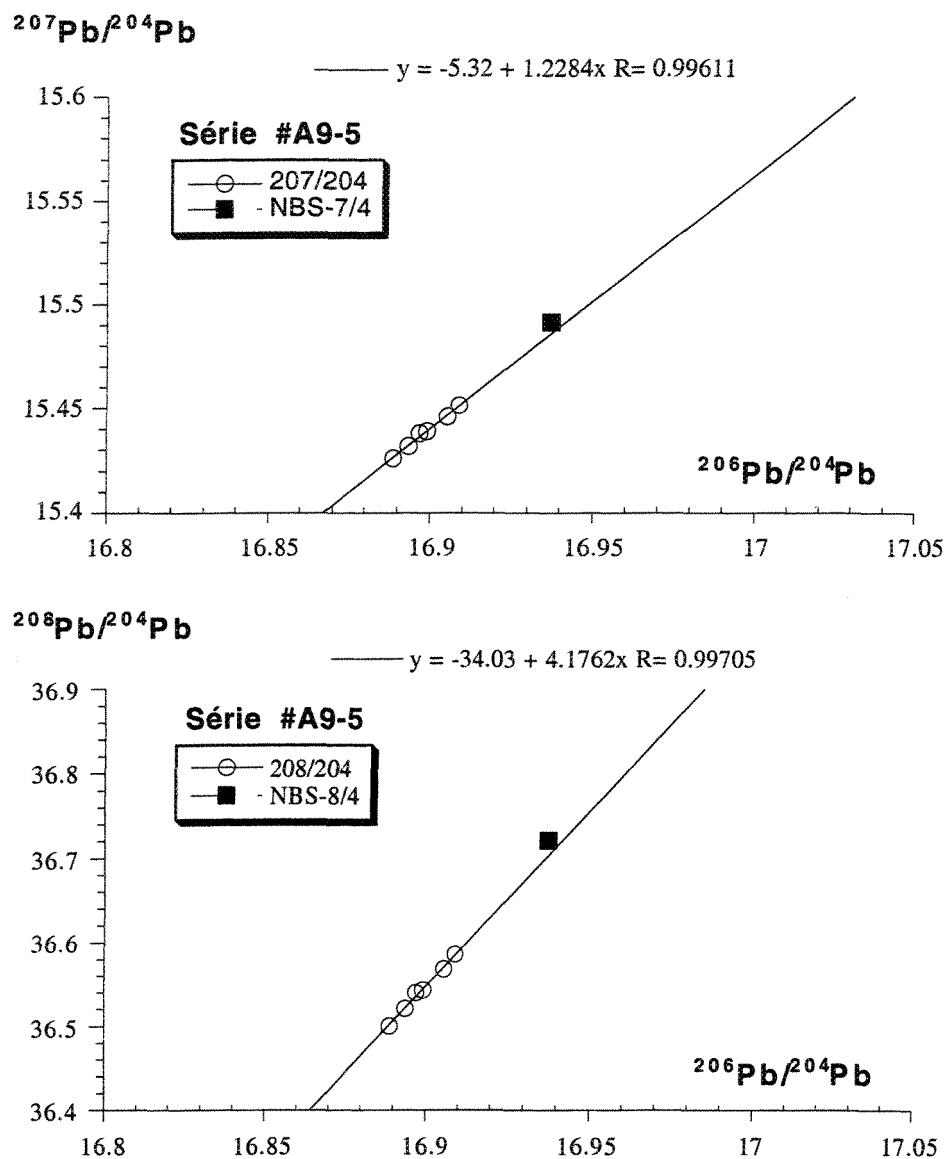


Fig. A.1. Diagrammes $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ illustrant la discrimination de masse entre les isotopes ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb vs NBS-981-Pb pour un courant de 2,500 à 2,6350 A, une tension à l'analyse de 4,600 à 6,4300 V et une température de mesure de 1 410 à 1 500°C. Noter que chaque point, dans un bloc donné, correspond à 15 cycles de mesures.

Le facteur de fractionnement (F) entre les isotopes du plomb est estimé selon la méthode de calcul suivant:

$$(i) R_v = R_m (1 + F \delta_{uma})$$

où:

- R_v = rapport vrai du standard NBS égal à 16,9371, 15,4913, 36,7213 et 0,914637 pour les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ respectivement.

- R_m = rapport mesuré;

- uma = unité de masse atomique;

- δ_{uma} = différence de masse atomique, tels que:

$$\delta(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}) = 1; \delta(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 2; \delta(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 3 \text{ et } \delta(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = 4.$$

De l'équation (i) on peut donc tirer (F), le facteur de fractionnement, qui est égal à:

$$(ii) F = [(R_v/R_m) - 1] / \delta_{uma}$$

Ainsi, pour les différentes valeurs du standard NBS-981-Pb, nous avons:

$$(iii) F(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = [(0,914637/R_m) - 1]/1$$

$$(iv) F(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = [(16,9371/R_m) - 1]/2$$

$$(v) F(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = [(15,4913/R_m) - 1]/3$$

$$(vi) F(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = [(36,7213/R_m) - 1]/4$$

L'ensemble des résultats obtenus ($n = 25$) ainsi que le facteur de fractionnement expérimentalement déterminés sont résumés dans le tableau.

La valeur moyenne de F étant de l'ordre de $0,090 \pm 0,020$ (2σ mean), on peut sur une base routinière reproduire les analyses de l'étalon NBS-981-Pb et apporter des

corrections sur des rapports isotopiques obtenus sur des vrais échantillons selon l'exemple ci-après indiqué:

si R vrai de l'échantillon = $R_{\text{mesuré}} (1 + F\delta_{\text{uma}})$, alors:

$$(vii) \text{ } ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{échantillon}} = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{mesuré}} [1 + 0,0009 (2)]$$

$$({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{échantillon}} = ({}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{mesuré}} [1,0018]$$

De façon similaire on obtient pour:

$$(viii) \text{ } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{échantillon}} = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{mesuré}} [1,0027]$$

Et

$$(ix) \text{ } ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{échantillon}} = ({}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb})_{\text{mesuré}} [1,0036]$$

Ce qui reviendrait à admettre une majoration du rapport mesuré de l'échantillon qui devait être plus faible que prévu, compte tenu de l'ionisation plus rapide du ${}^{204}\text{Pb}$ par rapport aux autres isotopes 206, 207 et 208 du plomb. En outre, le rapport $({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})$ mesuré d'un échantillon quelconque serait au-delà de sa vraie valeur et qu'il faudrait donc corriger en le diminuant tel que:

$$(x) \text{ } ({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_{\text{échantillon}} = ({}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb})_{\text{mesuré}} [1 - 0,0009]$$

A.1.3 Conclusion

Globalement, les résultats sont corrigés par des analyses concomitantes des échantillons à blancs et en tenant compte du facteur de fractionnement isotopique par unité de masse atomique c.à.d., la différence entre les valeurs extrêmes de masse.

Enfin, sur la base de l'écart-type (ou "la déviation standard"; généralement à 2σ) la valeur moyenne de F ($\sim 0,10 \pm 0,02\%$) obtenue lors de mesures est comparable à celles rencontrées dans la littérature courante.

ANNEXE 2

DONNÉES

ISOTOPIQUES ET SÉDIMENTOLOGIQUES

DES SÉQUENCES ÉTUDIÉES

Tableau 2

Résultats Sr, Sm, Nd et Pb de la carotte-boîte HU 91-045-071CB

Echantillon	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	206Pb/ 207Pb	87Sr/ 86Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/ 144Nd	Eps. Nd(0)	147Sm/ 144Nd	TDM* (Ma)
0-2 cm/total	18,605	15,725	38,697	1,1832	0,708889±14	3,77	16,19	0,512640±12	+3,1	0,141	854
0-2 cm/résidu					0,708868±11	5,62	24,11	0,512719±122	+1,6	0,141	696
0-2 cm/Lessivat					0,709190±12						
2-4 cm	18,675	15,741	38,869	1,1864							
4-6 cm	18,678	15,717	38,798	1,1884							
6-8 cm	18,859	15,794	39,205	1,1940							
8-10 cm	18,846	15,752	39,097	1,1965							
10-12 cm/total	18,916	15,706	39,082	1,2043	0,709008±11	3,99	17,15	0,512613±11	-0,5	0,141	909
10-12 cm/résidu					0,708617±11	4,99	21,42	0,512768±13	+2,5	0,141	598
10-12 cm/lessivat					0,709233±09						
12-14 cm	18,917	15,665	38,968	1,2076							
20-22 cm	19,037	15,691	39,087	1,2133							
24-26 cm	18,998	15,652	39,018	1,2137							
32-34 cm	18,961	15,663	38,972	1,2105							
34-36 cm	18,927	15,671	38,951	1,2077							
40-42 cm	18,986	15,679	38,987	1,2109							
44-46 cm	19,131	15,742	39,257	1,2153							
48-50 cm/total	19,106	15,695	39,146	1,2173	0,709024±09	3,91	16,78	0,512571±04	-1,3	0,141	994
48-50 cm/résidu					0,708080±09	4,66	19,77	0,512664±13	+0,5	0,142	812
48-50 cm/lessivat					0,709225±09						
Moyenne/ Fraction totale						4	17		+0,4	0,141	919
Moyenne/Lessivats						5	22		+1,5	0,141	702

* Les valeurs utilisées pour le calcul de TDM sont : $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,51315$ et $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}} = 0,217$ (cf. De Paolo, 1988).

Tableau 3

Résultats Sr, Sm, Nd et Pb de la carotte-boîte HU 91-045-063CB

Echantillon	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	206Pb/ 207Pb	87Sr/ 86Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/ 144Nd	Eps. Nd(0)	147Sm/ 144Nd	TDM (Ma)
0-2 cm	18,599	15,677	38,637	1,1864	0,709017±11	3,39	13,10	0,512571±11	-1,3	0,156	1243
0-2 cm /résidu	18,781	15,660	38,805	1,1993	0,708911±08	4,58	19,95	0,512611±11	-0,5	0,139	889
0-2 cm/lessivat	18,710	15,802	38,998	1,1840	0,709184±14						
4-6 cm	18,901	15,736	39,109	1,2012							
6-8 cm	18,770	15,648	38,795	1,1995							
8-10 cm	18,887	15,710	39,027	1,2022							
10-12 cm	18,981	15,660	39,043	1,2121	0,709070±11	2,81	12,08	0,512577±33	-1,2	0,141	982
10-12 cm/résidu					0,709011±09	3,51	15,35	0,512601±11	-1,0	0,138	897
10-12 cm/lessivat											
14-16 cm	19,164	15,688	39,187	1,2215							
16-18 cm	19,257	15,723	39,315	1,2248							
18-20 cm	19,156	15,704	39,279	1,2198							
20-22 cm	19,065	15,676	39,165	1,2162							
22-24 cm	19,133	15,725	39,313	1,2166							
24-26 cm	19,146	15,711	39,317	1,2186							
28-30 cm	19,198	15,704	39,314	1,2225							
30-32 cm	19,231	15,735	39,417	1,2221							
32-34 cm	19,676	15,740	39,307	1,2501	0,708987±12	3,06	13,40	0,512614±07	-0,5	0,138	872
32-34 cm/résidu					0,708856±09	5,40	23,59	0,512585±08	-1,0	0,138	929
32-34 cm/lessivat					0,709233±12						
Moyenne/Fraction totale						3,1	13		-0,1	0,145	1032
Moyenne/Lessivats						4,5	20		-0,1	0,138	905

Tableau 4

Résultats Sr, Sm, Nd et Pb de la carotte-boîte HU 91-045-060CB

Echantillon	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	206Pb/ 207Pb	87Sr/ 86Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/ 144Nd	Eps. Nd(0)	147Sm/ 144Nd	TDM (Ma)
0-2 cm	18,834	15,670	39,011	1,2019	0,709269±11	1,74	8,10	0,512183±60	-8,9	0,130	1561
0-2 cm/dup.	18,811	15,632	38,891	1,2033							
0-2 cm/résidu					0,709215±08	2,30	10,86	0,512129±29	-9,9	0,128	1621
0-2 cm/lessivat					0,709158±18						
2-4 cm	18,900	15,663	39,023	1,2067	0,709229±12	1,73	8,14	0,512150±10	-9,5	0,128	1583
2-4 cm/dup.	18,892	15,665	39,033	1,2059							
4-6 cm	19,115	15,680	39,407	1,2190	0,709332±11	1,99	9,44	0,512125±07	-10,0	0,128	1628
4-6 cm/dup	19,138	15,727	39,543	1,2170							
4-6 cm/résidu					0,709326±12						
4-6 cm/lessivat					0,709183±11						
6-8 cm	18,902	15,646	39,119	1,2078							
8-10 cm	19,034	15,625	39,210	1,2178							
10-12 cm	19,034	15,648	39,333	1,2163							
14-16 cm	19,094	15,690	39,374	1,2171							
16-18 cm	19,121	15,669	39,406	1,2205							
18-20 cm	19,163	15,678	39,456	1,2222							
20+22 cm	19,128	15,683	39,293	1,2196							
22-24 cm	19,162	15,703	39,327	1,2202							
24-26 cm	19,211	15,683	39,499	1,2250	0,709652±09	3,26	16,1	0,512077±09	-11,0	0,12282	1616
24-26 cm/dup.	19,234	15,714	39,584	1,2240							
24-26 cm/résidu					0,709996±11						
24-26 cm/lessivat					0,709123±19						
Moyenne/Fraction totale						2,2	10,4		-9,8	0,127	1602
Moyenne/Lessivats											

Tableau 5**Résultats Sr, Sm, Nd et Pb de la carotte par piston HU 91-045-064P**

Echantillon	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	87Sr/ 86Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/ 144Nd	Eps. Nd(0)	147Sm/ 144Nd	TDM (Ma)
3-5 cm	19,242	15,665	39,226	0,70906	3,80	17,13	0,512453	-4,0	0,134	1129
12,5-14,5 cm	19,392	15,736	39,182							
21-23 cm	19,349	15,734	39,228							
30,5-32,5 cm	19,345	15,728	39,195							
40-42 cm	19,414	15,728	39,224	0,71118	5,68	26,30	0,512399	-5,0	0,131	1186
50-52 cm	19,110	15,678	38,981							
59-61 cm	19,023	15,664	38,987	0,71005	5,04	23,94	0,512246	-8,0	0,127	1397
69-71cm	19,582	15,743	39,250	0,71546	5,53	28,34	0,512057	-11,3	0,118	1566
79-81cm	18,904	15,612	38,738							
98,5-100,5 cm	18,931	15,678	38,978							
105-107 cm	18,780	15,572	38,680	0,70948	5,54	26,00	0,512432	-4,0	0,129	1101
111-113 cm	19,035	15,678	38,988	0,70921	4,54	20,58	0,512529	-2,1	0,133	0975
120-122 cm	18,883	15,602	38,742	0,70990	4,96	24,23	0,512312	-6,4	0,124	1241
129,5-131,5 cm	19,018	15,604	38,893							
139-141cm	19,121	15,715	39,223	0,71190	5,72	27,94	0,512282	-7,0	0,124	1291
148-150 cm	19,021	15,640	38,994	0,70922	4,14	18,75	0,512477	-3,1	0,134	1084
157-159 cm	19,208	15,654	39,188	0,70900	4,36	19,31	0,512605	-1,0	0,136	0864
166-168 cm	18,988	15,640	39,029	0,70911	3,73	16,88	0,512493	-3,0	0,134	1054
175-177 cm	19,090	15,659	39,147							
184-186 cm	19,042	15,658	39,100							
193-195 cm	19,040	15,647	39,069							
202-204 cm	19,047	15,687	39,153							
211-213 cm	19,004	15,661	39,100							
220,5-222,5 cm	18,996	15,646	39,041	0,70923	3,64	16,45	0,512415	-4,3	0,134	1200
229,5-231,5 cm	19,120	15,692	39,188							
238,5-240,5 cm	19,078	15,662	39,044							
261,5-263,5 cm	19,078	15,669	39,147							
271-273 cm	19,101	15,643	39,128							
281-283 cm	19,160	15,649	39,198							
291-293 cm	19,181	15,680	39,283							
301-303 cm	19,260	15,692	39,349	0,70917	4,23	19,28	0,512521	-2,3	0,133	0990
311-313 cm	19,355	15,738	39,463	0,70912	4,47	20,46	0,512470	-3,3	0,132	1071
320-5-322,5 cm	19,181	15,671	39,054							
330-332 cm	19,306	15,744	39,083							

Tableau 5 (suite 1)

Echantillon	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	87Sr/ 86Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/ 144Nd	Eps. Nd(0)	147Sm/ 144Nd	TDM (Ma)
340-342 cm	18,957	15,597	38,681	0,71164	5,59	26,99	0,512269	-7,2	0,125	1327
340-342 cm				0,71184	5,86	28,13	0,512314	-6,3	0,126	1265
349,5-351,5 cm	19,135	15,659	38,922							
370-372 cm	19,081	15,624	38,920	0,70994	5,71	26,30	0,512533	-2,0	0,131	0945
379-381cm	19,136	15,678	39,072							
389-391cm	19,149	15,672	39,015							
398,5-400,5 cm	19,276	15,732	39,281							
419-421cm	19,458	15,733	39,299	0,71290	5,90	29,27	0,512161	-9,3	0,122	1462
429-431cm	19,300	15,653	39,058							
439-441cm	19,278	15,648	38,980							
449-451cm	19,221	15,666	39,065							
459-461cm	19,174	15,689	39,091	0,70953	5,53	25,17	0,512581	-1,1	0,133	0880
470-472 cm	18,963	15,683	39,087	0,71001	5,39	25,32	0,512340	-6,0	0,129	1263
480-482 cm	19,251	15,766	39,315	0,71034	5,90	27,34	0,512559	-1,5	0,130	0889
490-492 cm	19,146	15,689	39,116							
499,5-501,5 cm	19,049	15,653	38,999	0,70916	5,24	23,45	0,512619	-0,4	0,135	0831
510-512 cm	19,095	15,652	39,148	0,70798	6,29	27,19	0,512788	+3,0	0,140	0552
520-522 cm	19,446	15,697	39,172	0,70893	5,41	24,29	0,512644	+0,1	0,135	0784
530-532 cm	19,066	15,680	39,862	0,70831	6,00	26,24	0,512643	+0,1	0,138	0816
539-541 cm	19,270	15,677	39,460	0,70883	4,21	18,41	0,512575	-1,2	0,138	0948
549-551cm	19,233	15,658	39,451	0,70853	5,55	24,63	0,512661	0,4	0,136	0762
569-571cm	18,985	15,648	39,014	0,71055	5,57	27,32	0,512280	-7,0	0,123	1280
579-581cm	18,931	15,645	39,005	0,70996	5,47	26,18	0,512365	-5,3	0,126	1178
587-589 cm	18,972	15,698	39,156							
589-590 cm	18,964	15,634	39,021							
596-598 cm	18,958	15,672	39,127							
605-607cm	19,001	15,613	39,041							
623-625 cm	19,108	15,635	39,194	0,70869	4,33	18,66	0,512661	+0,4	0,140	0802
652-654 cm	19,059	15,643	39,123							
670-672 cm	18,891	15,620	38,858	0,70990	6,20	29,01	0,512478	-3,1	0,129	1020
688-690 cm	19,164	15,705	39,272	0,70870	6,32	27,87	0,512650	+0,2	0,137	0793
697-699 cm	19,061	15,648	39,022							
753-755 cm	18,841	15,638	38,857	0,71047	4,80	22,98	0,512404	-5,0	0,126	1111
772-774 cm	18,978	15,703	38,987	0,71050	5,96	27,78	0,512470	-3,3	0,130	1046
791-793 cm	18,783	15,595	38,664	0,71289	4,12	19,47	0,512364	-5,3	0,128	1206
801-803 cm	18,804	15,632	38,782							

Tableau 5 (suite 2)

Echantillon	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	87Sr/ 86Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/ 144Nd	Eps. Nd(0)	147Sm/ 144Nd	TDM (Ma)
820-822 cm	18,844	15,660	38,965	0,71009	5,21	23,89	0,512497	-3,0	0,132	1022
848-850 cm	19,328	15,669	39,179	0,71236	5,52	27,57	0,512144	-10,0	0,121	1474
872-874 cm	19,086	15,680	39,205							
901-903 cm	18,972	15,632	38,994	0,70881	4,75	20,97	0,512632	-0,1	0,137	0827
920-922 cm	19,020	15,667	39,129							
949-951cm	18,999	15,667	39,078							
969-971cm	19,016	15,648	39,156							
998,5-1000,5 cm	19,112	15,689	39,192	0,70921	5,66	25,18	0,512540	-2,0	0,136	0991
1008-1010 cm	19,111	15,668	39,250							
1030-1032 cm	18,916	15,626	39,044	0,70917	4,54	20,24	0,512512	-2,5	0,135	1031
1049-1051cm	19,055	15,669	39,132							
1068-1070 cm	19,140	15,694	39,315							
1088-1090 cm	19,183	15,688	39,353	0,70893	3,75	16,77	0,512505	-3,0	0,135	1045
1110-1112 cm	19,083	15,661	38,940							
1129-1131cm	19,111	15,694	39,045							
1149-1151 cm	19,044	15,674	39,120							
1154-1156 cm	18,977	15,659	39,029	0,70884	7,00	28,28	0,512613	-0,5	0,153	1081
Valeur minimale	18,780	15,572	38,663	0,70798	3,64	16,45	0,512060	-11,3	0,118	552
Valeur maximale	19,582	15,766	39,862	0,71546	7,00	29,30	0,512789	+2,9	0,140	1566
Moyenne	19,098	15,667	39,094	0,70996	5,20	24,00	0,512464	-3,4	0,131	1066
Ecart type	0,159	0,037	0,188	0,00150	0,82	4,00	0,000159	3,1	0,005	218
N	87	87	87	42	42	42	42	42	41	42

Tableau 6

Pourcentages des fractions granulométriques dans la carotte HU 91-045-064P

Échantillon	<2 μm (%)	2-63 μm (%)	<10 μm (%)	10-63 μm (%)	Φ moy. (μm)	Ecart type (μm)	>63 μm (% Poids)
3-5 cm	44	56	98	2	3,3	3,7	5,00
12,5-14,5 cm	20	80	98	2	3,5	2,8	6,42
21-23 cm	12	88	97	3	3,9	2,7	2,24
30,5-32,5 cm	4	96	97	3	4,4	2,8	4,73
40-42 cm	30	70	96	4	3,5	3,0	6,30
50-52 cm	42	58	98	2	3,3	2,9	6,22
59-61 cm	39	61	96	4	3,6	3,8	8,31
69-71cm	6	94	97	3	4,3	3,2	15,90
79-81cm	10	90	96	4	4,2	3,2	10,70
98,5-100,5 cm	10	90	95	5	4,3	3,4	13,10
105-107 cm	7	93	97	3	4,0	2,4	3,29
111-113 cm	33	67	98	2	3,3	2,8	9,70
120-122 cm	5	95	97	3	4,4	3,1	8,43
129,5-131,5 cm	33	67	97	3	3,4	3,1	4,47
139-141cm	10	90	99	1	3,8	2,2	11,20
148-150 cm	8	92	96	4	4,3	3,2	3,75
157-159 cm	30	70	98	2	3,4	2,8	3,24
166-168 cm	31	69	97	3	3,5	3,1	2,49
175-177 cm	21	79	97	3	4,0	3,7	7,74
184-186 cm	22	78	95	5	4,1	3,6	13,60
193-195 cm	15	85	97	3	3,8	3,0	3,27
202-204 cm	10	90	96	4	4,2	2,9	2,31
211-213 cm	23	77	97	3	3,6	2,9	6,58
220,5-222,5 cm	26	74	97	3	3,7	3,2	13,90
229,5-231,5 cm	47	53	98	2	3,2	3,0	1,14
238,5-240,5 cm	11	89	97	3	4,0	2,9	9,93
248-250 cm	5	95	97	3	4,3	2,6	10,80
261,5-263,5 cm	46	54	97	3	3,4	3,0	7,21
271-273 cm	14	86	98	2	3,5	2,4	9,63
281-283 cm	57	43	96	4			9,93
291-293 cm	41	59	99	1	3,0	2,2	9,36
301-303 cm	24	76	98	2	3,4	2,6	5,54
311-313 cm	9	91	97	3	4,1	2,6	2,90
320-5-322,5 cm	25	75	97	3	3,6	3,1	29,00
330-332 cm	9	91	96	4	4,1	2,9	41,30

Tableau 6 (suite 1)

Échantillon	<2 µm (%)	2-63 µm (%)	<10 µm (%)	10-63 µm (%)	Φ moy. (µm)	Ecart type (µm)	>63 µm (% Poids)
340-342 cm	10	90	98	2	3,9	2,5	19,90
340-342 cm							
349,5-351,5 cm	12	88	96	4	4,1	3,2	23,20
360-372 cm	9	91	94	6	3,9	2,7	20,30
370-372 cm	10	90	98	2	3,8	2,5	12,90
379-381cm	17	83	98	2	3,6	2,6	5,99
389-391cm	12	88	96	4	4,1	3,0	4,75
398,5-400,5 cm	36	64	98	2	3,2	2,9	11,00
409-411 cm	32	68	98	2	3,1	2,5	9,70
419-421cm	23	77	97	3	3,5	2,6	11,40
429-431cm	38	62	97	3	3,5	3,1	5,50
439-441cm	41	59	98	2	3,1	2,6	2,84
449-451cm	31	69	98	2	3,3	2,9	3,20
459-461cm	49	51	98	2	3,2	2,9	7,42
470-472 cm	42	58	98	2	3,2	3,4	6,54
480-482 cm	50	50	98	2	3,4	3,7	4,76
490-492 cm	52	48	98	2	3,3	3,3	12,60
499,5-501,5 cm	53	47	98	2	3,3	3,2	2,26
510-512 cm	14	86	97	3	3,8	2,7	4,56
520-522 cm	55	45	96	4	3,5	3,9	3,21
530-532 cm	21	79	98	2	3,4	2,4	2,44
539-541 cm	20	87	98	2	3,7	3,0	2,24
549-551cm	53	47	98	2	3,3	3,1	1,85
559-561 cm	47	53	98	2	3,1	2,9	3,00
569-571cm	25	75	96	4	3,8	3,3	9,20
579-581cm	13	73	98	2	3,6	2,7	4,80
587-589 cm	12	88	97	3	3,9	2,7	9,48
589-590 cm	13	87	97	3	3,9	2,8	11,00
596-598 cm	10	90	98	2	3,8	2,5	12,30
605-607cm	19	81	98	2	3,5	2,5	6,00
623-625 cm	34	66	97	3	3,3	2,9	7,83
652-654 cm	32	68	98	2	3,5	2,9	12,50
670-672 cm	28	72	98	2	3,5	2,6	8,61
688-690 cm	19	81	96	4	3,8	2,9	2,27
697-699 cm	20	80	97	3	3,8	2,6	5,75
753-755 cm	58	42	97	3	3,3	3,6	18,90

Tableau 6 (suite 2)

Échantillon	<2 µm (%)	2-63 µm (%)	<10 µm (%)	10-63 µm (%)	Φ moy. (µm)	Ecart type (µm)	>63 µm (% Poids)
753-755 cm	26	74	94	6	4,0	3,7	17,30
772-774 cm	50	50	96	4	3,6	3,8	4,17
791-793 cm	53	47	95	5	4,3	4,6	17,20
801-803 cm	52	48	96	4	4,1	4,1	10,10
820-822 cm	50	50	97	3	3,6	3,6	8,61
848-850 cm	23	77	97	3	3,7	3,1	32,10
872-874 cm	41	59	98	2	3,0	2,5	81,00
901-903 cm	41	59	98	2	3,4	3,1	2,46
920-922 cm	41	59	97	3	3,3	3,3	3,85
949-951cm	46	54	96	4	3,5	3,7	9,46
969-971cm	47	53	98	2	3,4	3,2	1,13
998,5-1000,5 cm	39	61	97	3	3,4	3,0	4,44
1008-1010 cm	41	59	98	2	3,2	2,7	1,86
1030-1032 cm	15	85	98	2	3,7	2,3	8,04
1049-1051cm	38	62	97	3	3,7	3,5	5,57
1068-1070 cm	59	41	97	3	3,1	3,0	5,28
1088-1090 cm	57	43	97	3	3,3	3,8	3,88
1110-1112 cm	30	70	96	4	3,6	3,4	5,17
1129-1131cm	24	76	95	5	3,9	3,8	8,31
1149-1151 cm	24	75	96	4	3,8	3,2	10,90
1154-1156 cm	26	74	97	3	3,4	2,9	7,63
Valeur minimale	4	41	94	1	3,00	2,17	0,57
Valeur maximale	59	96	99	6	4,45	4,62	20,25
Moyenne	29	71	97	3	4,00	3,03	5,30
Ecart-type	16	16	1	1	0,36	0,45	3,30
N	91	91	91	91	90	90	91

Tableau 7

Abondances des minéraux argileux et détritiques dans la fraction <2 microns de la carotte par piston HU 91-045-064P

Echantillon	Smectite (%)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)	C+K (%)	S/I	C+K/I	F/Q
3-5 cm	80	6	8	6	14	14,30	2,56	0,83
12,5-14,5 cm	62	14	11	13	24	4,40	1,68	0,23
21-23 cm	61	15	12	12	24	4,10	1,61	0,27
30,5-32,5 cm	52	21	14	14	28	2,50	1,33	0,24
40-42 cm	66	14	10	9	20	4,56	1,35	0,36
50-52 cm	63	16	12	10	21	3,96	1,36	0,25
59-61 cm	72	11	9	8	16	6,34	1,45	0,33
69-71cm	63	17	11	10	21	3,79	1,24	0,30
79-81cm	68	13	11	8	19	5,17	1,41	0,30
98,5-100,5 cm	77	8	8	6	14	9,11	1,65	0,32
105-107 cm	68	14	11	7	18	4,81	1,25	0,27
111-113 cm	77	8	8	6	14	9,18	1,67	0,37
120-122 cm	67	13	12	9	20	5,11	1,56	0,37
129,5-131,5 cm	71	9	11	10	20	7,68	2,20	0,39
139-141cm	72	12	9	8	16	6,00	1,37	0,29
148-150 cm	86	4	5	4	9	19,60	2,09	0,51
157-159 cm	88	3	5	4	9	29,10	3,00	0,85
166-168 cm	75	8	11	7	17	9,65	2,22	0,53
175-177 cm	77	8	9	6	15	9,20	1,81	0,49
184-186 cm	87	5	4	3	8	18,20	1,66	0,48
193-195 cm	78	8	8	6	14	9,47	1,65	0,33
202-204 cm	80	7	7	5	13	11,30	1,77	0,43
211-213 cm	79	7	8	5	14	11,80	2,07	0,55
220,5-222,5 cm	84	6	6	4	10	15,00	1,85	0,67
229,5-231,5 cm	88	4	5	3	8	24,30	2,25	0,80
238,5-240,5 cm	88	4	4	3	8	24,40	2,20	0,78
248-250 cm	81	7	7	5	12	11,70	1,71	0,44
261,5-263,5 cm	87	3	5	5	10	32,90	3,82	1,21
271-273 cm	87	2	6	5	11	45,90	5,81	1,36
281-283 cm	85	4	7	4	12	21,40	2,92	0,94
291-293 cm	84	5	6	5	11	17,40	2,31	0,65
301-303 cm	83	5	6	5	11	15,20	2,02	0,53
311-313 cm	84	5	6	5	11	16,50	2,22	0,5
320-5-322,5 cm	82	6	6	6	12	12,90	1,85	0,54

Tableau 7 (Suite 1)

	Smectite (%)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)	C+K (%)	S/I	C+K/I	F/Q
330-332 cm	67	13	9	11	19	5,06	1,45	0,18
340-342 cm	68	11	9	11	21	6,20	1,87	0,22
340-342 cm								
349,5-351,5 cm	75	11	7	8	15	7,07	1,39	0,29
360-372 cm	74	9	7	9	16	7,95	1,73	0,26
370-372 cm	70	12	9	9	18	5,82	1,50	0,29
379-381cm	74	10	8	7	16	7,26	1,54	0,33
389-391cm	74	11	7	8	15	7,01	1,45	0,34
398,5-400,5 cm	70	13	9	9	18	5,53	1,42	0,25
409-411 cm	67	13	10	10	20	5,07	1,52	0,34
419-421cm	59	17	12	12	24	3,41	1,41	0,27
429-431cm	60	16	11	13	24	3,68	1,49	0,47
439-441cm	72	11	9	8	17	6,51	1,52	0,48
449-451cm	67	12	11	11	21	5,47	1,75	0,55
459-461cm	59	18	12	11	23	3,20	1,27	0,53
470-472 cm	59	12	12	17	29	5,00	2,46	0,52
480-482 cm	60	14	13	14	26	4,35	1,92	0,39
490-492 cm	71	9	11	8	20	7,44	2,06	0,62
499,5-501,5 cm	77	9	9	6	15	8,78	1,69	0,72
510-512 cm	91	2	4	3	7	54,20	4,12	1,16
520-522 cm	89	3	5	4	9	30,80	3,00	0,95
530-532 cm	84	4	7	4	12	20,80	2,95	1,13
539-541 cm	89	2	6	3	9	43,30	4,20	1,67
549-551cm	89	3	4,9	2,8	7,8	30,20	2,63	1,05
559-561 cm	82	6	7	5	12	13,30	1,96	0,65
569-571cm	77	8	8	6	15	9,48	1,85	0,32
579-581cm	73	11	10	6	16	6,55	1,44	0,34
587-589 cm	75	11	9	6	14	7,03	1,36	0,56
589-590 cm	71	12	10	6	16	5,86	1,35	0,61
596-598 cm	63	15	14	7	21	4,14	1,38	0,55
605-607cm								
623-625 cm	89	4	5	3	8	24,40	2,12	1,42
652-654 cm	81	7	8	5	13	12,00	1,87	0,78
670-672 cm	67	12	9	12	21	5,67	1,78	0,42
688-690 cm	87	4	5	3	8	20,60	1,98	0,82

Tableau 7 (Suite 2)

	Smectite (%)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)	C+K (%)	S/I	C+K/I	F/Q
697-699 cm	80	8	8	5	13	10,40	1,63	0,39
753-755 cm	78	5	10	6	16	15,10	3,14	1,02
753-755 cm	75	10	8	7	16	7,80	1,62	0,25
772-774 cm	67	12	11	10	21	5,40	1,67	0,25
791-793 cm	63	16	12	9	21	3,93	1,30	0,34
801-803 cm	48	23	18	11	29	2,04	1,24	0,34
820-822 cm	78	8	8	6	14	9,37	1,70	0,68
848-850 cm	51	20	15	14	29	2,49	1,42	0,25
872-874 cm	88	3	5	3	9	27,70	2,68	1,05
901-903 cm	78	7	8	6	15	10,70	1,99	0,78
920-922 cm	81	6	7	5	13	14,00	2,22	0,78
949-951cm	83	5	6	6	12	15,80	2,33	0,69
969-971cm	91	2	4	3	6	37,20	2,62	1,47
998,5-1000,5 cm	87	4	5	4	9	20,10	2,10	0,54
1008-1010 cm	88	4	5	3	8	22,40	1,96	2,17
1030-1032 cm	67	13	12	8	20	5,02	1,48	1,07
1049-1051cm	77	8	8	6	14	9,10	1,67	0,42
1068-1070 cm	84	3	7	5	12	24,00	3,50	1,89
1088-1090 cm	81	5	7	7	14	17,80	3,09	0,80
1110-1112 cm								
1129-1131cm	79	7	7	7	14	10,80	1,87	0,31
1149-1151 cm	78	7	7	7	15	11,30	2,11	0,42
1154-1156 cm	76	7	8	8	16	10,40	2,19	0,47
Valeur minimale	48	2	4	3	6	2,03	1,24	0,20
valeur maximale	91	23	18	17	29	54,17	5,81	2,17
Moyenne	75	9	8	7	15	12,71	2,00	0,61
Ecart-type	10	5	3	3	5	10,22	0,75	0,40
N	91	91	91	91	91	91	91	91

Tableau 8

Résultats Sr, Sm, Nd et Pb de la carotte par piston HU 91-045-058P

Echantillon	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	87Sr/ 86Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/ 144Nd	Eps. Nd (0)	147Sm/ 144Nd	TDM (Ma)
0-2 cm	18,966	15,647	39,131	0,70928	1,79	8,36	0,512143	-10,0	0,129	1614
24-26 cm	19,224	15,661	39,223	0,71215		22,81	0,512071	-11,1		
54-56 cm	19,464	15,685	39,362	0,71370	4,91	25,47	0,511977	-13,0	0,116	1659
73-75 cm	19,180	15,701	39,276	0,71123	3,97	19,89	0,512109	-10,3	0,121	1531
102-104 cm	18,911	15,612	39,098	0,70974	4,49	21,67	0,512181	-9,0	0,125	1477
121-123 cm	19,233	15,643	39,348	0,71223	4,99	25,36	0,512043	-12,0	0,119	1605
148-150 cm	19,228	15,661	39,327	0,70963	2,73	14,91	0,512107	-10,3	0,110	1373
175-177cm	19,041	15,619	39,232	0,70963	2,69	13,76	0,512042	-12,0	0,118	1590
203-205 cm	19,084	15,664	39,318	0,70989	4,20	20,94	0,512122	-10,1	0,121	1510
221-223 cm	19,111	15,670	39,229	0,70932	2,22	10,44	0,512142	-10,0	0,128	1597
249-251cm	19,333	15,712	39,381	0,71076	3,65	18,02	0,512103	-10,4	0,122	1558
268-270 cm	19,223	15,661	39,390	0,71133	4,75	24,19	0,512068	-11,1	0,119	1565
297-299 cm	19,438	15,704	39,484	0,71061	4,42	21,88	0,512125	-10,0	0,122	1522
325-327cm	19,346	15,663	39,301	0,71078	4,75	23,72	0,512141	-10,0	0,121	1479
353-355 cm	19,054	15,648	39,219	0,70996	3,88	19,36	0,512145	-10,0	0,121	1473
372-374 cm	19,042	15,648	39,204	0,70987	4,33	20,90	0,512224	-8,1	0,125	1404
400,5-402,5 cm	19,094	15,646	39,126	0,70974		14,17	0,512180	-9,0		
422,5-424,5 cm	19,000	15,640	39,107	0,71082	3,77	18,37	0,511972	-13,0	0,124	1816
422,5-424,5 cm				0,71071						
450,5-452,5 cm	18,704	15,620	38,960	0,71164	3,64	18,35	0,511976	-13,0	0,120	1732
450,5-452,5 cm				0,71158						
478-480 cm	19,151	15,685	39,282	0,70961		26,07	0,512266	-7,3		
497-499 cm	19,118	15,663	39,341	0,70969		16,53	0,512267	-7,2		
525,5-527,5 cm	19,021	15,640	39,092	0,71016	3,76	18,30	0,512155	-9,4	0,124	1505
554-556 cm	19,201	15,705	39,387	0,71146	4,83	24,22	0,512101	-10,5	0,121	1545
576-578 cm	19,236	15,671	39,451	0,71084		25,52	0,512203	-8,5		
600,5-602,5 cm	19,200	15,628	39,558							
628-630 cm	19,034	15,641	39,295	0,70917	1,84	8,51	0,512178	-9,0	0,131	1589
655-657cm	18,748	15,584	39,015	0,70957	2,08	10,45	0,511975	-13,0	0,120	1733
673-675 cm	18,980	15,627	38,997	0,71099	4,54	23,11	0,512065	-11,2	0,119	1570
701-703 cm	19,383	15,640	39,053	0,71761	5,66	29,71	0,512049	-11,5	0,115	1531
721-723 cm	19,339	15,645	39,197							
731-733 cm	19,319	15,675	39,432							
750,5-752,5 cm	18,969	15,606	38,998	0,70942	2,90	14,13	0,512188	-9,0	0,124	1449

Tableau 8 (suite1)

Echantillon	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 204Pb	208Pb/ 204Pb	87Sr/ 86Sr	Sm (ppm)	Nd (ppm)	143Nd/ 144Nd	Eps. Nd (0)	147Sm/ 144Nd	TDM (Ma)
770-772 cm	19,126	15,755	39,555							
798-800 cm	19,109	15,676	39,098	0,71207	4,53	22,94	0,512149	-9,5	0,119	1435
827-829 cm	18,994	15,627	38,890							
855-857 cm	19,022	15,644	39,213							
881,5-883,5 cm	18,937	15,611	38,883	0,71252	5,16	25,77	0,512245	-8,0	0,121	1310
900,5-902,5 cm	19,315	15,691	39,290	0,71276		26,19	0,512078	-11,0		
920-922 cm	19,257	15,655	39,014							
929-931cm	19,096	15,663	39,029							
949-951cm	18,897	15,603	38,855							
958-960 cm	19,094	15,690	39,142							
967,5-969,5 cm	18,818	15,649	38,906	0,71120	4,74	24,54	0,512088	-11,0	0,117	1501
986-988 cm	19,032	15,595	39,082							
996-998 cm	18,963	15,596	39,006							
1005,5-1007,5 cm	19,119	15,651	39,222							
1010,3-1012,5 cm	19,114	15,645	39,234	0,71009	3,71	18,02	0,512206	-8,4	0,124	1418
valeur minimale	18,704	15,584	38,855	0,70917	1,79	8,36	0,511972	-13,0	0,110	1310
Valeur maximale	19,464	15,755	39,558	0,71761	5,66	29,71	0,512267	-7,2	0,131	1816
Moyenne	19,106	15,652	39,194	0,71083	3,83	19,57	0,512113	-10,2	0,122	1555
Ecart-type	0,180	0,034	0,180	0,00159	1,06	5,56	0,000083	1,6	0,004	120
N	51	51	51	38	32	38	38	38	32	32
<i>Stade 1 à 10</i>										
valeur minimale	18,704	15,612	38,960	0,70928	1,79	8,36	0,511972	-13,0	0,110	1373
Valeur maximale	19,464	15,712	39,484	0,71370	5,00	26,07	0,512267	-7,2	0,129	1816
Moyenne	19,125	15,660	39,248	0,71050	3,80	19,30	0,512110	-10,3	0,122	1576
Ecart-type	0,191	0,028	0,143	0,00106	0,96	5,00	0,000084	1,6	0,004	116
N	28	28	28	28	23	28	28	28	23	23

Tableau 9**Pourcentages des fractions granulométriques dans la carotte HU 91-045-058P**

Échantillon	<2 μm . (%)	2-63 μm . (%)	<10 μm (%)	10-63 μm (%)	Φ moy (μm)	Ecart type (μm)	>63 μm (% Poids)
0-2 cm	75	25	98	2	3,1	4,2	11,37
24-26 cm	28	72	97	3	2,7	2,6	19,69
54-56 cm	10	90	98	2	4,3	2,3	23,02
73-75 cm	1	99	95	5	5,0	2,8	49,57
102-104 cm	31	69	95	5	3,6	3,5	66,32
121-123 cm	9	91	98	2	3,5	2,0	25,89
148-150 cm	5	95	98	2	3,5	2,2	11,77
175-177cm	52	48	97	3	3,1	3,4	50,88
203-205 cm	14	86	96	4	3,7	3,3	13,44
221-223 cm	68	32	99	1	2,6	2,6	19,38
249-251cm	29	71	97	3	3,8	2,9	28,98
268-270 cm	13	87	96	4	3,9	3,1	32,68
297-299 cm	4	96	96	4	4,7	3,5	59,51
325-327cm	5	95	95	5	4,8	3,8	58,34
353-355 cm	1	99	95	5	5,1	2,8	58,26
372-374 cm	4	96	96	4	4,7	3,1	22,37
400,5-402,5 cm	17	83	96	4	3,8	3,1	48,47
422,5-424,5 cm	9	91	96	4	4,4	2,8	84,66
422,5-424,5 cm	9	91	96	4	4,4	2,8	84,66
450,5-452,5 cm	2	98	96	4	4,9	3,2	72,52
450,5-452,5 cm	2	98	96	4	4,9	3,2	72,52
478-480 cm	1	99	96	4	4,7	3,2	37,00
497-499 cm	24	76	96	4	3,8	3,5	27,70
525,5-527,5 cm	5	95	96	4	4,5	2,8	18,08
554-556 cm	28	72	97	3	3,4	2,8	21,17
576-578 cm	4	96	96	4	4,4	3,1	70,42
600,5-602,5 cm	52	48	97	3	3,2	2,9	2,69
628-630 cm	64	36	98	2	2,9	2,8	3,25
655-657cm	62	38	99	1	2,5	2,4	14,72
673-675 cm	49	51	96	4	3,7	4,1	11,58
701-703 cm	32	68	97	3	3,5	3,3	14,95
721-723 cm	29	71	98	2	3,4	2,8	12,94

Tableau 9 (suite 1)

Échantillon	<2 µm.	2-63 µm.	<10 µm	10-63 µm	Φ	Ecart type	>63 µm
	(%)	(%)	(%)	(%)	Moy (µm)	(µm)	(% Poids)
731-733 cm	51	49	96	4	3,7	3,7	4,00
750,5-752,5 cm	40	60	96	4	3,5	3,2	18,74
770-772 cm	58	42	95	5	3,9	4,4	13,34
798-800 cm	6	94	95	5	5,0	3,7	38,80
827-829 cm	25	75	96	4	3,8	3,6	10,87
855-857 cm	4	56	97	3	3,5	3,9	12,57
881,5-883,5 cm	4	97	95	6	5,8	3,8	7,69
900,5-902,5 cm	45	55	96	4	3,3	3,4	9,22
920-922 cm	3	97	95	5	4,6	3,3	12,31
929-931cm	26	74	97	3	3,4	2,7	11,01
949-951cm	54	46	96	3	3,5	3,8	21,00
958-960 cm	5	95	96	3	4,4	2,8	17,53
967,5-969,5 cm	6	94	97	3	4,2	2,9	28,72
977-979 cm	14	86	97	3	3,8	2,7	21,87
986-988 cm	41	59	96	4	3,7	4,3	14,83
996-998 cm	32	68	97	3	3,5	3,1	10,94
1005,5-1007,5 cm	23	77	96	4	3,8	3,3	25,52
1010,3-1012,5 cm	39	61	96	4	3,7	3,7	5,55
<hr/>							
Valeur minimale	1	25	94	1	2,5	2,0	3,00
Valeur maximale	75	99	99	6	5,8	4,3	85,00
Moyenne	26	74	96	3	4,0	3,2	29,00
Ecart-type	22	22	1	1	0,7	0,5	23,00
N	53	53	53	53	53	53	52
<hr/>							
<i>Stade 1 à 10</i>							
Valeur minimale	1	25	94	1	2,5	2,0	11,40
Valeur maximale	75	99	99	6	5,1	4,2	85,00
Moyenne	19	81	96	3	4,0	3,1	41,41
Ecart-type	22	22	1	1	0,7	0,5	24,00
N	29	29	29	29	29	29	28

Tableau 10
Abondances des minéraux argileux et détritiques dans la fraction <2 microns de la carotte
par piston HU 91-045-058P

Echantillon	Smectite (%)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)	C+K (%)	S/I	C+K/I	F/Q
0-2 cm	71	8	11	10	21	8,56	2,57	0,60
24-26 cm	60	15	13	13	25	4,07	1,72	0,30
54-56 cm	59	17	13	11	24	3,39	1,37	0,33
73-75 cm	63	17	10	9	20	3,75	1,17	0,31
102-104 cm	66	15	11	8	18	4,33	1,19	0,30
121-123 cm	56	19	13	12	25	3,00	1,34	0,36
148-150 cm	75	9	9	7	16	7,85	1,68	0,45
175-177cm	66	15	11	8	19	4,46	1,27	0,35
203-205 cm	68	14	10	7	18	4,95	1,30	0,40
221-223 cm	81	6	7	6	13	12,50	1,97	0,50
249-251cm	70	11	9	10	19	6,46	1,73	0,33
268-270 cm	56	17	13	14	27	3,32	1,58	0,29
297-299 cm	60	18	13	10	23	3,37	1,29	0,36
325-327cm	57	16	13	14	27	3,63	1,73	0,36
353-355 cm	69	13	11	7	18	5,27	1,40	0,33
372-374 cm	71	13	10	6	16	5,29	1,16	0,47
400,5-402,5 cm	67	14	12	7	19	4,79	1,35	0,37
422,5-424,5 cm	75	12	7	6	14	6,36	1,15	0,36
422,5-424,5 cm	75	12	7	6	14	6,36	1,15	0,36
450,5-452,5 cm	65	15	12	9	21	4,39	1,40	0,37
450,5-452,5 cm	65	15	12	9	21	4,39	1,40	0,37
478-480 cm	79	9	6	5	11	8,48	1,22	0,52
497-499 cm	64	16	11	9	20	3,95	1,26	0,50
525,5-527,5 cm	55	21	15	9	24	2,69	1,17	0,45
554-556 cm	67	14	8	10	19	4,89	1,36	0,42
576-578 cm	71	13	8	8	16	5,62	1,30	0,44
600,5-602,5 cm	84	5	5	5	10	16,00	1,94	1,18
628-630 cm	86	4	5	5	10	22,20	2,53	1,33
655-657cm	75	9	9	7	16	8,19	1,71	0,65
673-675 cm	73	9	9	9	18	7,70	1,89	0,47
701-703 cm	57	17	13	13	26	3,27	1,51	0,35
721-723 cm	48	22	16	14	30	2,22	1,36	0,50
731-733 cm	74	11	9	7	16	6,89	1,46	1,02

Tableau 10 (suite1)

Echantillon	Smectite (%)	Illite (%)	Chlorite (%)	Kaolinite (%)	C+K (%)	S/I	C+K/I	F/Q
750,5-752,5 cm	66	14	12	8	19	4,70	1,37	0,48
770-772 cm	75	9	10	5,7	16	7,89	1,63	0,61
798-800 cm	79	8	7	6	13	10,30	1,73	0,35
827-829 cm	70	13	10	6	16	5,19	1,22	0,40
855-857 cm	70	12	11	8	19	5,97	1,60	0,57
881,5-883,5 cm	69	14	11	6	17	4,82	1,17	0,34
900,5-902,5 cm	69	12	9	10	19	5,83	1,63	0,40
920-922 cm	68	12	10	10	19	5,65	1,61	0,45
929-931cm	78	9	7	5	13	8,15	1,32	0,47
949-951cm	82	7	7	5	12	12,30	1,80	0,53
958-960 cm	74	10	8	8	16	7,23	1,60	0,30
967,5-969,5 cm	61	20	12	7	18	3,00	1,00	0,22
977-979 cm###	68	15	10	7	17	4,59	1,15	0,30
986-988 cm	68	11	11	11	21	6,12	1,90	0,35
996-998 cm	71	10	9	9	18	7,07	1,83	0,40
1005,5-1007,5 cm	67	12	11	10	21	5,48	1,68	0,45
1010,3-1012,5 cm	74	9	9	8,1	17	8,06	1,82	0,37
Valeur minimale	48	4	5	5	10	2,22	0,90	0,22
Valeur maximale	86	22	16	14	30	22,19	2,57	1,33
Moyenne	69	13	10	8	19	6,29	1,53	0,46
Ecart-type	8	4	2	2	4	3,50	0,36	0,20
N	52	52	52	52	52	53	53	52
<i>Stade 1 à 10</i>								
Valeur minimale	55	7	6	5	11	2,70	3,00	29
Valeur maximale	81	20	15	14	27	12,51	12,51	0,60
Moyenne	66	14	11	9	20	5,33	5,33	0,40
Ecart-type	7	3	2	2	4	2,18	2,19	0,08
N	28	28	28	28	28	29	28	28

