



An Boelaert

Variabilité de la circulation de surface et intermédiaire
aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord:
réponse aux variations lentes et rapides du climat lors du
dernier cycle glaciaire-interglaciaire

En vue de l'obtention du diplôme de docteur de l'Université de Bretagne Occidentale

Composition du jury:

F. GROUSSET	Rapporteur	Université de Bordeaux I
E. JANSEN	Rapporteur	University of Bergen
J-P. REHAULT	Examineur	Université de Bretagne Occidentale
A. COLIN DE VERDIERE	Examineur	Université de Bretagne Occidentale
E. BARD	Examineur	Université de d'Aix-Marseille III
G.A. AUFFRET	Examineur	IFREMER, Brest
L. LABEYRIE	Examineur	Université d'Orsay
T. GARLAN	Examineur	EPSHOM, Brest





École Doctorale des Sciences de la Mer

ISN 61417
T358

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE
BRETAGNE OCCIDENTALE

An Boelaert

Variabilité de la circulation de surface et intermédiaire
aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord:
réponse aux variations lentes et rapides du climat lors du
dernier cycle glaciaire-interglaciaire

En vue de l'obtention du diplôme de docteur de l'Université de Bretagne Occidentale

Composition du jury:

F. GROUSSET	Rapporteur	Université de Bordeaux I
E. JANSEN	Rapporteur	University of Bergen
J-P. REHAULT	Examineur	Université de Bretagne Occidentale
A. COLIN DE VERDIERE	Examineur	Université de Bretagne Occidentale
E. BARD	Examineur	Université de d'Aix-Marseille III
G.A. AUFFRET	Examineur	IFREMER, Brest
L. LABEYRIE	Examineur	Université d'Orsay
T. GARLAN	Examineur	EPSHOM, Brest



Table des matières

Chapitre I: Introduction.	1
<hr/>	
Chapitre II: Construction d'une échelle d'âge commune à toutes les carottes.	7
2.1. Introduction	7
2.2. Méthodes.	7
2.2.1. La stratigraphie isotopique.	7
2.2.2. Datations au carbone 14.	10
2.2.3. Courbes de références.	11
2.2.4. Marqueurs stratigraphiques.	15
2.3. Etablissement de l'échelle d'âge pour les carottes étudiées.	16
2.3.1. Echelle d'âge de la carotte SU9008 du plateau des Açores.	17
2.3.2. Echelle de temps de la carotte SU9228 de la marge Portugaise.	22
2.3.3. Echelle d'âge des carottes MD952037 (ride médio-Atlantique) et CHO288-54 (Caraïbes).	29
2.3.4. Construction de l'échelle d'âge des carottes à basse résolution.	35
2.4. Conclusion	37
<hr/>	
Chapitre III: Hydrologie des eaux surface aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord (37°N): relation avec les variations lentes et rapides du climat.	39
3.1. Introduction.	39
3.2. Méthodes de reconstitution des paléotempératures.	43
3.2.1 La méthode des meilleurs analogues à partir des associations de foraminifères planctoniques.	43
3.2.2. La méthode des alkénones.	43
3.2.3 Intercalibration des paléotempératures obtenues par les deux méthodes.	43

3.3. Méthode de calcul des paléosalinités.	45
3.4. La variabilité de l'hydrologie des eaux de surface aux moyennes latitudes en relation avec les cycles glaciaires-interglaciaires.	47
3.5. La variabilité de l'hydrologie des eaux de surface aux moyennes latitudes en relation avec les variations climatiques rapides.	50
3.5.1. La carotte MD952037 de la ride médio-atlantique (37°N).	50
3.5.2. La carotte SU9228 de la marge Portugaise.	56
3.5.3. Comparaison détaillée de l'événement de Heinrich 4 dans les carottes SU9228, SU9008 et MD952037.	60
3.5.4. Reconstruction de l'hydrologie de surface de l'Atlantique Nord lors de l'événement de Heinrich 4.	64
3.5.5. Comparaison des variations de l'hydrologie des eaux de surface aux moyennes latitudes avec les cycles de Dansgaard-Oeschger.	69
3.6. Conclusion	73

Chapitre IV: La composition isotopique du carbone des foraminifères benthiques, traceur de la circulation thermohaline 75

4.1. Introduction.	75
4.2. Le principe du traceur.	75
4.2.1. La composition isotopique du carbone de l'eau de mer.	75
4.2.2. La signature $\delta^{13}\text{C}$ des masses d'eau de l'océan Atlantique.	78
4.2.3. Enregistrement dans le temps du $\delta^{13}\text{C}$ des masses d'eau, par les foraminifères benthiques.	80
4.3. Etalonnage de l'espèce <i>Cibicides pachyderma</i> dans la carotte SU9228.	81
4.3.1. Origine de l'écart entre les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone de différentes espèces de foraminifères benthiques.	82
4.3.2. Résultats de l'étalonnage de l'espèce <i>Cibicides pachyderma</i> .	84

4.4. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrées par l'espèce <i>Cibicides pachyderma</i> , en relation avec un autre indice de productivité.	91
4.4.1. Le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques.	91
4.4.2. La comparaison du signal $\delta^{13}\text{C}$ de <i>Cibicides pachyderma</i> avec le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques .	96
4.5. Conclusion	96

Chapitre V: La variabilité de la circulation des eaux intermédiaires, réponse aux variations lentes et rapides du climat. 99

5.1. Introduction.	99
5.2. Variabilité des eaux intermédiaires en réponse aux variations lentes du climat.	108
5.2.1. Evolution des eaux intermédiaires et profondes à différentes profondeurs dans l'Atlantique Nord au cours du dernier cycle climatique.	108
5.2.2. Caractérisation des masses d'eau intermédiaires dans l'Atlantique Nord pendant le Dernier Maximum Glaciaire par rapport à l'Actuel.	113
5.2.3. Evolution des eaux intermédiaires dans l'Atlantique Nord du stade isotopique 3 vers le stade isotopique 2.	120
5.3. La réponse des eaux intermédiaires aux variations rapides du climat.	125
5.3.1. Variabilité des enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques en réponse aux événements de Heinrich.	125
5.3.2. Variabilité des enregistrements du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques en réponse aux événements de Heinrich.	130
5.3.3. Reconstruction de la circulation des eaux intermédiaires dans l'Atlantique Nord pendant l'événement de Heinrich 4.	134
5.3.4. Variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques de la carotte MD952037, en relation avec les cycles de Dansgaard-Oeschger.	134
5.4. Conclusion.	144

Chapitre VI: Conclusion générale. 144

Chapitre VII: Bibliographie. 149

ANNEXES.

Chapitre I: Introduction

— La carotte de glace du Groenland (GRIP) a récemment révélée des variations rapides de la température atmosphérique des régions Nordiques de l'Atlantique Nord lors de la dernière période glaciaire [Dansgaard *et al.*, 1993]. Ces variations rapides, les cycles de Dansgaard-Oeschger, sont caractérisés par un refroidissement progressif pendant quelques centaines d'années et un réchauffement rapide de l'ordre de 5°C en quelques dizaines d'années seulement. Des variations dans l'activité de la circulation thermohaline ont été proposées pour expliquer cette variabilité, car elle est le mécanisme régulateur du transfert de chaleur vers les hautes latitudes et le seul mécanisme capable d'expliquer des réchauffements si brutaux [Bond *et al.*, 1993].

Une interconnexion existe probablement entre ces cycles de Dansgaard-Oeschger et les événements de Heinrich dans l'Atlantique Nord, qui correspondraient à des déstabilisations essentiellement de la calotte de glace de la Laurentide [Bond *et al.*, 1992][Andrews & Tedesco, 1992; Bond *et al.*, 1993; MacAyeal, 1993; Alley & MacAyeal, 1994]. Lors de ces événements d'une durée de 1 à 2 ka, qui se sont reproduits avec une pseudo-périodicité de 7 à 10 ka, des décharges massives d'icebergs envahissaient l'Atlantique Nord. Ces icebergs étaient transportés par la circulation cyclonique, qui s'étendait jusqu'à environ 40°N lors des stades glaciaires [Robinson *et al.*, 1995]. Au contact des eaux chaudes entre 40 et 55°N, les icebergs fondaient et se délestaient de leur charge détritique [Grousset *et al.*, 1993]. Dans cette zone de délestage, initialement définie par Rudiman [1977], ces événements de Heinrich se traduisent dans les carottes sédimentaires par des niveaux riches en matériel détritique du type IRD (Ice-Rafted Detritus) (Niveaux de Heinrich) [Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1993][Grousset *et al.*, 1993][Broecker *et al.*, 1992].

Ces événements sont accompagnés par un refroidissement et une dessalure des eaux de surface dans l'Atlantique Nord du fait de la présence des eaux de fonte [Cortijo *et al.*,

1997]. Ces conditions très particulières à la surface de l'océan ont également induit une réduction de la formation des eaux profondes [Vidal *et al.*, 1997a]. Ces événements de Heinrich ont été corrélés par Bond *et al.* [Bond *et al.*, 1993] aux événements les plus froids des cycles de Dansgaard-Oeschger. Des événements détritiques, plus localisés et d'origine nordique, seraient également associés à chacun des cycles de Dansgaard-Oeschger et pratiquement en phase avec les décharges de la calotte de la Laurentide lors des événements de Heinrich [Bond & Lotti, 1995; Revel *et al.*, 1996; Elliot *et al.*, soumis][Fronval *et al.*, 1995].

Cette variabilité rapide à l'échelle du millénaire, mise en évidence dans les carottes de glace et les sédiments marins, est superposée aux cycles glaciaires-interglaciaires, qui sont une réponse aux variations de l'insolation et sont modulés par le forçage externe des cycles orbitaux à l'échelle de 10 à 100 ka [Imbrie *et al.*, 1992; Imbrie *et al.*, 1993]. Ce forçage externe ne peut pas être responsable de cette instabilité à l'échelle du millénaire. Des oscillations internes du système climatique doivent donc intervenir, résultant des interactions entre l'atmosphère, l'océan et la cryosphère. La circulation thermohaline, qui elle est affectée par les variations du climat à cause des changements dans les conditions de surface, joue un rôle rétroactif important dans le système climatique, en régulant ou en amplifiant ces changements. Au lieu de représenter le comportement de la circulation thermohaline par un simple fonctionnement bimodal pour modéliser les variations climatiques [Broecker *et al.*, 1990a], des schémas plus complexes sont maintenant proposés avec des modes intermédiaires correspondant au déplacement des sites de convection et à des changements des caractéristiques de la circulation intermédiaires et profondes [Rahmstorf, 1994; Rahmstorf, 1995].

Ce travail a été consacré à l'étude de la variabilité de la circulation thermohaline en réponse aux variations rapides du climat au cours de la dernière période glaciaire et aux variations du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Nous nous sommes intéressés aux eaux intermédiaires, c'est à dire la tranche d'eau entre 1000 et 2500 m, car elles sont les

moins bien connues. Nous avons fait des comparaisons avec les eaux profondes, afin de mieux caractériser la variabilité du système thermohaline à différentes échelles de temps.

Cette étude a été réalisée à partir des enregistrements à haute résolution de la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des foraminifères benthiques dans des carottes sédimentaires de l'Atlantique Nord. Nous avons sélectionné des carottes, prélevées à des profondeurs intermédiaires, provenant du plateau des Açores et de la marge Portugaise (Tabl. I-1; Fig. I-1). Le plateau des Açores est un site important pour l'étude des eaux intermédiaires au milieu de l'Atlantique Nord, tandis que sur la marge Portugaise, nous pourrions contrôler la variabilité de la contribution des Eaux Méditerranéennes dans l'Atlantique Nord. Les résultats d'une carotte des eaux intermédiaires dans la mer des Caraïbes (étudiées par G. Haddad) ont également été intégrées dans cette étude .

Nous avons étudié les conditions de température et de salinité des eaux de surface aux Açores et sur la marge Portugaise, à partir des reconstitutions des paléotempérature et des enregistrements isotopiques de l'oxygène des foraminifères planctoniques. Les reconstitutions de la température des eaux de surface ont été obtenues en collaboration avec l'Université de Barcelone (J. Grimalt et E. Calvo Costa) et l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (N. Kallel). Les eaux de surface en ces régions étaient particulièrement sensibles aux variations du système hydrologique de l'Atlantique Nord pendant la dernière période glaciaire, car situées à la limite des gyres subtropical et subpolaire pendant la dernière période glaciaire. Nous avons tenté d'établir leur rapport avec l'hydrologie de surface aux hautes latitudes, car elle est déterminante pour la formation des masses d'eau intermédiaires et profondes.

Le chapitre II présente la construction d'une échelle d'âge commune et précise pour toutes les carottes, afin de pouvoir comparer leurs enregistrements climatiques et

interpréter la variabilité rapide. En suite, nous avons étudié dans le chapitre III, la variabilité de l'hydrologie de surface aux moyennes latitudes en relation avec les variations lentes et rapides du climat. Dans le chapitre IV, nous précisons comment interpréter la composition isotopique du carbone des foraminifères benthiques en terme de traceur de la circulation thermohaline. L'étalonnage de l'espèce *Cibicides pachyderma* est également discuté, car cette espèce a été utilisée pour l'étude de la paléocirculation des eaux intermédiaires sur la marge Portugaise. Le chapitre V est consacré à la reconstitution de la circulation des eaux intermédiaires. Nous avons d'abord étudié son évolution à l'échelle des changements du volume de glace sur le dernier cycle glaciaire, puis plus en détail pendant les stades isotopiques 2 et 3, en réponse aux événements de Heinrich. Enfin, une reconstruction de la circulation thermohaline lors de l'événement de Heinrich 4, nous a permis de mieux contraindre les effets d'un événement de fonte sur la circulation thermohaline.

Carotte	Geogr.	Lat. (N)	Long. (W)	prof.	
SU9228	Marge Portugaise	37°05,56	09°28,38'	997 m	Cette étude
SU9226	Marge Portugaise	37°52,7'	09°29,6'	1150 m	Cette étude
GEOFAR KF21	Açores	38°00,19'	29°05,60'	1180 m	Cette étude
SHOM 92-KS10	Açores	38°34,60'	29°15,66'	1900 m	Cette étude
MD952037	Açores	37°05,23'	32°01,87'	2159 m	Cette étude
CHO288-54	Mer des Caraïbes	17°26'	77°39'	1020 m	G. Haddad
NA8722	Rockall	43°03.1'	30°02.5'	3080 m	(Vidal, 1996; Cortijo, 1995)
SU9008	Açores	55°29.8'	14°41.7'	2161 m	(Vidal, 1996; Cortijo, 1995)
SU8118	Marge Portugaise	37°46'	10°11'	3135 m	(Bard et al., 1987 Duplessy et al., 1992)

Tabl I-1: Tableau des carottes utilisées au cours de ce travail.

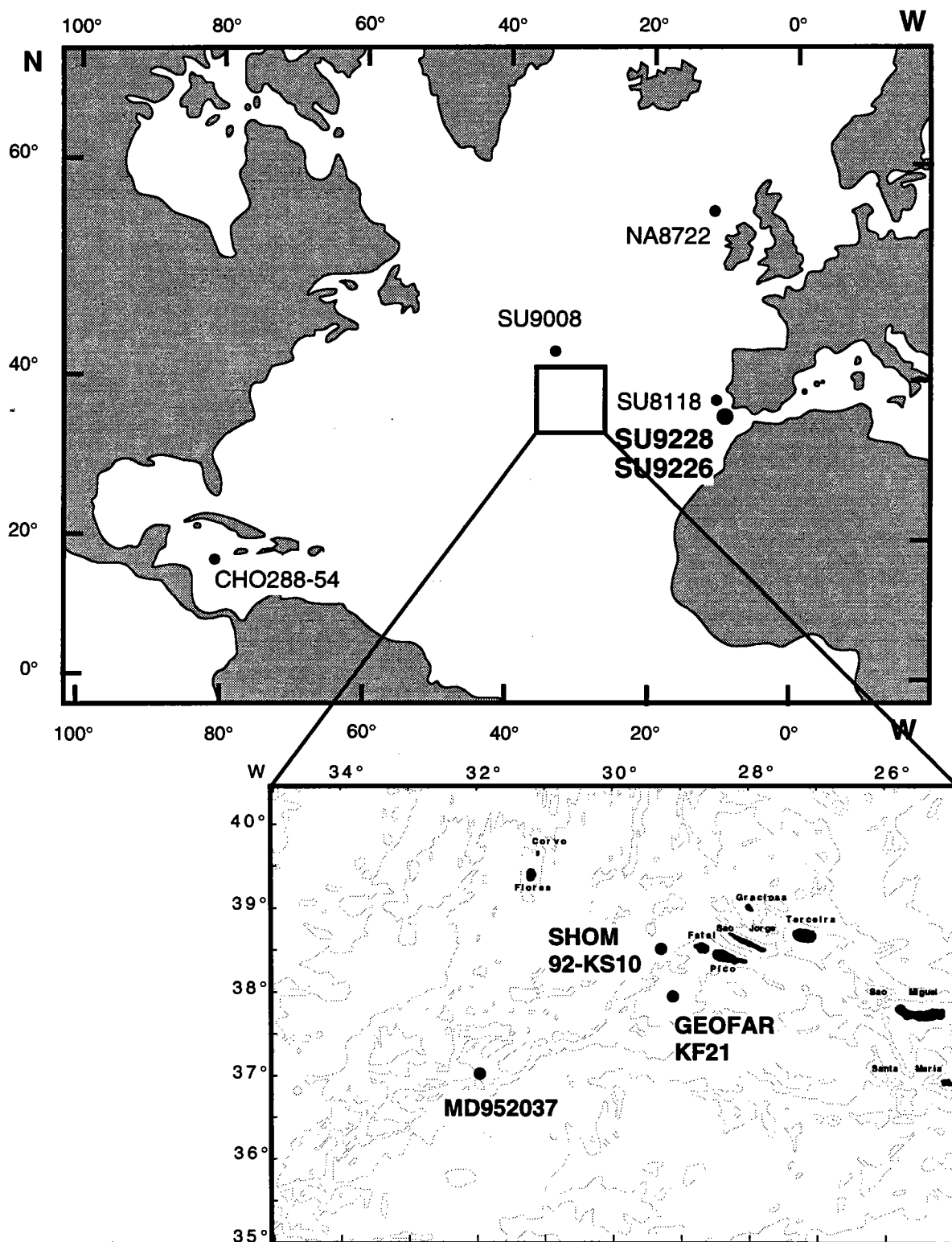


Fig. I-1 : Carte avec la localisation des carottes. Les carottes indiquées en gras sont étudiées au cours de ce travail. Les autres carottes sont reprises d'autres travaux.

Chapitre II: Construction d'une échelle d'âge commune à toutes les carottes.

2.1. Introduction

Afin de reconstruire l'histoire de la circulation à partir des enregistrements sédimentaires, une mise en âge de ces enregistrements est indispensable. La construction d'une échelle d'âge est basée dans ce travail sur deux méthodes complémentaires. Une première méthode indirecte est la stratigraphie isotopique. Elle consiste à comparer la courbe isotopique de l'oxygène, mesurée sur les tests de foraminifères le long d'une carotte, qui dépend des variations globales du volume de glace, avec une courbe de référence datée par un autre moyen. La chronostratigraphie regroupe toutes les méthodes directes de datation du sédiment. La technique de datation au carbone 14 est couramment utilisée pour dater les sédiments marins dans sa limite de validité, c'est à dire pour la période de temps comprise entre 0 et 40 ka. Dans le paragraphe 2.2., nous présentons les principes des méthodes utilisées. Dans le paragraphe 2.3, nous présenterons la stratégie choisie pour la construction des échelles d'âge. Enfin, nous discuterons la construction de l'échelle d'âge pour chacune des carottes étudiées.

2.2. Méthodes

2.2.1. La stratigraphie isotopique.

La composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$)¹ des tests de foraminifères dépend de la température de l'eau de mer, dans laquelle les tests ont précipité, et de la

1

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ mesuré} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ standard}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \text{ standard}} * 1000$$

Le mesures isotopiques sont rapportées au PDB (Pee Dee Belemnite standard) par une calibration avec le standard NBS19 [Coplen, 1988] [Hut, 1985]

composition isotopique de l'oxygène de l'eau de mer, dans laquelle les foraminifères se sont formés. Si on néglige les variations locales dues à l'effet de salinité, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires se produisent à l'échelle globale en relation avec les changements du volume des glaces. En effet, les molécules H_2^{16}O , qui ont une pression de vapeur saturante plus élevée que les molécules H_2^{18}O , s'évaporent plus activement et enrichissent la vapeur d'eau atmosphérique en ^{16}O dans les zones équatoriales. Au cours du transport de cette vapeur d'eau vers les régions polaires, l'appauvrissement en H_2^{18}O s'accroît par condensations et précipitations successives. L'eau douce, stockée dans les calottes de glace polaires pendant les périodes froides est donc pauvre en ^{18}O , ce qui se traduit par une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer. Inversement les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles sont enregistrées au cours des périodes chaudes. Les stades isotopiques ont été définis à partir de cette alternance des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ basses et élevées [Emiliani, 1955]: les stades pairs correspondent à des périodes froides et les stades impairs aux périodes chaudes.

Ceci a conduit à la définition de courbes de référence dont le signal est considéré comme représentatif des variations globales du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer [Shackleton & Opdyke, 1973; Labeyrie *et al.*, 1987]. Toutes sont des enregistrements du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer par les foraminifères benthiques, car l'océan profond est relativement préservé des variations locales de température et de salinité enregistrées en surface. Par ailleurs, la courbe de référence SPECMAP a été établie (fig. II-1). Elle est composée de cinq enregistrements planctoniques représentatifs des différents bassins océaniques [Imbrie *et al.*, 1984]. La construction de l'échelle de temps de la courbe SPECMAP est basée sur l'hypothèse qu'il existe une réponse linéaire du volume de glace aux cycles astronomiques dans les bandes de fréquence de 20 ka (précession) et 40 ka (inclinaison) [Imbrie *et al.*, 1992; Imbrie *et al.*, 1993]. La courbe de référence SPECMAP permet donc de dater avec précision les variations climatiques à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires, qui sont en phase avec les cycles orbitaux.

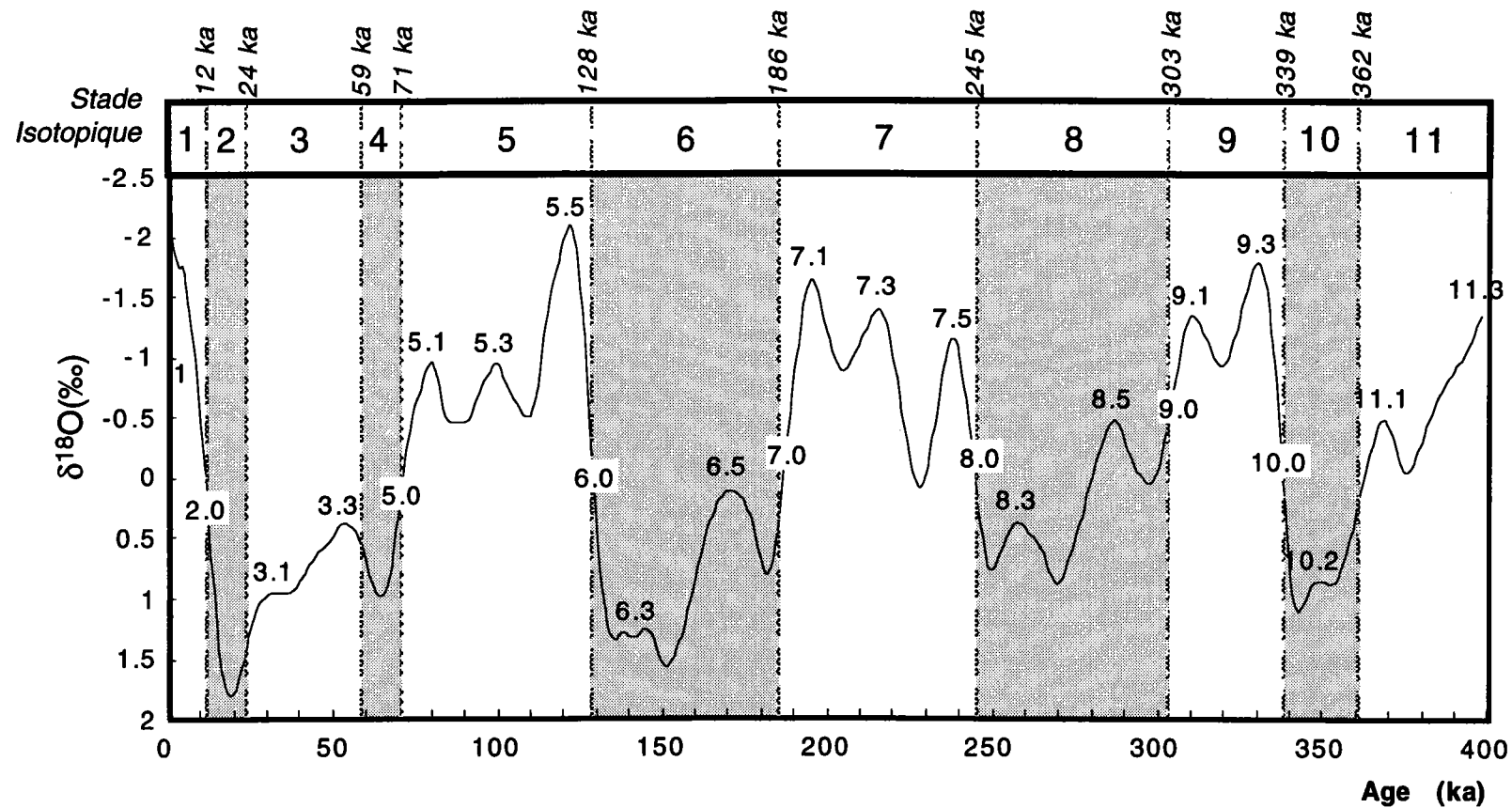


Fig. II-1: La courbe de référence SPECMAP (Imbrie et al. 1984). L'échelle d'âge est calée sur les cycles orbitaux de Milankovitch. Les stades chauds sont nommés par un chiffre impair et les stades froids par un chiffre pair. Les chiffres après le point indiquent des paroxysmes (chauds ou froids) dans les stades. Les limites entre les stades correspondent aux pentes maximales de la courbe.

Néanmoins, cette méthode ne permet pas de dater des enregistrements climatiques avec une résolution temporelle meilleure que 5000 ans [Martinson *et al.*, 1987]. Pour la construction d'une échelle d'âge avec une résolution temporelle inférieure à 1000 ans, comme c'est l'objectif dans cette étude, nous faisons donc appel à d'autres techniques: corrélation avec des carottes de référence, datations au carbone 14 et marqueurs stratigraphiques datés (niveaux de Heinrich et autres).

2.2.2. Datations au carbone 14.

Les datations au carbone 14, effectuées sur les tests de foraminifères, permettent d'obtenir des âges précis pour les niveaux de carottes concernés. Le ^{14}C est un cosmonucléide, produit dans l'atmosphère et incorporé dans le cycle biogéochimique du carbone. L'échelle d'âge ^{14}C est basée sur l'hypothèse que le taux de ^{14}C dans l'atmosphère est resté constant au cours du temps. Après la mort d'un organisme, l'échange entre l'atmosphère et l'organisme s'arrête. Le ^{14}C incorporé dans l'organisme se désintègre selon la loi de décroissance radioactive. La mesure du taux de ^{14}C résiduel permet alors de calculer le temps écoulé depuis la mort de l'organisme. La période de demi-vie de l'isotope ^{14}C est de 5730 ans. En conséquence, compte tenu des teneurs détectables, l'âge le plus ancien mesurable est d'environ 40 ka. Le spectromètre de masse avec accélérateur (AMS) permet de mesurer le rapport isotopique sur de très petites quantités de matériel.

Les datations des sédiments marins sont effectuées sur des échantillons de 5 mg de foraminifères planctoniques monospécifiques. Il est indispensable de préparer une quantité double (10 mg) afin de pouvoir dupliquer la mesure, ce qui correspond à plusieurs centaines, voire plusieurs milliers d'individus, triés à la main un par un. Les échantillons doivent de préférence être pris au niveau des pics d'abondance des espèces de foraminifères pour réduire l'erreur lié à la bioturbation [Bard *et al.*, 1987a]. L'âge obtenu est corrigé de 400 ans, pour prendre en compte l'âge moyen des eaux de surface

dans l'Atlantique Nord [Bard *et al.*, 1994]. Par ailleurs, des études ont montré qu'il y a eu des variations du taux de ^{14}C dans l'atmosphère au cours du temps. Des corrections de l'échelle d'âge carbone 14 par rapport à l'échelle d'âge calendaire ont été proposées, fondées sur la dendrochronologie [Becker *et al.*, 1991] et la chronologie U-Th [Bard *et al.*, 1990]. Un logiciel de calibration de l'échelle d'âge ^{14}C a été développé par Stuiver & Reimer [Stuiver & Reimer, 1993]. Ces calibrations ne sont pas suffisamment précisés au delà d'environ 15 ka, pour pouvoir être considérée dans le présent travail, qui s'adresse principalement à des périodes plus anciennes. Pour cette étude nous considérerons seulement l'échelle d'âge ^{14}C corrigée de l'effet réservoir.

2.2.3. Courbes de références.

Quand nous ne disposons pas de datations au carbone 14 ou seulement de quelques datations, la construction d'une échelle de temps à haute résolution temporelle (de l'ordre de 1000 ans) repose sur les corrélations avec les enregistrements isotopiques des carottes de référence, elles bien datées. Pour l'Atlantique nord, nous disposons de deux carottes de référence: La carotte NA8722 [Cortijo, 1995; Vidal, 1996] pour la période de temps comprise entre 0 ka et 60 ka et la carotte SU8118 pour les derniers 20 ka [Bard *et al.*, 1987a; Duplessy *et al.*, 1992]. Les deux carottes ont été analysées isotopiquement au CFR, Gif-sur-Yvette (L. Labeyrie, communication personnelle).

	Lat.	Long.	Prof.	Zone géographique	Période	Rés. temp.	Références
NA8722	55°N	41°W	2160 m	Plateau de Rockall	10 à 60 ka	< 350 ans	(Cortijo, 1995; Vidal, 1996)
SU8118	38°N	10°W	3135 m	Marge Portugaise	0 à 15 ka	<300 ans	(Bard <i>et al.</i> , 1987)

Tabl. II-1: Carottes de référence utilisées dans ce travail pour l'établissement des échelles d'âge.

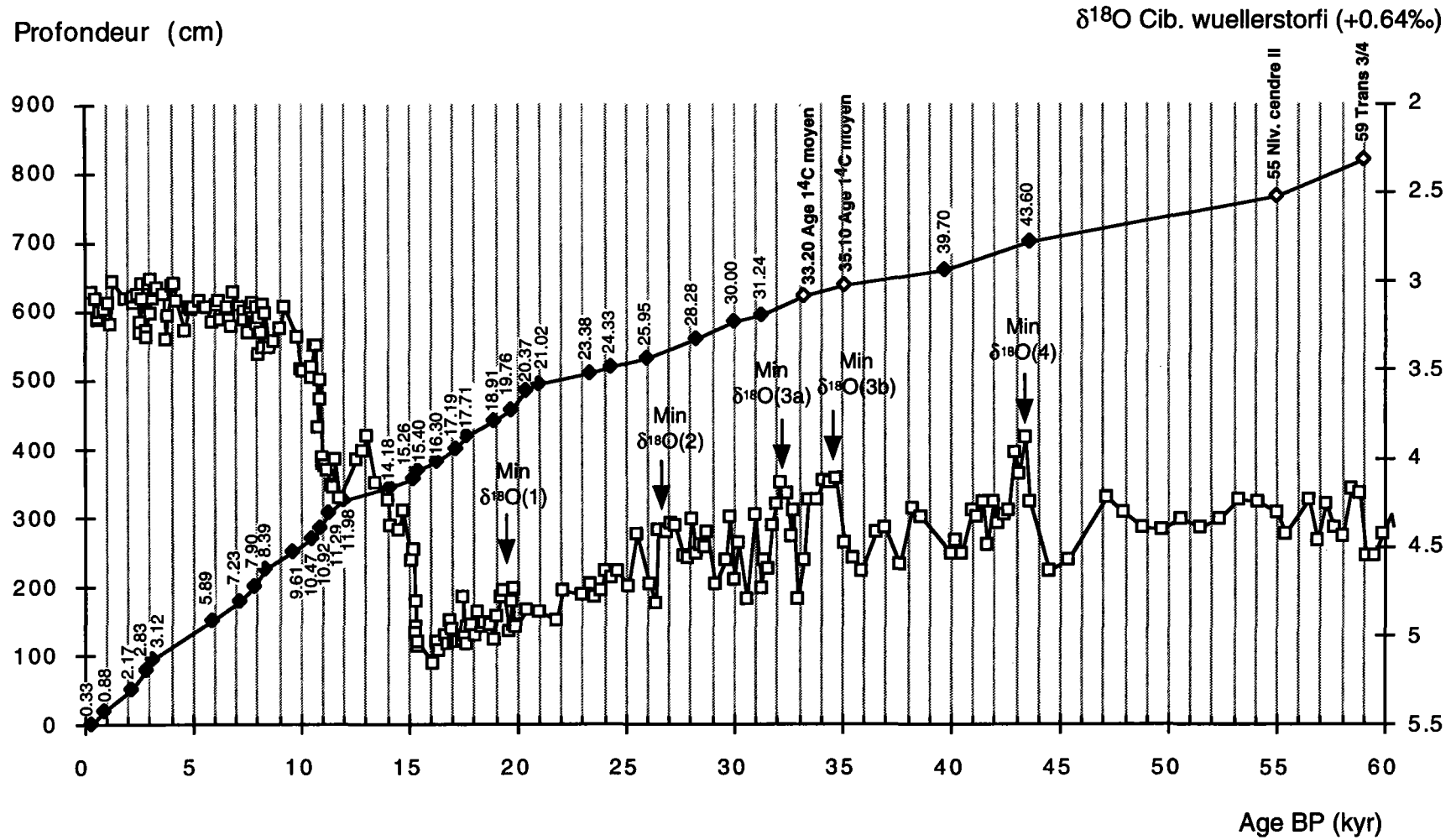


Fig. II-2 : Echelle d'âge de la carotte de référence NA8722, construite par interpolation linéaire entre les points de datations (losanges noirs) et autres marqueurs stratigraphiques (losanges blancs). Des événements de diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques ont été identifiés (flèches).

La carotte de référence NA8722 du Plateau de Rockall.

L'échelle d'âge de la carotte NA8722 est construite par interpolation linéaire à partir d'une trentaine de datations au carbone 14 (fig. II-2). Quelques autres marqueurs stratigraphiques ont été ajoutés: Le niveau de cendre II [Smythe *et al.*, 1985] et la transition 3/4 [Imbrie *et al.*, 1984], respectivement datés à 55 ka et 59 ka avec l'échelle SPECMAP. Les âges utilisés pour le début et la fin de l'événement de Heinrich 4 (resp. de 35.10 et 33.20 ka (^{14}C)), sont une moyenne sur 5 carottes différentes dans l'Atlantique Nord [Cortijo, 1995; Vidal, 1996]. Compte tenu du pas d'échantillonnage (2 à 5 cm) et du taux de sédimentation (9 à 28 cm/1000ans), la résolution temporelle des enregistrements isotopiques y est meilleure que 350 ans. En dehors de la tendance générale, plusieurs minima de $\delta^{18}\text{O}$ ont été identifiés.

La carotte de référence SU8118 de la marge Portugaise.

Pour la carotte SU8118, prélevée sur la marge Portugaise, une trentaine de niveaux ont été datés pour la période comprise entre 0 et 20 ka [Bard *et al.*, 1987a] (fig. II-3). Un pas d'échantillonnage de 5 à 10 cm et un taux de sédimentation de 16 à 35 cm/1000 ans, fournissent une résolution temporelle de l'enregistrement isotopique meilleure que 300 ans. L'échelle d'âge de cette carotte est construite par interpolation linéaire entre les différents points de datations pour la période entre 0 et 14 ka. A partir de 14 ka, les datations montrent quelques inversions. L'échelle d'âge est alors fournie par la meilleure régression linéaire entre les différents points de datations.

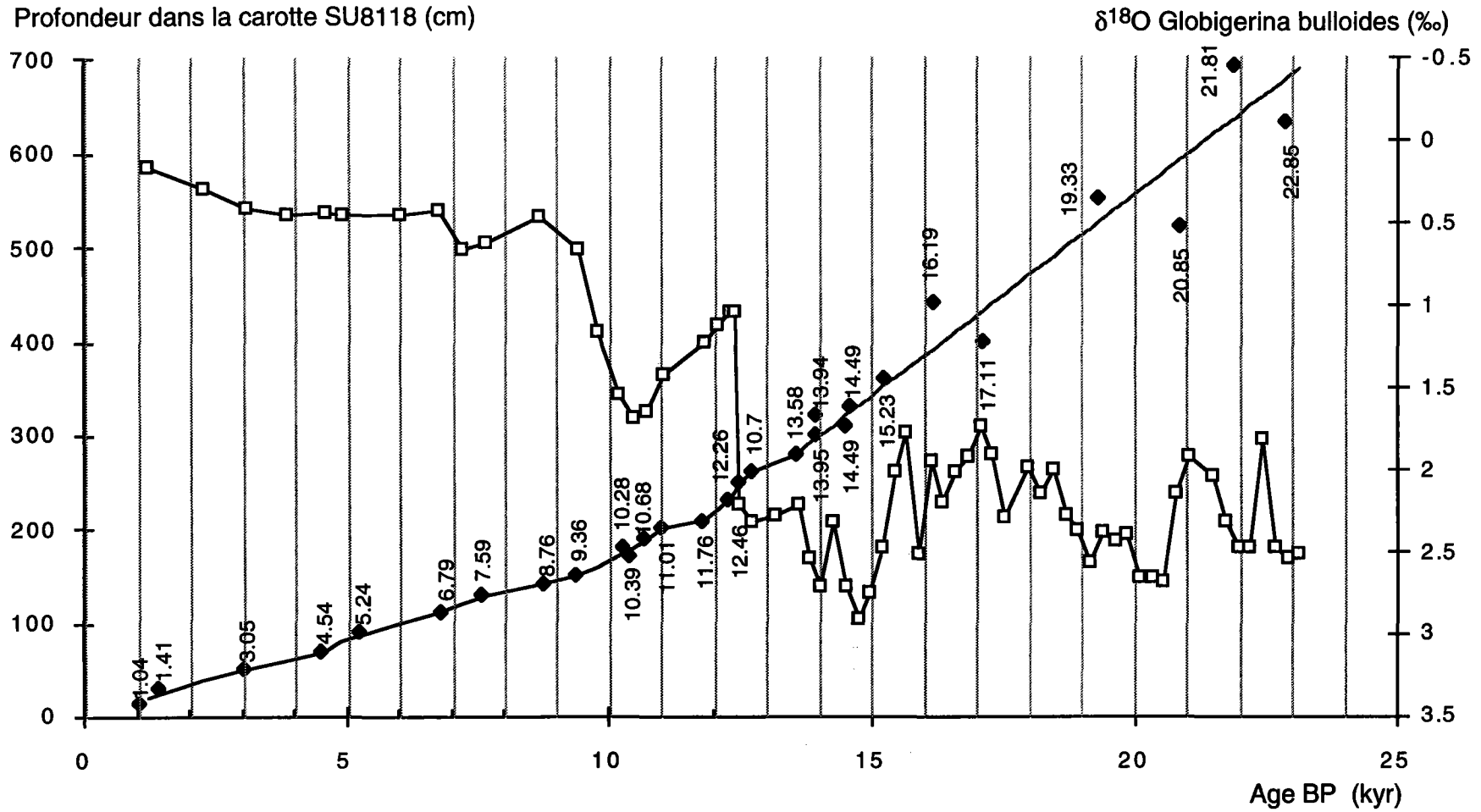


Fig. II-3: Echelle d'âge de la carotte de référence SU8118, basée sur une interpolation linéaire entre les points de datation (losanges) pour la période de 0 à 15 ka. Entre 15 et 25 ka l'échelle d'âge est basée sur la meilleure régression linéaire entre les points de datations (losanges).

2.2.4. Marqueurs stratigraphiques.

Événements isotopiques.

Les différentes phases de la dernière déglaciation: la terminaison Ia, le Dryas récent et la terminaison Ib sont des événements synchrones et perceptibles à l'échelle globale dans les enregistrements isotopiques de l'oxygène des foraminifères planctoniques et benthiques [Duplessy *et al.*, 1986; Bard *et al.*, 1987b; Broecker *et al.*, 1988; Fairbanks, 1989]. Un déphasage d'environ 1000 ans semble exister entre les enregistrements de l'océan Atlantique et Pacifique, lié au temps de mélange des masses d'eau à l'échelle globale [Broecker *et al.*, 1988]. D'autres événements isotopiques, identifiés au niveau global, sont les transitions entre les stades isotopiques et les événements isotopiques, à l'intérieur des stades isotopiques. Les âges sont donnés par l'échelle astronomique [Imbrie *et al.*, 1984; Martinson *et al.*, 1987].

Niveau de cendre.

Le niveau de cendre 2 a été identifié dans plusieurs carottes de l'Atlantique Nord et son âge a été défini à 55 ka, par interpolation à partir de l'échelle d'âge SPECMAP [Smythe *et al.*, 1985]. La présence de ce niveau de cendre est liée au délestage des glaces dans l'Atlantique nord. Ce niveau est absent aux latitudes inférieures à 40°N [Ruddiman & Glover, 1972; Smyte *et al.*, 1985].

Événements de Heinrich.

D'autres marqueurs stratigraphiques sont les niveaux de Heinrich, numérotés de 1 à 6 (de HL1 à HL6). Comme nous l'avons rapporté dans l'introduction, ces niveaux riches en IRD (Ice-Rafted Détritiques), présents dans les sédiments de l'Atlantique Nord de la dernière période glaciaire, correspondent à des déstabilisations épisodiques de la calotte de la Laurentide. Ces niveaux sont définis par des pics d'abondance de grains détritiques dans la fraction supérieure à 150 µm des sédiments. Bien que les niveaux de Heinrich soient en général absents aux latitudes inférieures à 40°N, ils ont été identifiés au sud de la

marge Portugaise [Baas *et al.*, 1997; Zahn *et al.*, 1997]. Leur présence à cet endroit témoigne d'un transport des icebergs par un courant de surface orienté vers le sud au large du Portugal [Robinson *et al.*, 1995; Zhao *et al.*, 1995; Lebreiro *et al.*, 1996]. Les datations de ces niveaux, effectuées sur plusieurs carottes de l'Atlantique nord [Cortijo, 1995; Vidal, 1996], ont montré que les niveaux de Heinrich se sont déposés de façon synchrone et ont permis de calculer un âge moyen pour chaque niveau, respectivement de 14, 21, 28, 35 et 44 ka pour HL1, 2, 3, 4 et 5.

Ces marqueurs sédimentologiques ne pourront donc pas être utilisés pour établir la stratigraphie des carottes du plateau des Açores, prélevées à des latitudes inférieures à 40°N. Toutefois, chaque événement de Heinrich est accompagné par un refroidissement, une augmentation de l'abondance de l'espèce de foraminifère planctonique *N. pachyderma* sen., caractéristique des eaux froides, et une diminution de la salinité des eaux de surface [Cortijo, 1996]. Le refroidissement est également observé en dehors de la zone de délestage [Wang *et al.*, 1995; Zhao *et al.*, 1995; Paterne *et al.*, soumis]. L'enregistrement de la température des eaux de surface peut donc également permettre d'identifier les événements de Heinrich en dehors de la zone de dépôt des détritiques.

2.3. Etablissement de l'échelle d'âge pour les carottes étudiées

La méthode adoptée pour la construction des échelles d'âge est la même pour toutes les carottes étudiées. Nous avons défini une série de points de contrôle: datations, points de corrélation avec les carottes de références, transitions des stades isotopiques, événements isotopiques, événements de Heinrich etc. A partir de la relation âge-profondeur des points de contrôle, nous avons par interpolation linéaire donné un âge à chaque niveau analysé dans les carottes. Pour ce travail, nous avons utilisé le logiciel ANALYSERIES [Paillard *et al.*, 1996].

Pour la stratigraphie de détail, la carotte NA8722 est utilisée comme carotte de référence pour la période comprise entre 0 et 60 ka, car la résolution de son l'échelle d'âge et de ces enregistrements isotopiques est importante. Pour la reconstruction de l'échelle de temps de la carotte SU9228, nous nous sommes également servi de la carotte de référence SU8118 pour la période de temps comprise entre 0 et 15 ka. Pour deux carottes étudiées à basse résolution (SHOM92-KS10 et SU9226), nous avons construit l'échelle d'âge à partir d'une carotte située à proximité dans la même masse d'eau. Au-delà de 60.000 ans, la reconstruction des échelles d'âge est basée sur une corrélation avec la courbe de référence SPECMAP. Les repères stratigraphiques utilisés sont les transitions des stades isotopiques et les événements isotopiques [Imbrie *et al.*, 1984]. Pour harmoniser l'échelle d'âge des différentes carottes étudiées, les échelles d'âge des stades isotopiques 4 et 5 des carottes MD952037 et CHO288-54 ont été construites à partir de la meilleure corrélation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec celles de la carotte SU9008.

2.3.1. Echelle d'âge de la carotte SU9008 du plateau des Açores

L'échelle de cette carotte pour les derniers 60 ka est construite par interpolation linéaire à partir des datations ^{14}C et quelques autres points de corrélation, résumés dans le tabl. II-2a (en annexe) [Vidal, 1996][Cortijo, 1995] (fig. II-4).

La comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes SU9008 et NA8722, montre des décalages dans les variations rapides du $\delta^{18}\text{O}$ des deux carottes (fig. II-4). Deux raisons majeures sont à l'origine de ces décalages, d'une part les erreurs sur les datations et d'autre part les carottes, prélevées à différentes latitudes et profondeurs, peuvent se trouver au même moment dans différentes masses d'eau avec une température et salinité différente (Vidal, 1996; Cortijo, 1995).

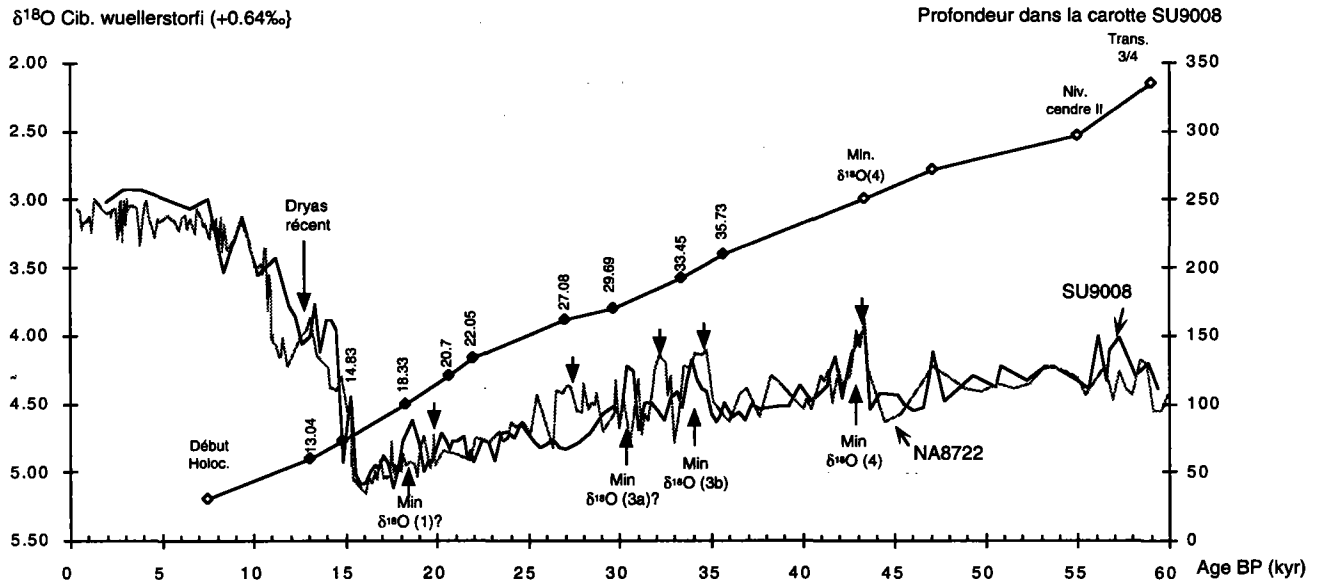


Fig. II-4 : Construction de l'échelle d'âge de la carotte SU9008 à partir des datations au carbone 14 (losanges noirs) et une corrélation de la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec la carotte de référence NA8722. Les flèches vers le bas indiquent les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques identifiées dans la carotte NA8722, Les flèches vers le haut celles identifiées dans la carotte SU9008.

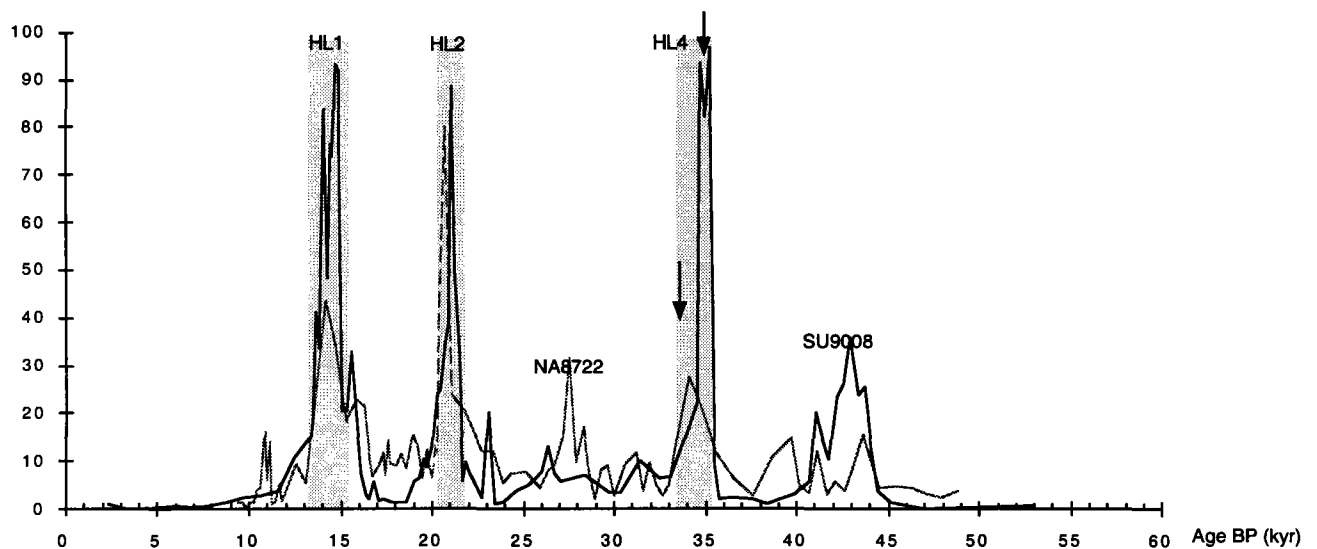


Fig. II-5 : Comparaison des variations du pourcentage de grains détritiques dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$ des carottes NA8722 et SU9008 pour les derniers 60 ka. La position des niveaux de Heinrich dans la carotte de référence est indiquée par les bandes en gris. Les flèches indiquent le décalage des maxima du pourcentage de détritiques correspondant aux événements dans les deux carottes.

Le Dryas Récent est daté à 13 ka (corrigé de 400 ans) dans la carotte SU9008, alors que l'âge ^{14}C atmosphérique du Dryas récent, mesuré sur le niveau de cendre I [Bard *et al.*, 1994], est déterminé à 10.3 ka [Bard *et al.*, 1994]. Un âge ^{14}C trop vieux pour le Dryas récent a été observé dans d'autres carottes de l'Atlantique Nord à des latitudes supérieures à 50°N , y compris dans la carotte de référence NA8722 (tabl. II-2b en annexe). Ces âges ^{14}C sont compris entre 10.9 et 11.8 ka (corrigé de 400 ans) [Broecker *et al.*, 1990b; Bard *et al.*, 1994; Vidal, 1996; Cortijo, 1995].

Une partie de cette différence entre l'âge ^{14}C atmosphérique et l'âge ^{14}C des foraminifères peut être attribuée à la bioturbation [Bard *et al.*, 1994], car le niveau de cendre fin est plus remanié en profondeur que le pic d'abondance des foraminifères planctoniques. Une modélisation montre que cet effet de bioturbation est de l'ordre de quelques centaines d'années et augmente avec l'épaisseur de la zone de mélange et avec la diminution du taux de sédimentation [Bard *et al.*, 1994].

L'autre partie peut être expliquée par un âge réservoir plus important pendant le Dryas Récent qu'à présent. Actuellement, l'âge des eaux de surface dans l'Atlantique Nord est de 400 ans par rapport à l'âge 0 de l'atmosphère. Cet âge ^{14}C relativement jeune des eaux de surface de l'Atlantique Nord est dû aux échanges avec l'atmosphère pendant leur transport depuis les basses latitudes vers le nord par le Gulfstream et le courant Nord-Atlantique [Bard *et al.*, 1994]. L'âge de réservoir des eaux de surfaces de l'Atlantique Nord (âge ^{14}C des eaux de surface - âge ^{14}C de l'atmosphère) pendant le Dryas Récent est estimé à 700 à 800 ans [Bard *et al.*, 1994]. Ce vieillissement des eaux de surface atlantique pendant le Dryas Récent est attribué aux changements de circulation et à la présence des glaces de mer. L'advection des eaux de surface jeunes par les courants de surface dans l'Atlantique Nord était alors réduite et la présence de glace de mer limite les échanges entre l'atmosphère et les eaux de surface, d'où il résulte un vieillissement des eaux de surface dans l'Atlantique Nord [Bard *et al.*, 1994].

L'âge ^{14}C du Dryas Récent de 13 ka dans la carotte SU9008 par rapport à l'âge de 11.8 ka dans la carotte NA8722, pourrait venir du fait que le taux de sédimentation dans la carotte SU9008 est faible (5 cm/ka). Pour pouvoir comparer les enregistrements climatiques des différentes carottes entre eux, nous avons choisi de construire leurs échelles d'âges en fonction de celle de la carotte de référence NA8722, car elle est datée et analysée isotopiquement à haute résolution. Une correction a donc été apportée à l'âge du Dryas récent dans la carotte SU9008.

Pour valider l'échelle d'âge construite pour la carotte SU9008, la position des niveaux de Heinrich dans les carottes SU9008 et NA8722, définie par le pourcentage de grains détritiques ($>150\ \mu\text{m}$) (fig. II-5), a été comparée dans les deux carottes. Un décalage est observé pour les maxima du pourcentage de détritiques ($>150\ \mu\text{m}$) correspondant à l'événement de Heinrich 4 (fig. II-5). Afin d'améliorer la corrélation de ce paramètre, l'échelle d'âge de la carotte SU9008 obtenue est ajustée dans la limite des erreurs standards sur les datations (2 sigma). Les figures II-6 et 7 montrent l'échelle d'âge finale avec les points de corrélation utilisés (tabl. II-2b en annexe). Les variations rapides du $\delta^{18}\text{O}$ sont toujours déphasées dans les deux carottes avec cette nouvelle échelle d'âge. Ce paramètre n'est donc pas un outil précis pour la construction des échelles d'âge à haute résolution.

Pour la période de 60 à 150 ka, l'échelle d'âge est basée sur une corrélation avec la courbe SPECMAP. Cette corrélation a été reprise du travail antérieur de Cortijo [Cortijo, 1996]. Avec un taux de sédimentation d'environ 6 cm/1000 ans et un pas d'échantillonnage de 2 à 5 cm, la résolution temporelle des enregistrements climatiques étudiés dans la carotte SU9008 est meilleure que 500 ans.

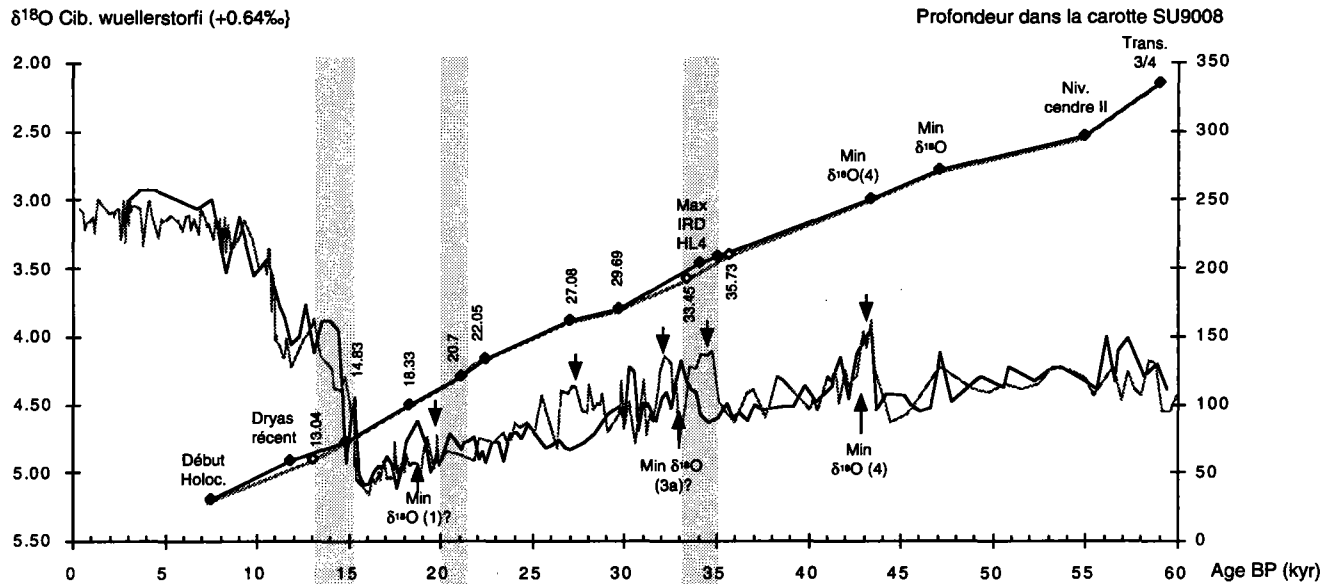


Fig. II-6 : Echelle d'âge finale de la carotte SU9008. Les losanges blancs sont les anciens marqueurs stratigraphiques. Les losanges noirs et le trait noir indiquent les points de corrélation utilisés pour l'échelle d'âge finale. Les flèches vers le bas indiquent les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques identifiées dans la carotte NA8722, Les flèches vers le haut celles identifiées dans la carotte SU9008.

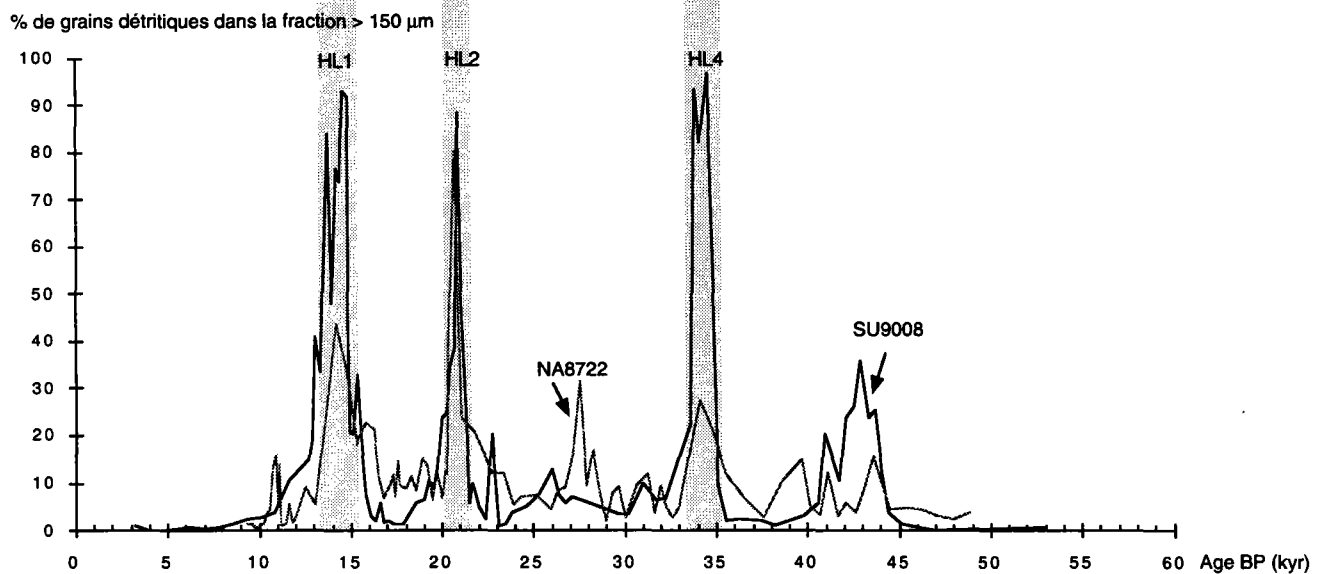


Fig. II-7 : Comparaison des variations du pourcentage de grains détritiques dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$ des carottes NA8722 et SU9008 avec l'échelle d'âge finale de la carotte SU9008 pour les derniers 60 ka.

2.3.2. L'échelle de temps de la carotte SU9228 de la marge Portugaise

Pour cette carotte qui couvre les derniers 40 ka, nous disposons de 17 points de datations au carbone 14 (tabl. II-3 en annexe). La première datation est incohérente à cause de la perturbation du sédiment au sommet de la carotte entre 0 et 30 cm. Compte tenu de l'âge de 950 ans à 30 cm et compte tenu de la cohérence des âges des points suivants, nous considérerons que le sommet de l'enregistrement sédimentaire se situe à cette profondeur. L'échelle de temps de cette carotte est construite par interpolation linéaire entre les différents points de datations jusqu'à 30 ka et à partir de 30 ka par la meilleure régression linéaire entre les points de datations, car la série de datations montre quelques inversions à partir de cet âge.

Nous avons comparé les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (*G. bulloides*) de la carotte SU9228 avec celles de la carotte de référence SU8118, prélevée à proximité, pour les derniers 20 ka (fig. II-8). Cette comparaison fait apparaître des décalages d'environ 1 ka au niveau des deux phases de la déglaciation (fig. II-8). Ces écarts sont probablement dus à la résolution insuffisante des datations dans la carotte SU9228. Pour améliorer la corrélation avec la carotte de référence SU8118, nous avons défini deux marqueurs stratigraphiques supplémentaires, respectivement la fin des terminaisons Ia et Ib (fig. II-9) (tabl. II-3a en annexe).

Identification des niveaux de Heinrich.

Le comptage des grains détritiques dans la fraction $>150\ \mu\text{m}$ de la carotte SU9228 a révélé trois niveaux détritiques respectivement de 173 à 195 cm, de 274 à 278 cm et de 430 et 510 cm. La composition minéralogique du matériel détritique ainsi que la position stratigraphique des niveaux ont permis de les corréler avec les événements de Heinrich 1, 2 et 4.

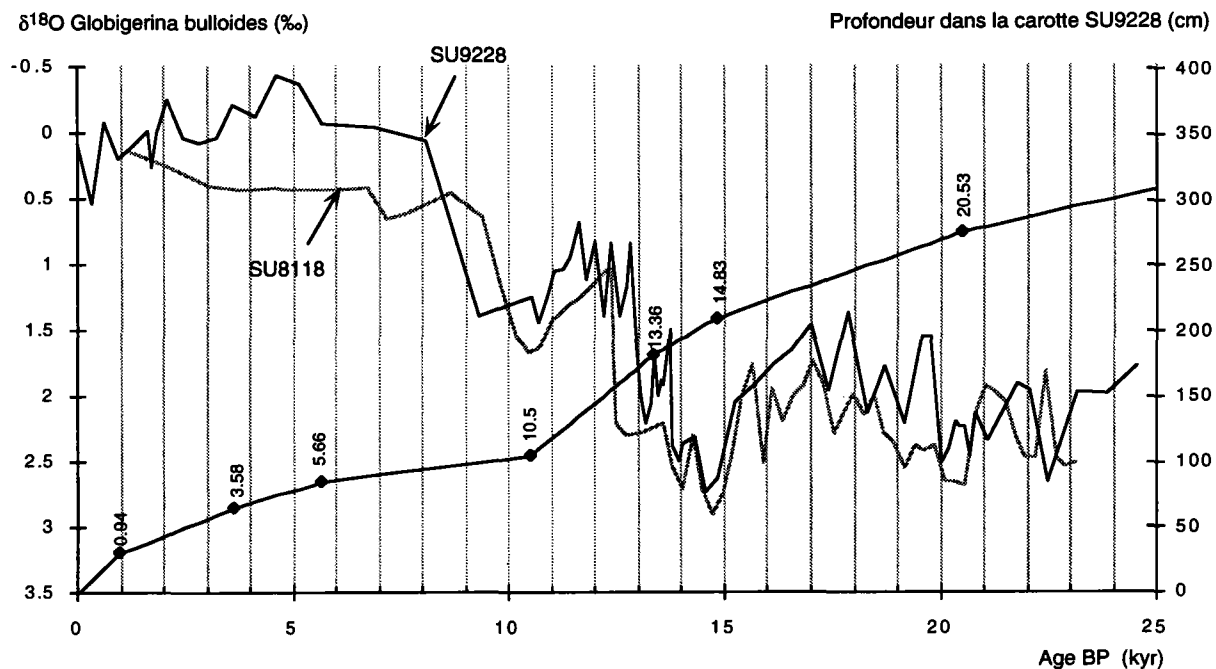


Fig. II-8 : Comparaison des variations $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques des carottes SU9228 et SU8118 en utilisant pour échelle d'âge de la carotte SU9228 une interpolation linéaire entre les points de datations (losanges).

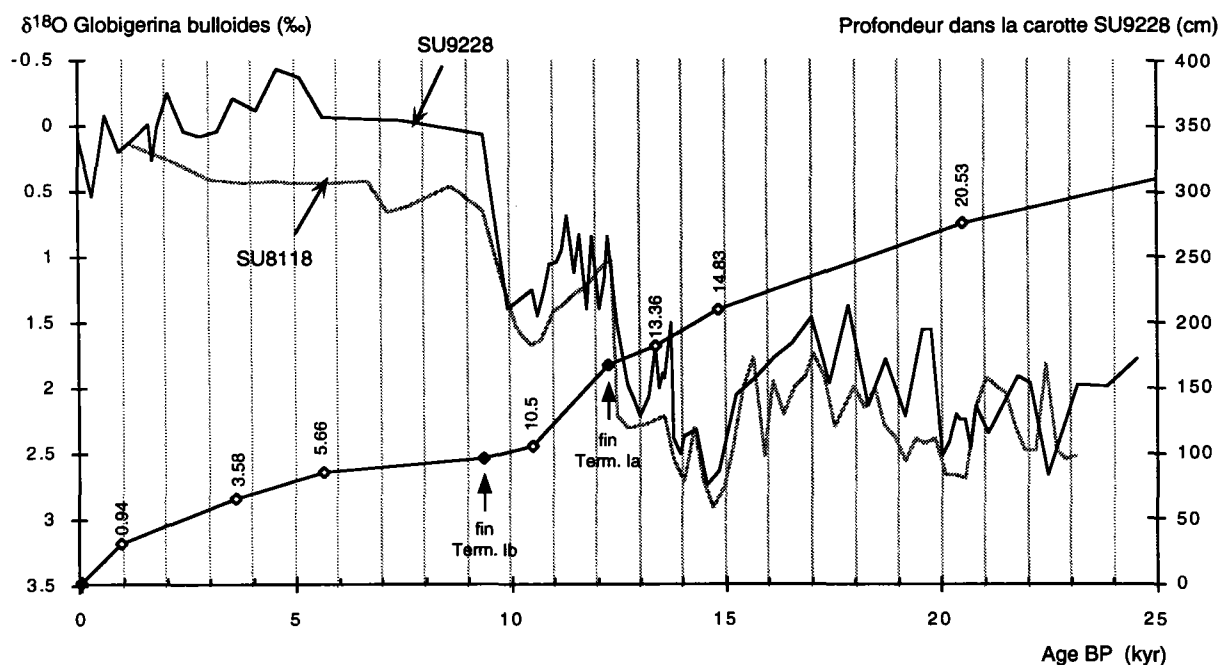


Fig. II-9 : Amélioration de la corrélation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques de la carotte SU9228 avec la carotte de référence SU8118 pendant la déglaciation par introduction de deux marqueurs stratigraphiques supplémentaires: la fin de la terminaison la et lb.

Pour le niveau de Heinrich 4, les analyses de la composition isotopique du strontium et du néodyme de la fraction terrigène, effectuée par F. Grousset, confirment une origine identique à celle des niveaux de Heinrich trouvés plus au nord [Revel *et al.*, 1996][Snoeckx *et al.*, soumis]. Les sources de la fraction terrigène des HL1 et HL2 sont difficiles à déterminer. L'abondance des grains avec une origine IRD est relativement faible. Sa composition isotopique Sr/Nd est probablement masquée par la présence de matériel détritique provenant de la marge.

Les âges obtenus pour les maxima de détritiques dans la carotte SU9228 en utilisant le premier modèle d'âge (fig. II-10) sont respectivement 13.7, 20.7 et 32.8 ka. Une comparaison des enregistrements du pourcentage de grains détritiques (>150 µm) et du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes SU9228 et NA8722 (fig II-11), nous montre que les âges obtenus pour les différentes phases de la déglaciation et pour les niveaux de Heinrich dans la carotte SU9228 sont systématiquement 0.5 à 3.6 ka plus jeune que ceux dans la carotte de référence NA8722 (fig. II-10 et 11) (tabl. II-3b en annexe). Cet écart en âge ^{14}C de la déglaciation entre la marge Portugaise et le plateau de Rockall avait déjà été constaté par d'autres auteurs [Duplessy *et al.*, 1986; Broecker *et al.*, 1988].

L'écart de 3.6 ka observé pour la fin de la déglaciation peut être dû à une erreur de corrélation. Le taux de sédimentation très faible dans cette partie de la carotte SU9228 (de l'ordre de 4cm/1000ans) peut induire une erreur importante dans la corrélation. L'écart de 2 ka, observé à la base du HL4, peut en partie être expliqué par un effet de pistonage. Des mesures de l'anisotropie magnétique du sédiment confirment une déformation du sédiment à partir de 440 cm jusqu'à la base de la carotte (com. pers. C. Kissel, LSCE, Gif-sur-Yvette). Malgré cette déformation, les enregistrements climatiques sont conservés jusqu'à 650 cm de profondeur. Cette déformation peut également expliquer la grande dispersion et l'inversion des âges ^{14}C à partir de 440 cm.

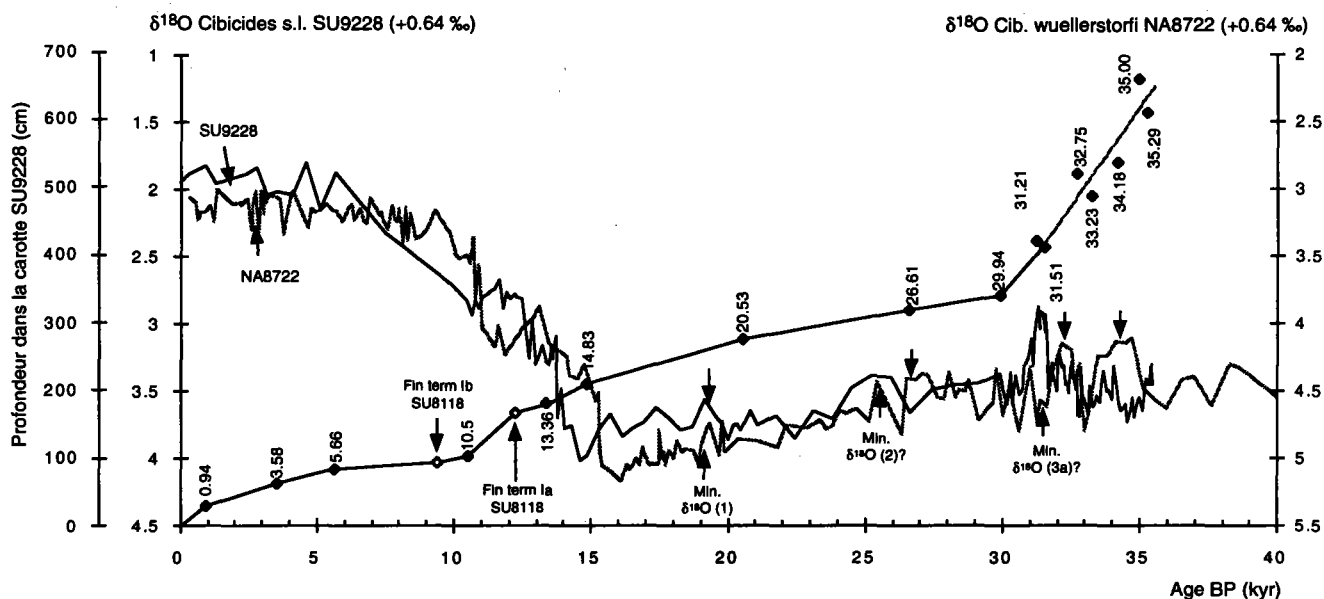


Fig. II-10: comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques de la carotte SU9228 avec la carotte de référence NA8722. L'échelle d'âge de la carotte SU9228 est construite par interpolation linéaire entre les points de datations (losanges noirs) et deux marqueurs stratigraphiques supplémentaires pour la période entre 0 et 30 ka (losanges blancs) et à partir de 30 ka par la meilleure régression linéaire entre les points de datations. Nous nous référons par la suite à cette échelle d'âge par la mention modèle d'âge 1. Les flèches vers le bas indiquent les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$, définies dans la carotte de référence NA8722, les flèches vers le haut celles identifiées dans la carotte SU9228.

% de détritiques dans la fraction > 150 μm

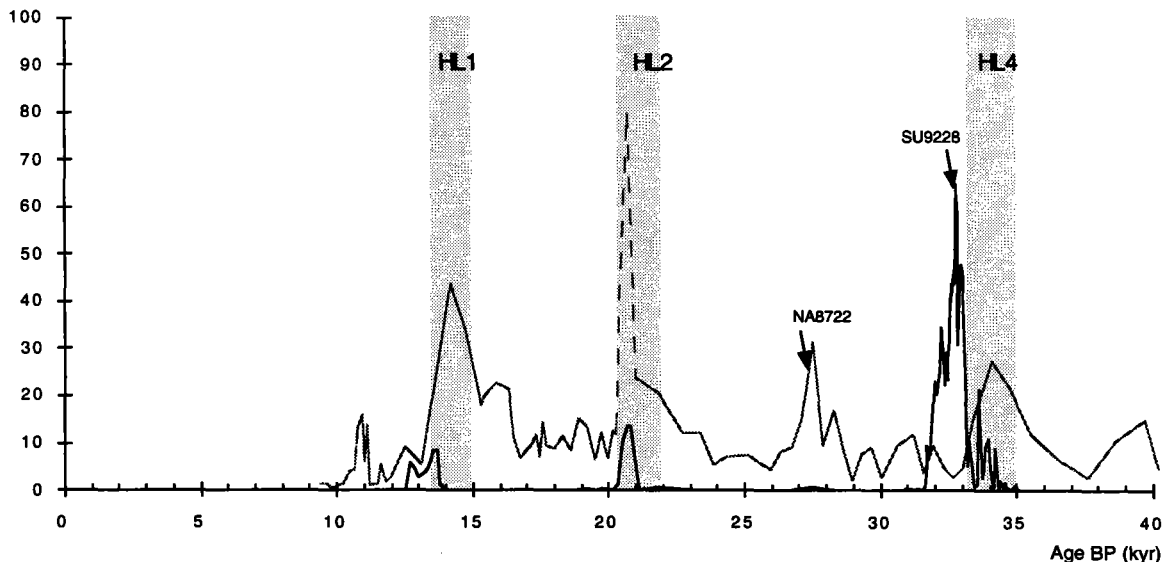


Fig. II-11 : comparaison des variations du pourcentage de grains détritiques dans la fraction > 150 μm dans les carottes NA8722 et SU9228, avec le modèle d'âge 1. La partie en tireté correspond à un niveau dans la carotte NA8722 avec très peu de foraminifères. L'augmentation du pourcentage de détritiques ne correspond pas à une augmentation du nombre de détritiques par gramme de sédiments sec. La position des niveaux de Heinrich 1, 2 et 4 dans la carotte NA8722 sont indiquées en grisé. Leurs âges dans la carotte SU9228 sont systématiquement de 500 à 1000 ans plus jeunes, comparés aux âges de ces niveaux dans la carotte NA8722.

Néanmoins, un écart systématique de 0.5 à 1.5 ka entre les âges obtenus pour les mêmes marqueurs stratigraphiques dans les carottes SU9228 et NA8722 reste à expliquer. Les datations au carbone 14 de la carotte de référence NA8722 ont été effectuées sur l'espèce *N. pachyderma* sen., celles de la carotte SU9228 sur l'espèce *G. bulloides*. Pour les mêmes niveaux de la carotte MD952039 de la marge Portugaise, les âges mesurés sur l'espèce *G. bulloides* sont 400 à 600 ans plus jeunes que les âges mesurés sur *N. pachyderma* sen. [Zahn, 1997], car l'espèce *N. pachyderma* sen. se développe probablement dans des eaux plus profondes et donc plus vieilles que l'espèce *G. bulloides* [Duplessy *et al.*, 1991]. Toutefois, l'écart entre les âges des carottes NA8722 et SU9228 est à priori plus important que l'effet introduit par la différence d'espèce.

L'âge ^{14}C obtenu pour le Dryas récent dans la carotte SU9228 est de 10.6ka (corrigé de l'âge réservoir actuel 400 ans). Cet âge se rapproche de l'âge ^{14}C atmosphérique, déterminé sur les cendres volcaniques, compte tenu de l'effet de la bioturbation [Bard *et al.*, 1994]. Ceci semble vouloir dire que l'âge réservoir des eaux de surface aux moyennes latitudes était sensiblement le même pendant le Dryas Récent qu'à l'Actuel, alors qu'aux latitudes supérieures à 50°N, l'âge réservoir des eaux de surface était plus important pendant le Dryas récent qu'actuellement [Bard *et al.*, 1994]. Cette différence d'âge réservoir des eaux de surface entre les moyennes et hautes latitudes de l'Atlantique Nord, est probablement induite par les changements de circulation. Lors du Dryas récent, l'advection des eaux de surface jeune vers les hautes latitudes était réduite alors que les eaux de surface des latitudes moyennes restaient bien ventilées [Duplessy *et al.*, 1996]. Nos résultats suggèrent que cette différence d'âge réservoir entre les eaux de surface des moyennes et hautes latitudes pourrait également avoir existé pendant la dernière période glaciaire. Ceci est possible, car l'advection des eaux de surface chaudes était également réduite pendant la dernière période glaciaire et les événements de Heinrich [McIntyre *et al.*, 1976; Robinson *et al.*, 1995; Cortijo *et al.*, 1997].

Le modèle d'âge 1, obtenu pour la carotte SU9228 pourrait être relativement bien en accord avec l'âge ^{14}C atmosphérique, alors que les âges pour la carotte de référence NA8722 semble en moyenne environ 1000 ans trop vieux (tabl. II-3b en annexe). Les échelles d'âge des autres carottes devrait donc être calibrées par rapport au modèle d'âge 1 de la carotte SU9228. Cependant, nous ne disposons pas de suffisamment de points de datations pour construire une échelle d'âge précise pour cette carotte. Elle ne convient donc pas pour remplir ce rôle de carotte de référence.

Pour homogénéiser les échelles d'âge des carottes étudiées, nous avons choisi de vieillir les âges des marqueurs stratigraphiques du modèle d'âge 1 de la carotte SU9228, en les faisant correspondre avec l'âge dans la carotte de référence NA8722 (fig. II-12, 13 et 14). Entre 0 et 5 ka, où nous ne disposons pas de points de corrélation avec la carotte NA8722. Nous avons alors choisi d'utiliser les âges ^{14}C mesurés sur la carottes SU9228, car pendant l'Holocène le schéma de circulation était sans doute semblable au schéma actuel et les âges réservoir des eaux de surface aux hautes et moyennes latitudes identique. Entre 25 et 30 ka, nous avons choisi de vieillir les âges obtenus dans la carotte SU9228 d'environ 1000 ans. Ce choix ne pose pas de problème pour les comparaisons des signaux climatiques entre les différentes carottes. Par contre, cet écart d'environ 1000 ans par rapport à l'âge ^{14}C atmosphérique doit être pris en compte si les enregistrements sont comparés avec les enregistrements continentaux (carotte de la glace par exemple), sans compter la correction calendaire.

En comparant les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des deux carottes avec le modèle d'âge 2, nous remarquons encore une fois, que les diminutions rapides du $\delta^{18}\text{O}$ ne sont pas toujours en phase dans les deux enregistrements (fig. II-13).

Profondeur dans la carotte SU9228 (cm)

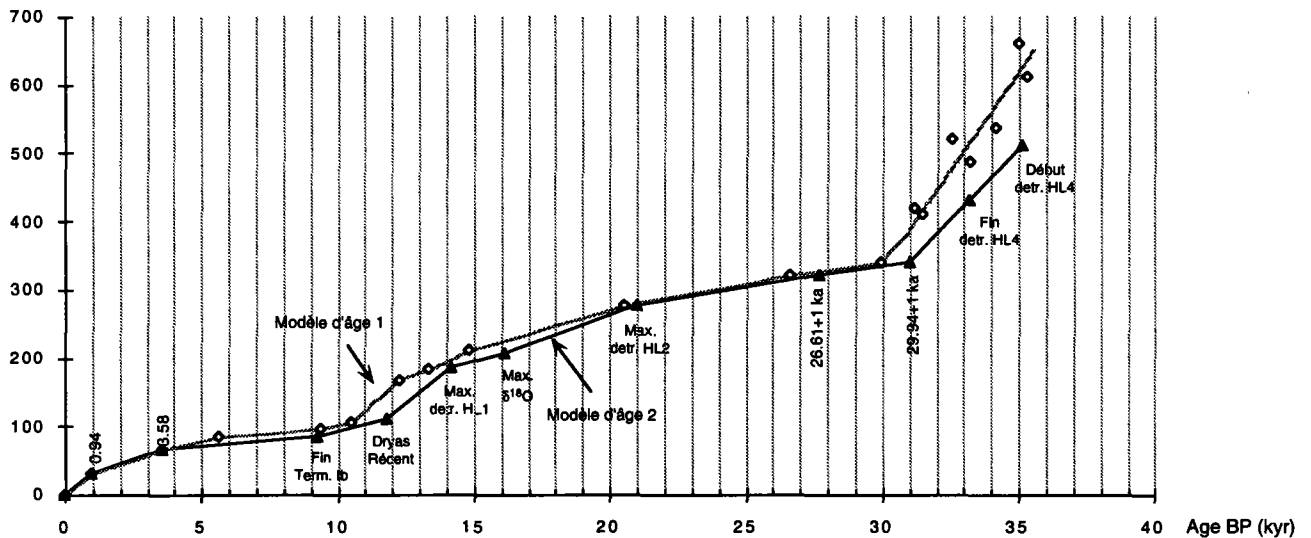


Fig. II-12: Le modèle d'âge 2 (trait noir) pour la carotte SU9228 est construit à partir de marqueurs stratigraphiques identifiés dans la carotte de référence NA8722 (triangles noirs) et des datations au carbone 14 pour l'Holocène. Le modèle d'âge 1 est indiquée en grisé, les points de corrélation par les losanges blancs.

$\delta^{18}O$ Cibicides s.l. SU9228 (+0.64 ‰)

$\delta^{18}O$ Cib. wuellerstorfi NA8722 (+0.64 ‰)

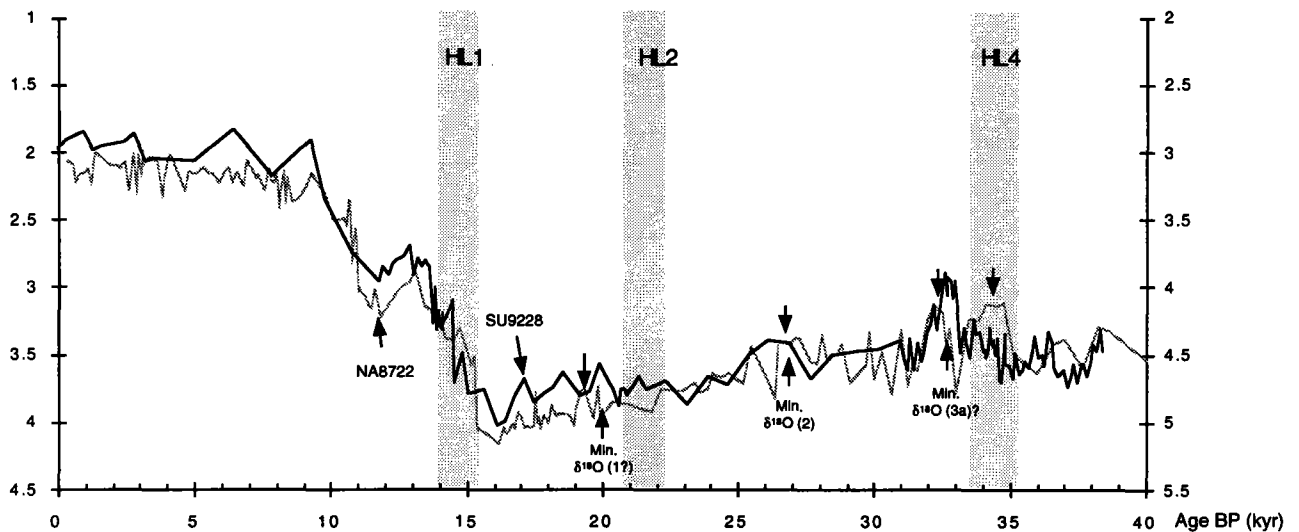


Fig. II-13: Comparaison des variations du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques des carottes SU9228 et NA8722 en utilisant le modèle d'âge 2 pour la carotte SU9228. Les flèches vers le bas indiquent les diminutions du $\delta^{18}O$, définies dans la carotte de référence NA8722, les flèches vers le haut celles identifiées dans la carotte SU9228.

% de détritiques dans la fraction > 150 μm

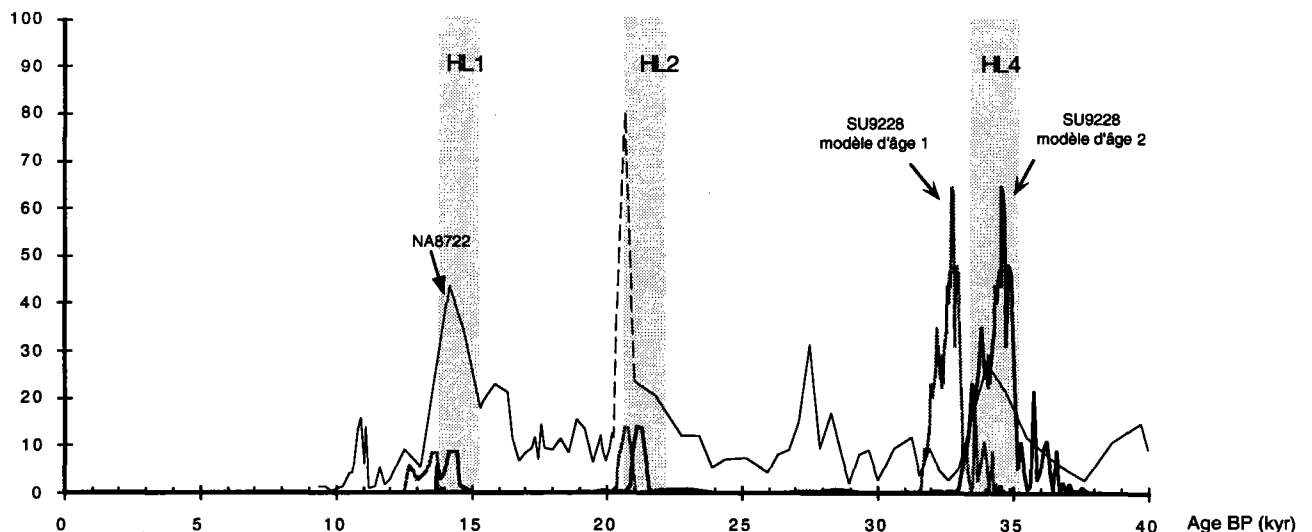


Fig. II-14 : Comparaison des variations du pourcentage de grains détritiques dans la fraction > 150 μm dans les carottes NA8722 (trait noir) et SU9228, en utilisant le modèle d'âge 1 (trait grisé) et 2 (trait noir en gras) pour cette carotte. Les positions des niveaux de Heinrich 1, 2 et 4 sont indiquées en grisé.

Le taux de sédimentation de la carotte SU9228 est très variable, fluctuant entre 9 et 40 cm/1000 ans, car les sédiments se sont déposés sous influence des Eaux Méditerranéennes avec une variabilité hydrodynamique importante [Faugères *et al.*, 1984]. Il est relativement bas au cours de l'Holocène et pendant la glaciation entre 15 et 30 ka (resp. 9 et 10 cm/1000 ans). Les taux de sédimentation sont élevés de 20 à 30 cm/1000 ans au cours de la dernière déglaciation et entre 30 et 40 ka. Compte tenu du pas d'échantillonnage (2 à 5 cm en moyenne), la résolution temporelle des enregistrements climatiques varie de 100 à 600 ans.

2.3.3. Echelle d'âge des carottes MD952037 (ride médio-Atlantique) et CHO288-54 (Caraïbes).

Pour ces carottes, nous ne disposons pas de datations au carbone 14. La construction de l'échelle d'âge repose donc uniquement sur la corrélation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec celle de la carotte de référence NA8722 pour la période comprise entre 0 et 60 ka (fig. II-16, II-20). Une moyenne glissante a été appliquée sur trois valeurs pour les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ des différentes carottes, pour mieux contraindre la corrélation des tendances générales des signaux isotopiques et s'affranchir de la variabilité rapide qui pourrait avoir une origine plus locale (fig. II-15, 16, 19 et 20). Toutefois, les diminutions rapides du $\delta^{18}\text{O}$, identifiées dans tous les enregistrements de l'Atlantique Nord sont toujours visibles dans les enregistrements lissés. Comme nous l'avons vu dans les paragraphes précédents, un déphasage de l'ordre du millier d'année peut exister entre l'âge de ces anomalies du $\delta^{18}\text{O}$ d'une carotte à une autre. En les faisant correspondre avec les diminutions enregistrées dans la carotte de référence NA8722, nous introduisons une incertitude de l'ordre de 2 ka.

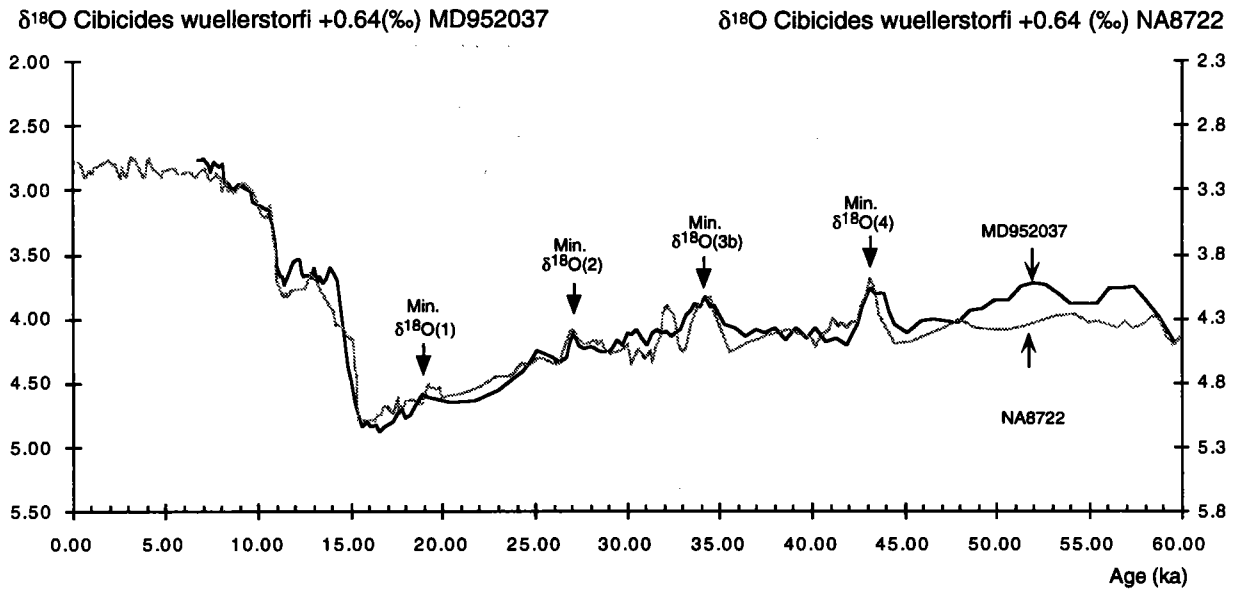


Fig. II-15: Une comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes MD952037 en trait noir et avec celles de la carotte NA8722 en trait grisé en fonction de l'âge. Une moyenne glissante a été appliquée sur trois points. Les flèches indiquent les minima de $\delta^{18}\text{O}$ enregistrés dans les deux courbes.

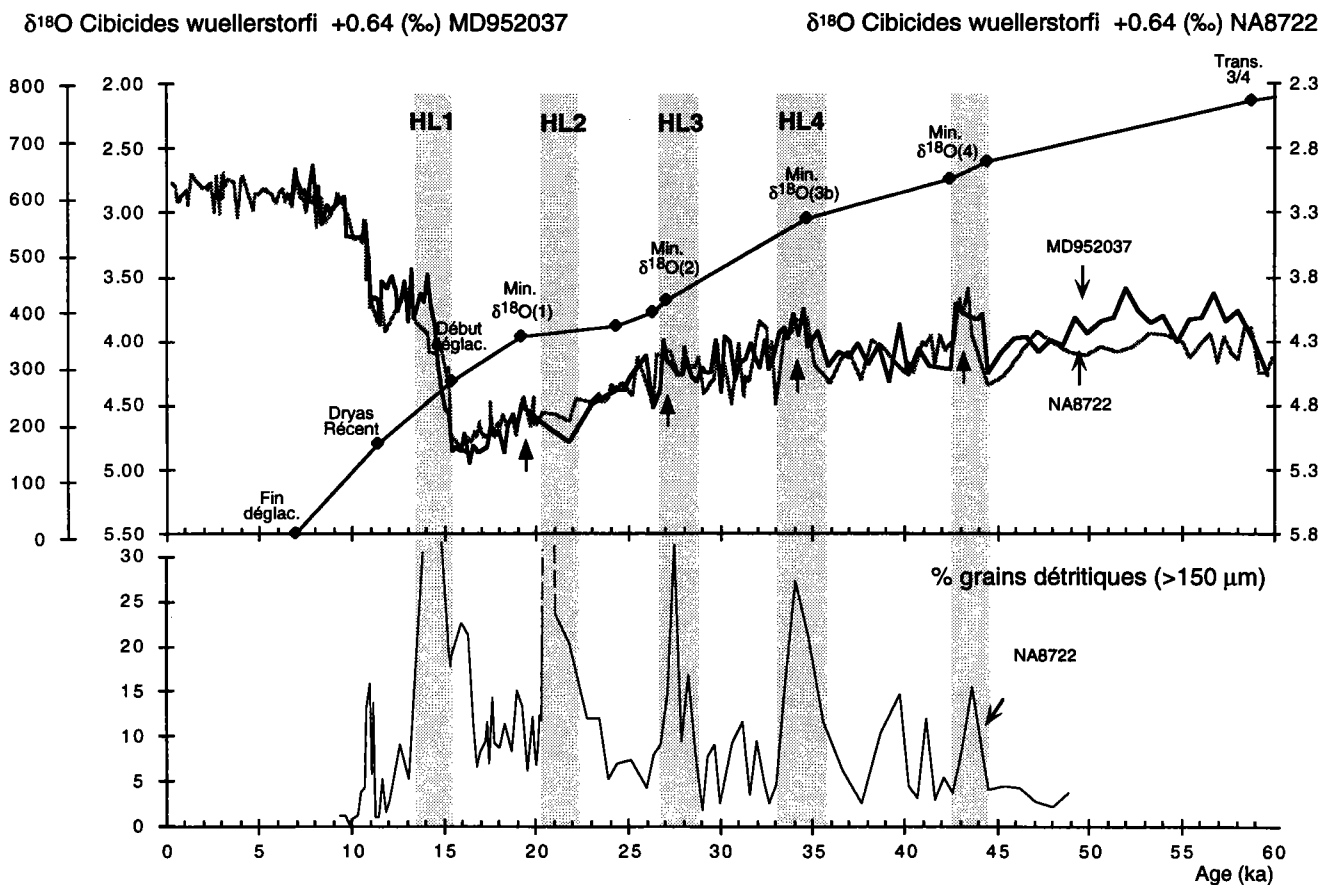


Fig. II-16: A) Une comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes MD952037 en trait noir avec celles de la carotte NA8722 en trait grisé en fonction de l'âge. Les losanges représentent les points de corrélation entre les deux carottes. B) Les variations du pourcentage de grains détritiques dans la carotte NA8722. Définition de l'emplacement des niveaux détritiques dans la carotte MD952037.

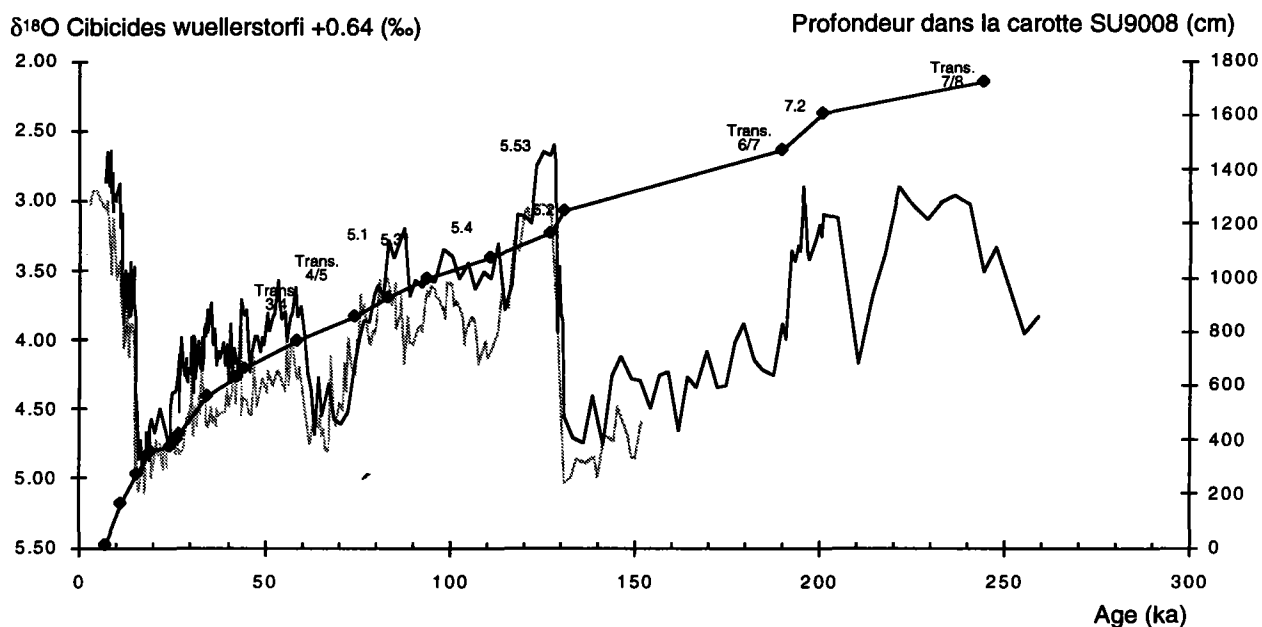


Fig. II-17: Une comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes MD952037 en trait noir SU9009 en trait grisé en fonction de l'âge. Les losanges noirs représentent les points de corrélation entre les deux carottes. Les losanges blancs représentent les points de corrélation avec la courbe SPECMAP.

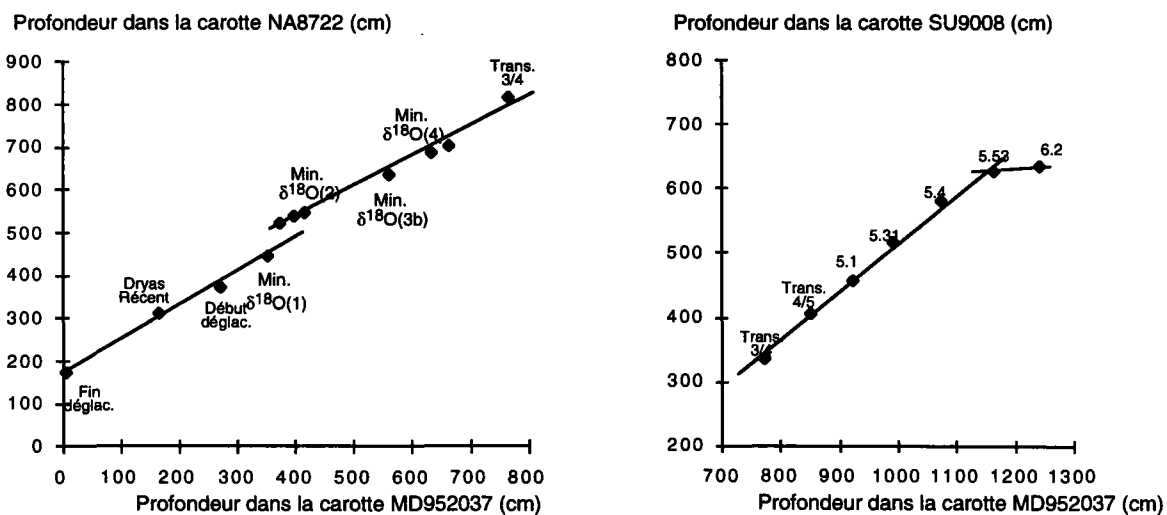


Fig. II-18: La profondeur des points de contrôle dans les carottes de référence en fonction de celle de la carotte MD952037.

Pour les stades isotopiques 4 et 5, l'échelle de temps des carottes MD952037 et CHO288-54 est basée sur la meilleure corrélation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec celles de la carotte SU9008. L'échelle d'âge des stades isotopiques 6 et 7 dans la carotte MD952037 est construite à partir d'une corrélation avec la courbe de référence SPECMAP (fig. II-17, II-21). Une interpolation linéaire est effectuée entre les points de contrôle définis par ces corrélations (tabl. II-4 et II-5 en annexe).

Les profondeurs des points de contrôle dans les carottes de référence ont été reportées en fonction de leur profondeur dans les carottes MD952037 et CHO288-54. La position des marqueurs sur des segments linéaires entre ces profondeurs confirment leur validité, les changements de pente correspondent à des changements du taux de sédimentation des carottes étudiées par rapport aux carottes de références [Prell *et al.*, 1986] (fig. II-18, II-22).

Pour la carotte MD952037, les taux de sédimentation moyens sont de 31 cm/ka pour la dernière déglaciation, de 12 cm/ka pour la dernière période glaciaire et 7 cm/ka pour les stades isotopiques 5, 6 et 7. Compte tenu du pas d'échantillonnage de 5 à 10 cm dans cette carotte, la résolution temporelle des enregistrements isotopiques est de 200 ans pour la déglaciation, 800 ans pour la dernière période glaciaire et 1000 ans pour les stades isotopiques 5, 6 et 7. Dans la carotte CH8802-54, le taux de sédimentation moyen est de 6 cm/ka pour la période comprise entre 0 et 15 ka et de 3 cm/ka au delà de 15 ka. Compte tenu du pas d'échantillonnage de 2.5 cm, ces taux de sédimentation mènent à une résolution temporelle des enregistrements isotopiques de 450 ans entre 0 et 15 ka et une résolution de 800 ans à partir de 15 ka.

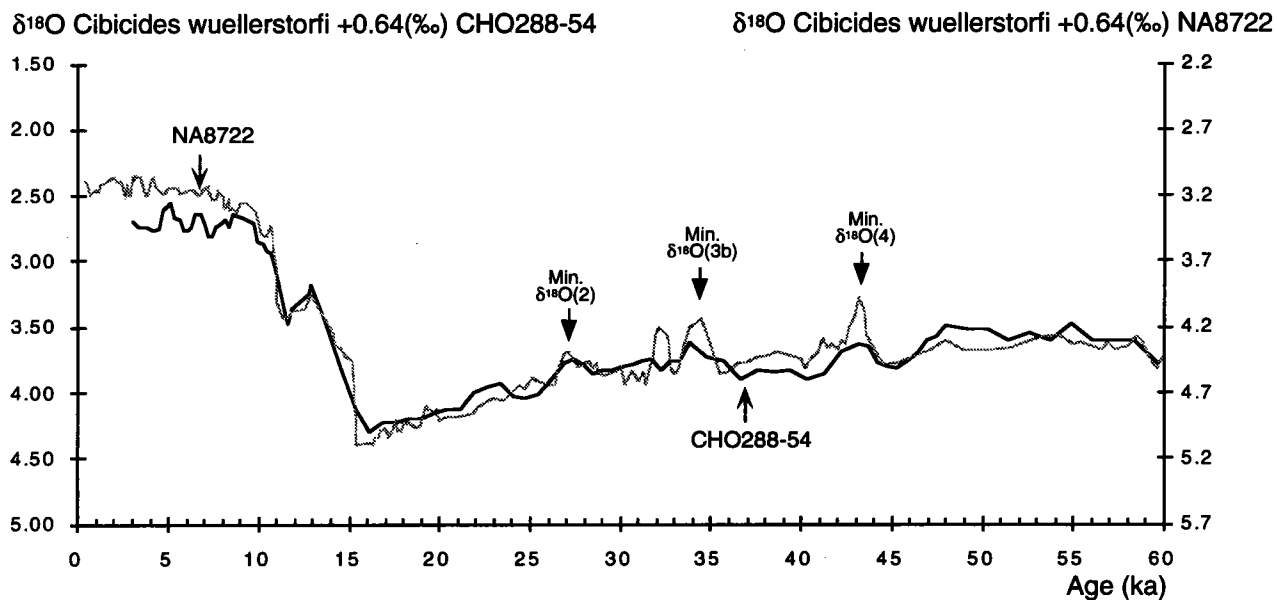


Fig. II-19: Une comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes CHO288-54 en trait noir avec celles de la carotte NA8722 en trait grisé en fonction de l'âge. Une moyenne glissante a été appliquée sur trois points pour les deux courbes. Les flèches indiquent les minima de $\delta^{18}\text{O}$, identifiés dans les deux carottes.

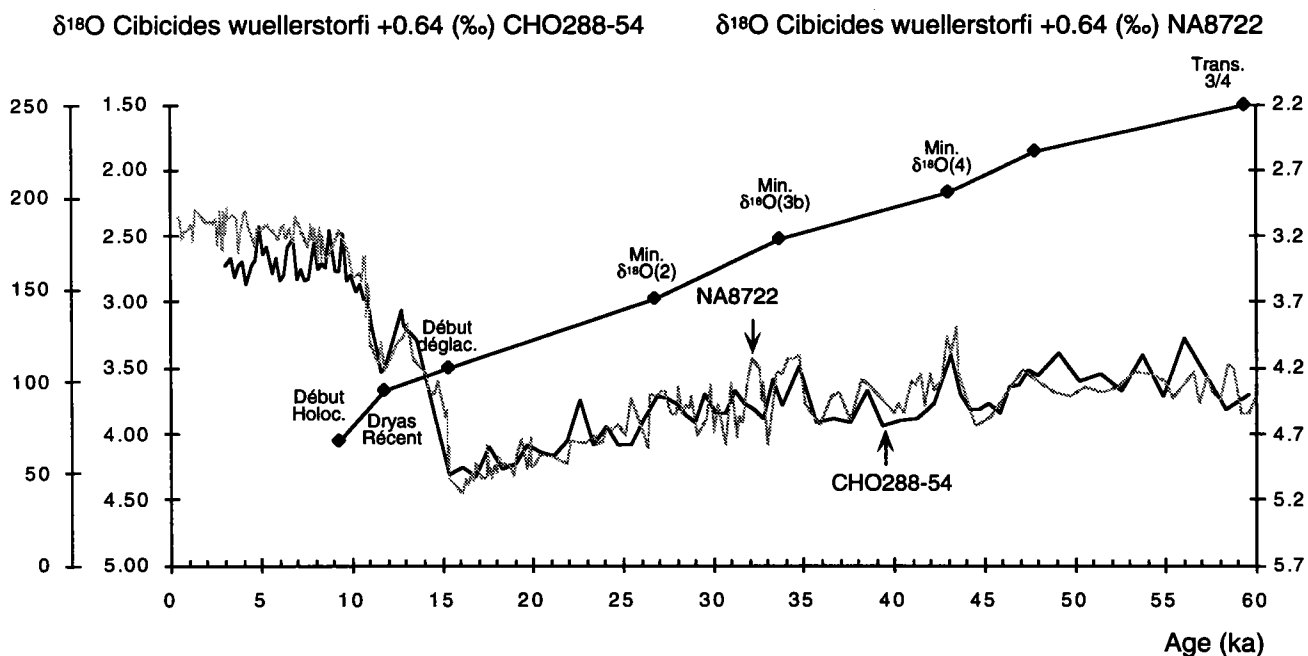


Fig. II-20: Une comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes CHO288-54 en trait noir avec celles de la carotte NA8722 en trait grisé en fonction de l'âge. les losanges représentent les points de contrôle utilisés pour la corrélation.

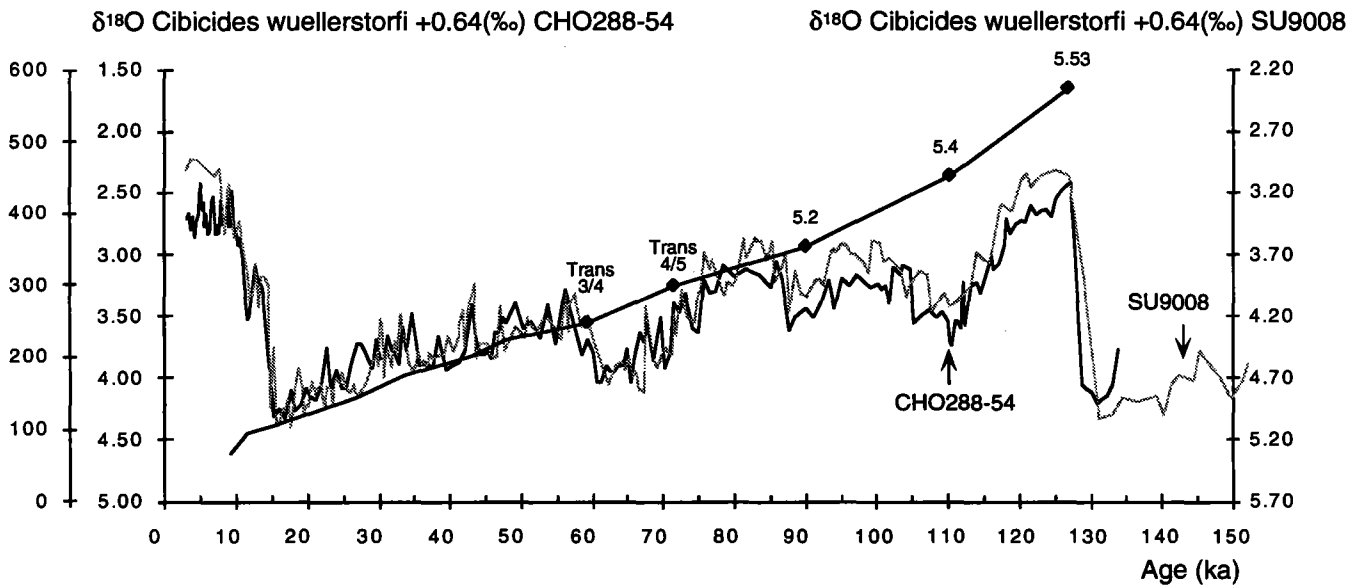


Fig. II-21: La meilleure corrélation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques de la carotte CHO288-54 en trait noir avec celles de la carotte SU9008 en trait grisé en fonction de l'âge. Les losanges indiquent les points de contrôle utilisés pour cette corrélation

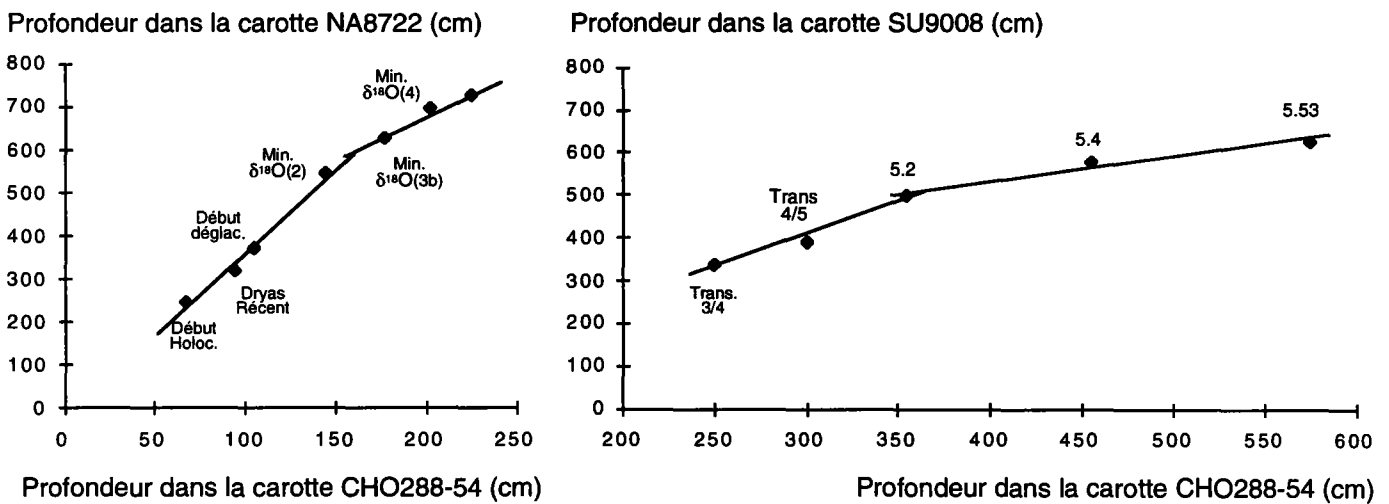


Fig. II-22: La profondeur des points de contrôle dans les carottes de référence en fonction de leur profondeur dans la carotte CHO288-54.

Dans la suite du travail, les enregistrements climatiques de la dernière période glaciaire de la carotte MD952037, seront étudiés à haute résolution, en relation avec les événements de Heinrich. Cette carotte est située en dehors de la zone d'IRD dans l'Atlantique nord (37°N). Il faut donc trouver un autre moyen pour définir ces événements dans cette carotte. Compte tenu des erreurs de stratigraphie, qui est de l'ordre de 2 ka, l'emplacement des événements de Heinrich est dans un premier temps défini par corrélation avec la carotte de référence NA8722 et la position des niveaux détritiques dans cette carotte (fig. II-16). Cependant, les conséquences des événements de Heinrich peuvent être identifiées en dehors de la zone de délestage, dans l'enregistrement de la température des eaux de surface, l'enregistrement isotopique de l'oxygène des foraminifères planctoniques (contenant le signal de la température) et éventuellement l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques. Dans les chapitres III et V, les variations de la température et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques en relation avec ces événements seront discutées plus en détail.

2.3.4. Construction de l'échelle d'âge des carottes à basse résolution.

SHOM92-KS10

Nous avons établi l'échelle d'âge de cette carotte par la meilleure corrélation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et benthiques avec celles de la carotte MD952037, car elles sont prélevées à 300 km d'intervalle à des profondeurs équivalentes (fig. II-24, tabl. II-7 en annexe). Les enregistrements isotopiques de l'oxygène des foraminifères benthiques de ces carottes sont supposés être similaires, ces carottes ayant enregistré les variations isotopiques de la même masse d'eau. Le taux de sédimentation dans cette carotte pour la dernière période glaciaire est de 3cm/ka et de 6cm/ka pour le stade 5. Compte tenu du pas d'échantillonnage de 3 à 10 cm, la résolution temporelle des enregistrements est de 1000 à 1700 ans.

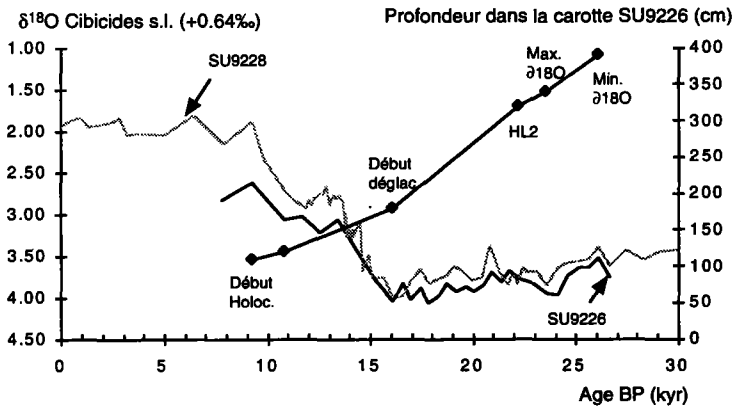


Fig. II-23 : Construction de l'échelle d'âge de la carotte SU9226, par corrélation de la courbe des variations du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques avec celle de la carotte SU9228. Les points de corrélation utilisés sont indiqués par les losanges.

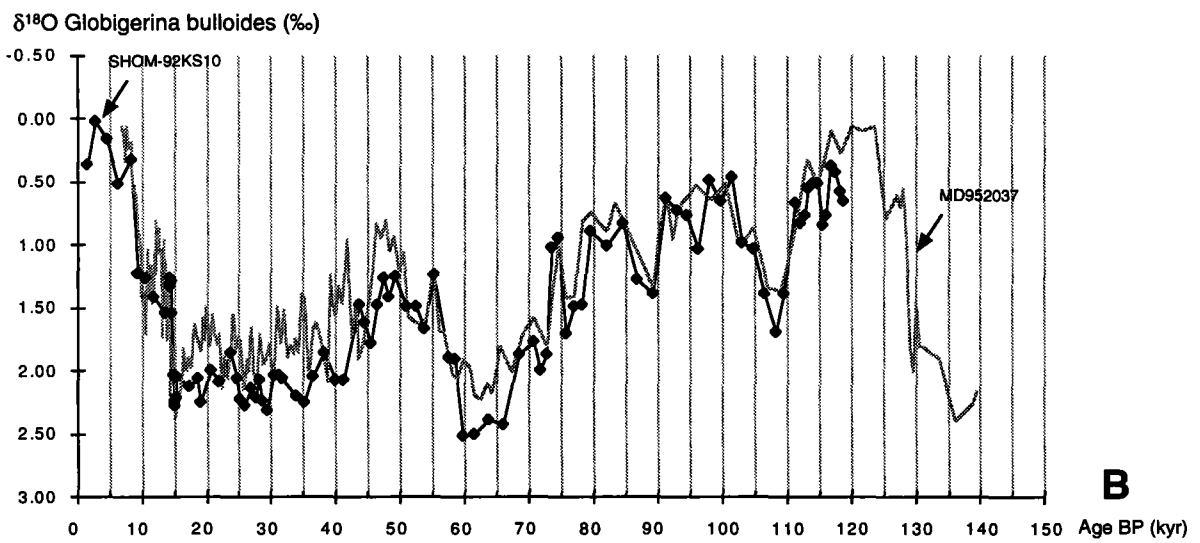
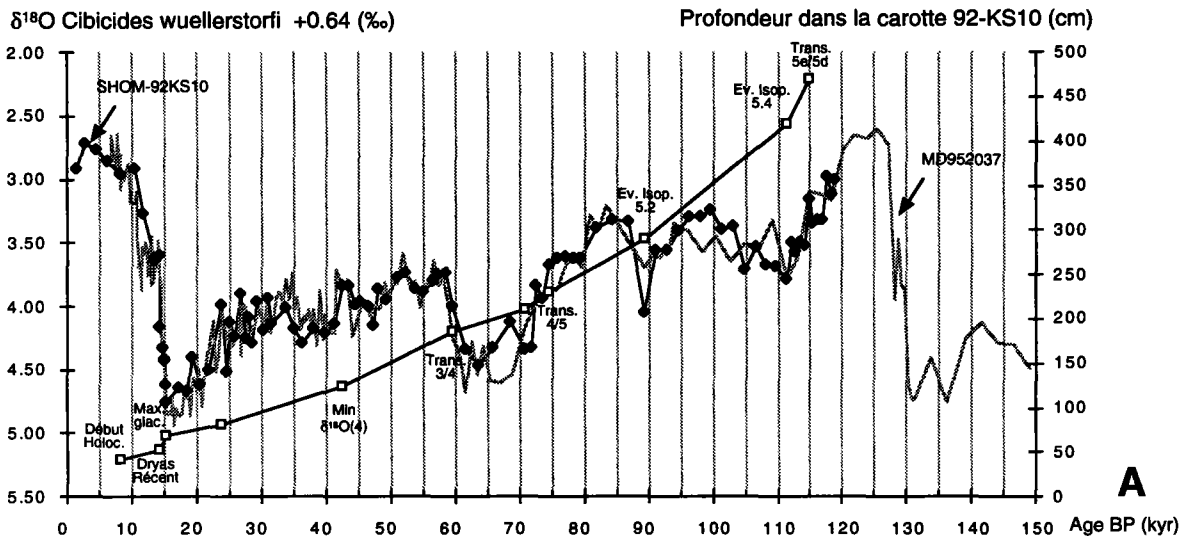


Fig. II-24: Construction de l'échelle d'âge de la carotte 92-KS10. Corrélation des courbes $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques (A) et planctoniques (B) avec celles de la carotte MD952037. Les marqueurs stratigraphiques utilisés sont indiqués dans la figure A.

SU9226

La carotte SU9226 a été prélevée à proximité de la carotte SU9228 et à une profondeur voisine. L'échelle d'âge de cette carotte est construite à partir de la meilleure corrélation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques et planctoniques avec celles de la carotte SU9228, car ces carottes se sont trouvés dans les mêmes eaux en surface et en profondeur au cours du temps (fig. II-23, tabl. II-6 en annexe).

2.4. Conclusion.

La construction d'une échelle d'âge à haute résolution, basée uniquement sur une corrélation de l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec celui d'une carotte de référence, comportent des incertitudes de l'ordre du millier d'année. Les datations absolues par la méthode du carbone 14 sont indispensables pour mieux contraindre cette échelle d'âge. La présence de marqueurs stratigraphiques dans les carottes, comme les niveaux détritiques correspondant aux événements de Heinrich, sont également très utiles pour la construction d'échelles d'âge à haute résolution. Mais, ces niveaux détritiques sont absents aux latitudes inférieures à 40°N . En outre, pendant la dernière période glaciaire, l'âge réservoir des eaux de surface semble avoir été plus important aux hautes latitudes qu'aux latitudes moyennes, probablement du fait des changements de circulation. Ces deux facteurs rendent le calage dans le temps des variations climatiques aux moyennes et hautes latitudes difficile. Pour l'échelle d'âge de la carotte MD952037, nous nous sommes uniquement basés sur la corrélation des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec celles de la carotte de référence NA8722. Malgré le manque d'autres contraintes stratigraphiques, nous avons quand même tenté une interprétation de la variabilité rapide des enregistrements climatiques de cette carotte. Une échelle d'âge commune étant construite, les enregistrements isotopiques des différentes carottes peuvent être comparés entre eux et interprétés en terme de changements de la circulation de surface et thermohaline.

Chapitre III: Hydrologie des eaux surface aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord (37°N): relation avec les variations lentes et rapides du climat.

3.1. Introduction.

Contexte

Les courants de surface entre 0 et 50°N dans l'Atlantique nord, forment une boucle anticyclonique (le gyre subtropical) (fig. III-1). Cette boucle, qui a son origine dans la circulation anticyclonique de l'atmosphère dans la zone à haute pression centrée autour de 30°N, est un élément important du système climatique global. Sa géométrie conditionne le transfert de chaleur des basses latitudes vers les hautes latitudes.

Le courant nord équatorial, composante de cette boucle, et une partie du courant sud équatorial, entretenus par les vents alizés, transportent les eaux tropicales chaudes et salées dans l'Atlantique nord-ouest et les Caraïbes. Dans ces régions, un important réservoir de chaleur est donc constitué, à partir duquel les eaux chaudes et salées sont progressivement entraînées vers le nord. Le Gulf Stream et le courant nord-atlantique, qui ont leur origine dans les vents d'ouest (40° à 60°N), transportent ces eaux chaudes à travers l'Atlantique nord jusqu'en mer de Norvège, où elles sont une composante indispensable pour la formation des eaux profondes. Dans l'Atlantique nord-est, plusieurs branches de courant de retour ferme la boucle du gyre subtropical (fig. III-1). Grâce à ce transfert de chaleur vers les hautes latitudes de l'Atlantique nord-est, qui est de l'ordre de 0.5 à $1 \cdot 10^{15}$ Watt (presque autant que par l'atmosphère), l'Europe du nord bénéficie d'un climat particulièrement doux, comparé aux latitudes équivalentes sur le continent nord Américain.

L'hydrologie de surface de l'Atlantique nord a connu des variations au cours du temps en relation avec l'extension des calottes glaciaires et avec les variations du système atmosphérique qui y sont associées [Lamb, 1971]. Lors du dernier maximum glaciaire

(DMG), quand l'extension des calottes glaciaires était maximale, le gyre subpolaire, actuellement limité aux latitudes supérieure à 50°N, s'étendait jusqu'à environ 40°N ([McIntyre *et al.*, 1976; Robinson *et al.*, 1995] (fig. III-2). Le front subpolaire, limite entre les eaux de surface chaudes du gyre subtropical et les eaux de surface froides du gyre subpolaire, occupait alors une position méridionale (vers 40°N) et le transfert de chaleur vers les hautes latitudes était fortement réduit [McIntyre *et al.*, 1976].

Outre ces variations à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires, l'hydrologie de surface de l'Atlantique Nord a également subi des changements rapides en réponse aux événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger. Les événements de Heinrich sont accompagnés d'une baisse sensible de la température (2° à 3 °C) et de la salinité (1.5 à 3.5‰) dans la bande de délestage des IRD (Ice-Rafted Detritus) entre 40 et 50°N, liée à l'apport des eaux de fonte [Cortijo *et al.*, 1997]. Dans les hautes latitudes, les cycles de Dansgaard-Oeschger, observés dans la carotte de glace du Groenland (GRIP), semble également accompagnés de changements dans l'hydrologie de surface [Rasmussen *et al.*, 1996a][Bond & Lotti, 1995; Fronval *et al.*, 1995; Elliot *et al.*, soumis]. Chacun des stadials (événements froids) est probablement accompagné d'un apport plus important d'IRD, une diminution de la température et de la salinité des eaux de surface dans la Mer de Norvège [Rasmussen *et al.*, 1996a]. L'apport des eaux Atlantique plus chaudes en Mer de Norvège était alors probablement interrompu.

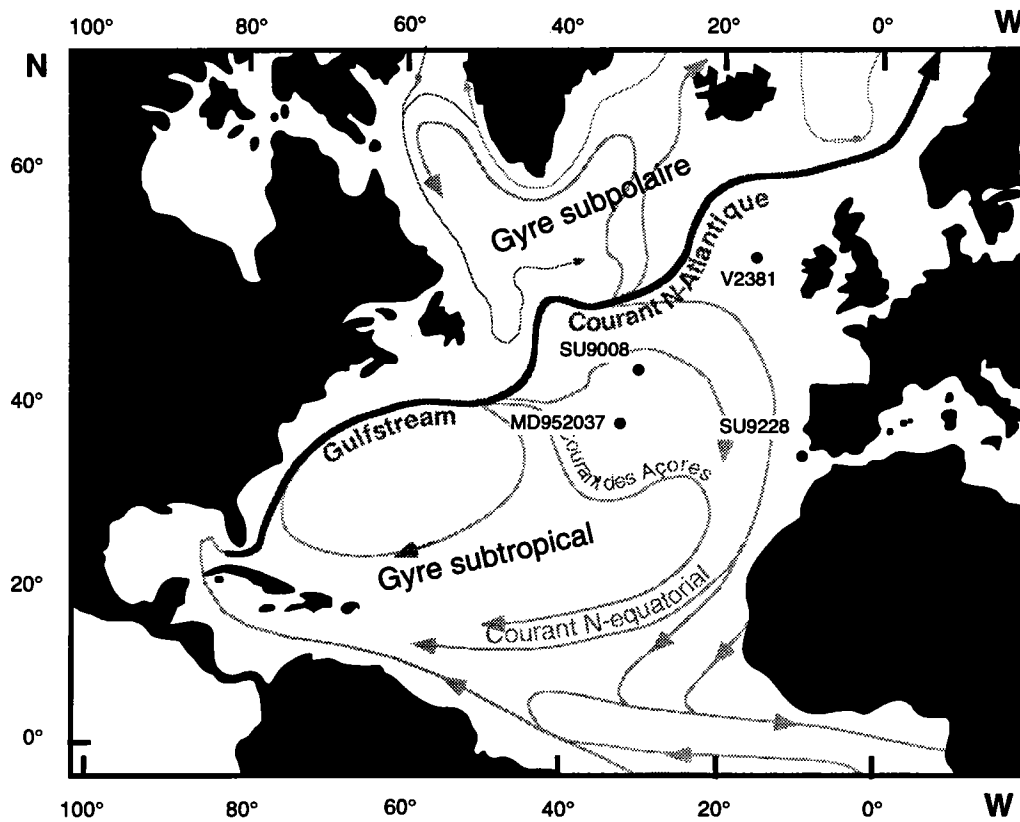


Fig. III-1: Schéma de la circulation de surface actuelle dans l'Atlantique Nord (figure adaptée de Schmitz et al. (1996) et Brown et al. (1989)).

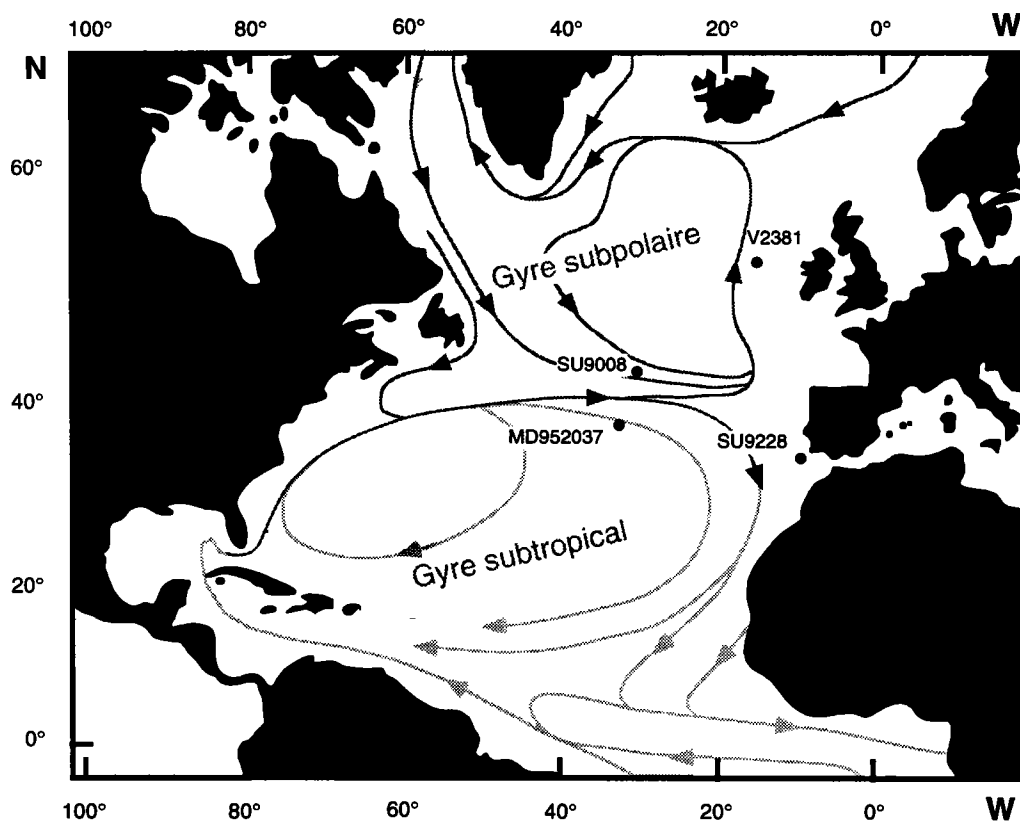


Fig. III-2: Schéma de la circulation de surface dans l'Atlantique Nord au Dernier Maximum Glaciaire (figure adaptée de Robinson et al. (1995)).

Objectif

Dans ce chapitre, nous étudions la variabilité de l'hydrologie des eaux de surface aux latitudes moyennes dans deux carottes à 37°N, respectivement la carotte SU9228 de la marge Portugaise et la carotte MD952037 de la ride médio-Atlantique au sud-ouest du plateau des Açores. Ces régions sont particulièrement sensibles à la variabilité de la circulation de surface dans l'Atlantique nord en période glaciaire, car elles étaient situées juste au sud de la limite des gyres subtropical et subpolaire [McIntyre *et al.*, 1976; Robinson *et al.*, 1995]. Cette zone est caractérisée par un gradient thermique plus ou moins fort selon l'extension des eaux froides du gyre subpolaire [McIntyre *et al.*, 1976], car la position et la température du centre du gyre subtropical sont restées à peu près constante [Crowley, 1981] (fig. III-2).

Les reconstitutions de la température des eaux de surface pour les carottes SU9228 et MD952037 ont été obtenues par deux méthodes différentes dans des laboratoires différents. La reconstruction des paléotempératures de la carotte SU9228 a été effectuée par N. Kallel de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax en Tunisie avec la méthode des meilleurs analogues à partir du comptage des associations de foraminifères planctoniques [Pflaumann *et al.*, 1996; Kallel *et al.*, 1997]. Les variations de la température des eaux de surface de la carotte MD952037 ont été obtenues par J. Grimalt et E. Calvo Costa à l'Université de Barcelone avec la méthode des alkénones.

Nous aborderons d'abord les deux méthodes et les précautions à prendre pour comparer leurs résultats respectifs. Nous discuterons ensuite la variabilité de l'hydrologie de surface aux latitudes moyennes en réponse aux variations du volume de glace au cours des deux derniers cycles climatiques. Pour cela, nous disposons d'un enregistrement de la température des eaux de surface de la carotte MD952037 à basse résolution temporelle pour les derniers 250 ka. Puis, nous nous focaliserons sur les changements de l'hydrologie de surface aux moyennes latitudes en réponse aux variations rapides du climat (événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger). Nos résultats seront

comparés aux résultats des carottes SU9008 (43°N) [Cortijo, 1995; Cortijo *et al.*, 1997] et V23-81 (54°N) [données de Bond *et al.* (1993, 1995) dans Elliot *et al.* (soumis)] de l'Atlantique Nord et à l'enregistrement de la température atmosphérique des glaces du Groenland (GRIP) [Dansgaard *et al.*, 1993].

3.2. Méthodes de reconstitution des paléotempératures.

3.2.1 La méthode des meilleurs analogues à partir des associations de foraminifères planctoniques.

La reconstruction des paléotempératures nécessite le comptage de chaque espèce de foraminifères planctoniques dans les fractions > 150µm du sédiment (comptage sur quelques centaines d'individus). La méthode des analogues modernes consiste à comparer les associations de foraminifères fossiles avec une base de données actuelles [Pflaumann *et al.*, 1996; Kallel *et al.*, 1997]. Cette base de données contient l'information sur les associations actuelles et les températures des eaux de surface dans lesquelles elles se développent. La méthode des analogues modernes est basée sur le calcul des coefficients de dissimilarité entre les assemblages fossiles et les assemblages modernes de la base de données. Le logiciel choisit les cinq ou dix meilleurs analogues de l'assemblage fossile dans la base de données moderne. Le coefficient de dissimilarité permet de déterminer dans quelle mesure l'analogue choisi est de bonne qualité. La barre d'erreur (1 sigma) pour les paléotempératures obtenues par cette méthode est généralement comprise entre 0.5 et 2°C.

3.2.2. La méthode des alkénones.

L'indice UK_{37} est une méthode alternative pour la reconstruction des paléotempératures des eaux de surface [Chapman *et al.*, 1996; Sikes & Keigwin, 1994; Sikes & Keigwin, 1996; Villanueva *et al.*, 1997; Bard *et al.*, 1997]. L'indice UK_{37} est défini par le rapport de plusieurs alkénones non saturés (doubles et triples bases avec 37

et 38 atomes de carbone). Ces molécules organiques sont synthétisées en particulier par les coccolithes. La calibration de cet indice a permis d'établir une équation de conversion linéaire entre l'indice U^{K}_{37} et la température de surface [Prah1 & Wakeman, 1987]. La barre d'erreur analytique des paléotempératures est inférieure à 0.5°C (1 sigma). Mais l'imprécision sur la calibration, qui semble dépendre des espèces, limite la précision totale à environ 1°C .

L'indice U^{K}_{37} peut être utilisé comme indicateur de la température de la zone euphotique pendant la période de développement des coccolithes. *Emiliani huxleyi* est l'espèce de coccolithes la plus ubiquiste et la plus abondante. Elle constitue souvent 60 à 80% de la population totale de coccolithes. Actuellement, la période de développement de cette espèce varie selon la latitude. Il débute au début du printemps aux latitudes subtropicales et progresse vers les hautes latitudes où *E. huxleyi* se développe pendant l'été [Okada & McIntyre, 1979].

3.2.3 Intercalibration des paléotempératures obtenues par les deux méthodes.

Une intercalibration des paléotempératures issues des deux méthodes a été réalisée dans une carotte de la marge Africaine (19°N). Cette étude montre que pendant la dernière période glaciaire (jusqu'à 30 ka) et la déglaciation, les grandes tendances des paléotempératures, obtenues par la méthode des alkénones, correspondent à celles des températures d'été obtenues par la méthode des meilleurs analogues dans la limite de la barre d'erreur cumulée des deux techniques (± 1.5 à 3°C) [Chapman *et al.*, 1996]. Compte tenu de ces observations, nous allons comparer les résultats des paléotempératures issus des deux techniques pour les carottes MD952037 et SU9008.

3.3. Méthode de calcul des paléosalinités.

Duplessy et al. (1991) ont développé une méthode qui permet de calculer les paléosalinités des eaux de surface dans l'Atlantique Nord. Le $\delta^{18}\text{O}$ des tests de foraminifères planctoniques est fonction de la température et du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer, dans laquelle les foraminifères se sont développés. La composition $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer varie à l'échelle globale selon le changement du volume de glace et localement selon la salinité des eaux de surface. Nous accédons au $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer en résolvant l'équation des paléotempératures¹ [Epstein *et al.*, 1953; Shackleton, 1974], si le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et la température des eaux de surface sont connus par des méthodes indépendantes.

Une calibration est effectuée entre la température réelle des eaux de surface pendant l'été et la température calculée¹ à partir de la composition actuelle du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer et la composition $\delta^{18}\text{O}$ des tests de foraminifères planctoniques récents. Cette calibration montre un écart de -1°C entre la température d'été des eaux de surface et la température calculée à partir de la composition $\delta^{18}\text{O}$ des tests de *G. bulloides*. Cette écart constant n'est valable que pour des températures comprises entre 8 et 20°C (température de croissance optimale de *G. bulloides*) et s'explique par le développement de cette espèce au cours du printemps [Duplessy *et al.*, 1991]. Une correction de -2.5°C par contre doit être appliquée aux températures d'été des eaux de surface, pour obtenir la température calculée à partir du $\delta^{18}\text{O}$ de l'espèce *N. pachyderma* sen. Cette relation linéaire n'est valable que pour la gamme de température $\leq 10^\circ\text{C}$ [Duplessy *et al.*, 1991] Elle est expliquée par le développement plus précoce et l'habitat plus profond de cette espèce par rapport à *G. bulloides* [Duplessy *et al.*, 1991].

¹ $T = 16.9 - 4.38 * (\delta^{18}\text{O}_{\text{for.}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}) + 0.10 * (\delta^{18}\text{O}_{\text{for.}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}})^2$

Après avoir calculé les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer, il suffit d'en soustraire les variations globales du $\delta^{18}\text{O}$ dues aux changements du volume de glace [Labeyrie *et al.*, 1987] pour obtenir les variations locales du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer. Dans l'Atlantique nord moderne, la relation linéaire entre la salinité et les variations locales du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer (avec une pente de 0.5) est le résultat des processus d'évaporation et de précipitation à la surface de l'océan. Pour connaître les variations de la salinité, l'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ est calculée par rapport à la composition actuelle du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer. Cette anomalie est multipliée par deux et ajoutée à la valeur de salinité actuelle. Lors des événements de fonte, cette relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer et la salinité n'est plus applicable, car le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer ne dépend plus des conditions atmosphériques, mais de l'apport d'eau de fonte provenant des calottes glaciaires avec un $\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de -35‰ [Cortijo, 1995]. Nous nous limiterons donc à l'évaluation des anomalies du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface, qui varient dans le même sens que les variations de la salinité.

Les processus d'évaporation et de précipitation à la surface de l'océan Nord-Atlantique induisent également une relation spatiale entre la température et la salinité et en conséquence le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface. Cet effet est dû à l'excès d'évaporation dans les latitudes subtropicales, qui rendent les eaux chaudes plus salées et isotopiquement plus lourdes. Cette vapeur d'eau est transportée vers les hautes latitudes où elle précipite. L'excès de précipitation dans les hautes latitudes subpolaires rendent les eaux froides moins salées et isotopiquement légères. La pente de cette relation spatiale est relativement faible dans l'Atlantique Nord, une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ de 0.04‰ pour 1°C de refroidissement (Duplessy *et al.*, 1991).

3.4. La variabilité de l'hydrologie des eaux de surface aux moyennes latitudes en relation avec les cycles glaciaires-interglaciaires.

La température holocène de 19°C, mesurée au sommet de la carotte MD952037, correspond à la température actuelle des eaux de surface à cet endroit au mois de mai-juin [Levitus & Boyer, 1994]. Ceci s'explique par le développement des coccolithes au printemps aux moyennes latitudes [Okada & McIntyre, 1979]. Les variations de la température des eaux de surface dans la carotte MD952037 sont comparées avec la courbe $\delta^{18}\text{O}$ de référence pour les variations du volume de glace du dernier cycle glaciaire-interglaciaire [Labeyrie *et al.*, 1987] (fig. III-3b). La température des eaux de surface varie selon les changements du volume de glace à l'échelle du cycle glaciaire-interglaciaire (fig. III-3a). L'augmentation du volume de glace est accompagnée par un refroidissement des eaux de surface, alors qu'une diminution du volume de glace est accompagnée par un réchauffement. La température des eaux de surface minimale, lors des phases glaciaires est de l'ordre 15 à 16°C. Les eaux de surface se réchauffent de 4° à 6°C pendant les phases de déglaciation (Terminaison I et II) pour atteindre 19° à 21°C pendant les périodes interglaciaires. La baisse de la température des eaux de surface au niveau du site MD952037 lors des phases glaciaires est induite par l'extension vers le sud de la boucle cyclonique avec les eaux subpolaires.

Stades isotopiques

1	2	3	4	5	6	7
---	---	---	---	---	---	---

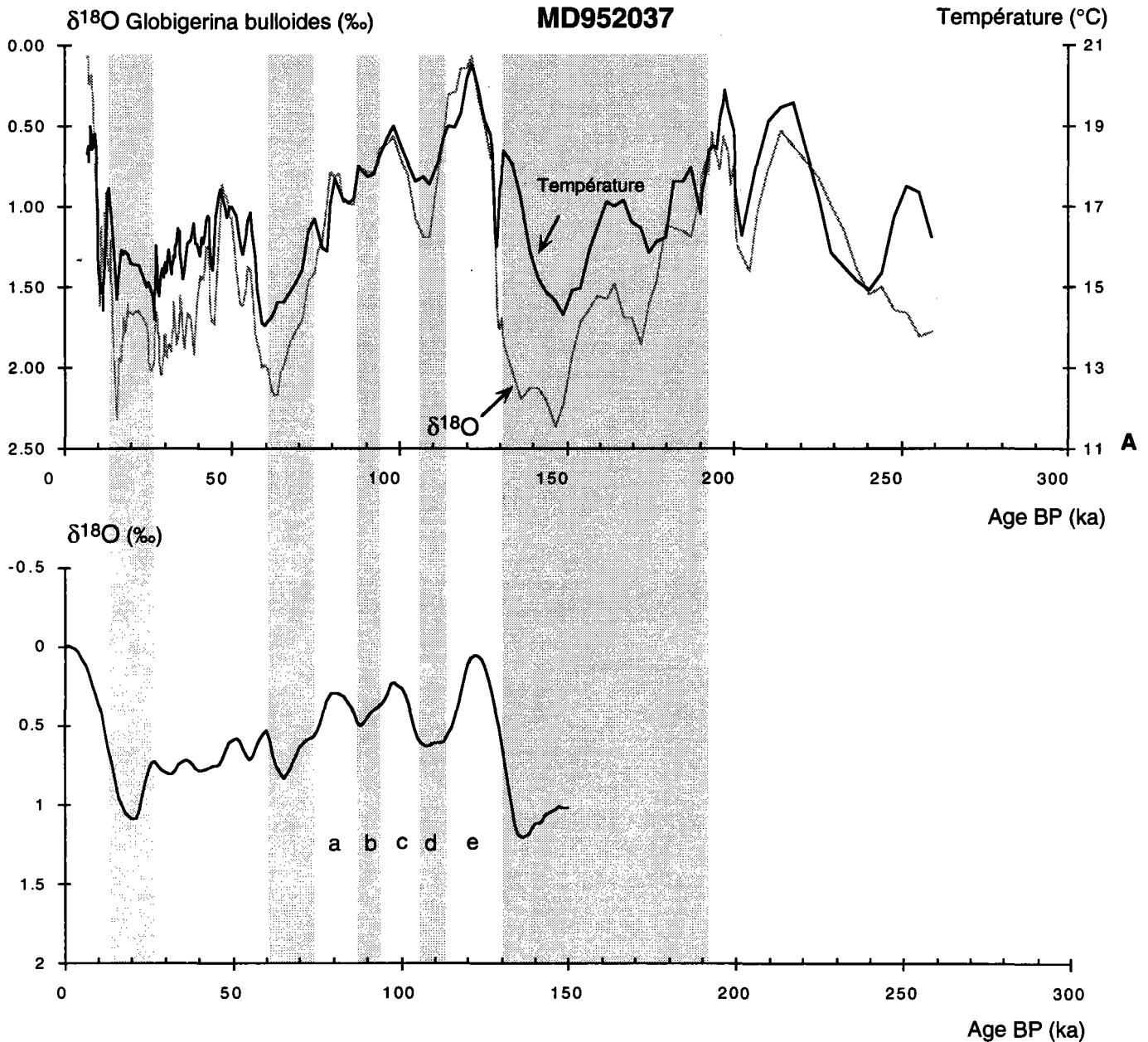


Fig. III-3: A) comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (trait grisé) avec les variations de la température des eaux de surface (trait noir), obtenues par la méthode des alkénones, dans la carotte MD952037 pour les derniers 250 ka. Une moyenne glissante sur trois points a été appliquée aux deux courbes B) Courbe de référence pour les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques, dues aux changements du volume de glace (Labeyrie et al., 1987). Une moyenne glissante a été appliquée sur 5 points pour représenter les grandes tendances de la courbe.

Toutefois, nous notons que pendant le stade 4, caractérisé par un volume de glace moyen, la température des eaux de surface est inférieure à la température des eaux de surface pendant le stade isotopique 2, témoignant d'une incursion plus importante des eaux froides lors de cette période.

Toutefois aux latitudes moyennes, les paléotempératures mesurées pour les périodes froides, représenteraient la température d'été des eaux de surface, alors que pendant les phases chaudes, la température mesurée serait plutôt celle du printemps [Chapman *et al.*, 1996]. L'amplitude des variations de la température entre les phases glaciaires et interglaciaires peut donc être sous estimée par la méthode des alkénones.

Dans l'équation des paléotempératures [Shackleton, 1974][Epstein *et al.*, 1953] une augmentation de la température des eaux de surface de 1°C correspond à une diminution de la composition $\delta^{18}\text{O}$ des tests de foraminifères planctoniques de 0.25‰. Le choix des échelles en ordonnées de ces deux paramètres dans la figure III-3a (1°C correspond à 0.25‰) permet alors de comparer leurs amplitudes. Une moyenne glissante sur 3 points a été appliquée sur les deux courbes.

L'amplitude des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques au cours des cycles glaciaires-interglaciaires est plus importante que celle des variations du $\delta^{18}\text{O}$ correspondant à l'effet de température (fig. III-3a). La différence en $\delta^{18}\text{O}$ entre les deux courbes de la figure III-3a comprend essentiellement les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer en relation avec le volume de glace.

Lors de la terminaison II, le $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques diminue de 2‰. Après en avoir déduit l'effet de température de -1.3‰ et l'effet du volume de glace de -1.2‰ [Fairbanks, 1989; Labeyrie *et al.*, 1987], la différence de 0.5‰ entre la composition $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface avant et après la terminaison peut être attribuée à un changement de la salinité des eaux de surface. Pendant la terminaison I,

l'augmentation de la salinité des eaux de surface correspond à une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface de 0.3‰.

Nous avons vu dans le paragraphe 3.3, que la relation spatiale entre la température et le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface dans l'Atlantique Nord moderne du fait des processus de précipitation et d'évaporation est la suivante: une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface de 0.04‰, correspond à 1°C de réchauffement. Nous pouvons appliquer cette relation dans le temps, si nous supposons que les processus précipitation et d'évaporation sont rester identiques, mais que les masses d'eau et les masses d'air se sont déplacées. Les refroidissements entre l'Holocène et la dernière période glaciaire et entre le stade isotopique 5 et 6 de respectivement 4°C et 6°C devraient alors correspondre à une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface de 0.16 et 0.24‰, liées à l'apport d'une eau plus froides et moins salées lors des périodes glaciaires. Les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface, observées dans la carotte MD952037 entre ces périodes, montrent un effet de salinité deux fois plus important qu'en appliquant la relation moderne. Ceci indique des changements dans le bilan évaporation-précipitation entre les phases glaciaires et interglaciaires.

3.5. La variabilité de l'hydrologie des eaux de surface aux moyennes latitudes en relation avec les variations climatiques rapides.

3.5.1 La carotte MD952037 de la ride médio-atlantique (37°N).

Entre 10 et 50 ka, des variations rapides de la température des eaux de surface sont observées avec une amplitude de 1 à 2°C (Fig. III-5).

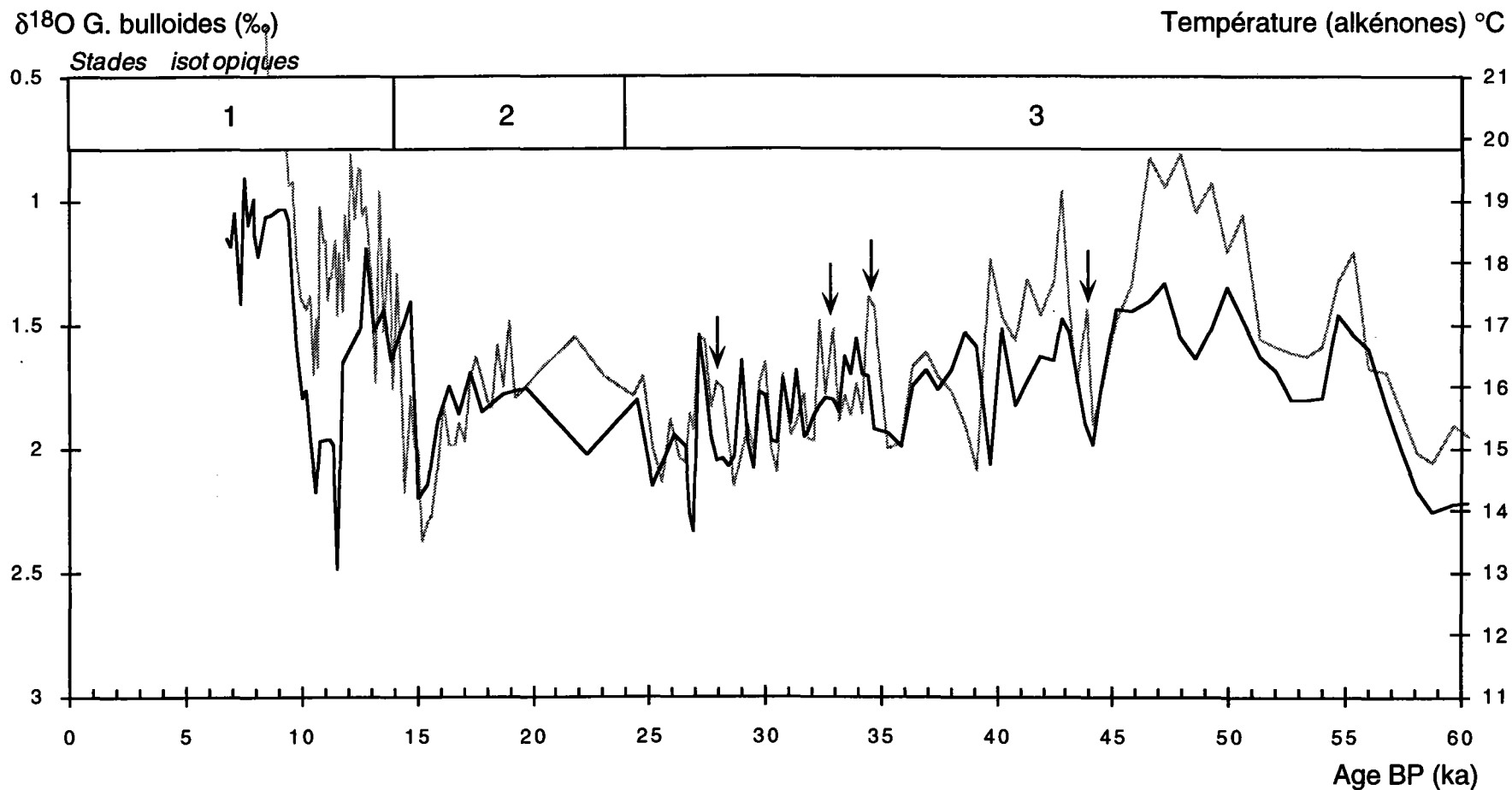


Fig. III-4 : Une comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques avec les variations de la température des eaux de surface obtenues par la méthode des alkénones dans la carotte MD952037 pour les derniers 60 ka. Les flèches indiquent les diminutions rapides du $\delta^{18}\text{O}$, qui sont dues à un effet de salinité.

Dans le paragraphe 3.4, nous avons constaté qu'à l'échelle des cycles glaciaires-interglaciaires, la différence d'amplitude entre les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et les variations du $\delta^{18}\text{O}$ correspondant à l'effet de température comprend essentiellement l'effet du volume glace (1.2‰ pour les transitions glaciaires-interglaciaires, comparé à 0.2 à 0.5‰ pour l'effet de salinité). Outre ces variations lentes, des fluctuations rapides de 0.3 à 0.5‰ sont observées dans l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques de la carotte MD952037 à l'échelle du centenaire et millénaire (fig. III-4). Les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$, indiquées avec une flèche sur la figure III-4, peuvent être attribuées à des variations de la salinité des eaux de surface, car elles ne correspondent pas à un réchauffement. L'effet du volume de glace sur la composition isotopique de l'oxygène de l'océan peut être considéré comme une constante à cette échelle de temps, à cause du temps de mélange de l'océan global de l'ordre de 600 ans [Toggweiler, 1994].

Certaines des diminutions de la salinité des eaux de surface semblent coïncider avec les événements de Heinrich. Nous allons étudier cette relation plus en détail. Toutefois, nous rappelons que l'emplacement des événements de Heinrich dans les enregistrements climatiques de la carotte MD952037 est défini uniquement à partir de la corrélation avec les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques et du pourcentage de grains détritiques (>150 μm) de la carotte de référence NA8722 (fig. III-8) (chapitre II). Nous avons vu que l'échelle d'âge construite uniquement à partir d'une comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques avec celles d'une carotte de référence comporte une incertitude de l'ordre du millier d'année.

$\delta^{18}\text{O}$ G. bulloides (‰)

Température (alkénones) °C

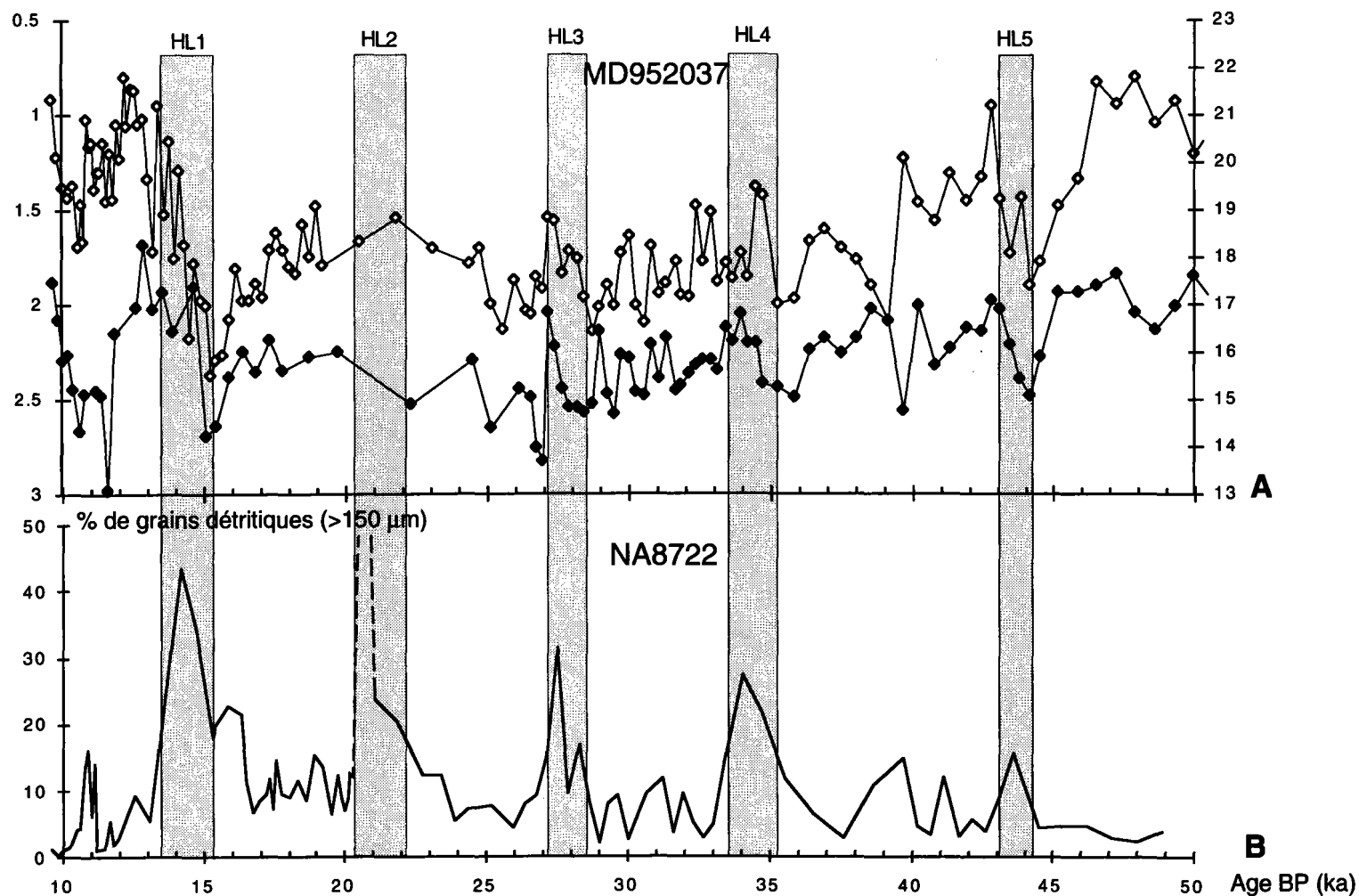


Fig. III-5: A) Variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (losanges blancs) et variations de la température des eaux de surface, obtenues par la méthode des alkénones (losanges noirs), dans la carotte MD952037 pour la période comprise entre 10 et 50 ka. La position des événements de Heinrich est indiquée par les bandes en grisé. B) Les variations du pourcentage des grains détritiques (>150 μm) dans la carotte NA8722. Cette courbe définit la position des événements de Heinrich dans la carotte MD952037.

Compte tenu de l'échelle d'âge approximative, chaque événement de Heinrich dans la carotte MD952037 semble caractérisé par le même scénario, sauf HL2 pour lequel nous ne disposons pas de données avec une résolution temporelle suffisante (fig. III-5 et 6). Chaque événement est associé à un refroidissement des eaux de surface avec une température de l'ordre de 15°C et un maximum de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques. Pendant cette période de refroidissement apparaît une diminution rapide du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques d'environ 0.3‰. Cette diminution du $\delta^{18}\text{O}$ peut être attribuée à une diminution de la salinité des eaux de surface, car elle ne correspond pas à un réchauffement. La présence de cette anomalie en salinité à 37°N pourrait être expliquée par un mélange des eaux de fonte larguées entre 40° et 50°N avec les eaux subtropicales ou une augmentation de la pluviosité dans cette région du fait de la descente de la bande de circulation des dépressions jusqu'à cette latitude [Paterne *et al.*, soumis]. L'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ n'est présente que pendant quelques centaines jusqu'à maximum 1000 ans. Le réchauffement des eaux de surface, de l'ordre de 2°C, démarre lors de la présence de l'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ dans le cas des HL1, HL4 et HL5 ou juste après la disparition dans le cas du HL3, pour s'achever en quelques centaines d'années.

Si ces anomalies du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface sont contemporaines des anomalies de fonte dans la bande de délestage [Cortijo *et al.*, 1997], elles ont une durée plus courte que les anomalies de fonte dans la zone de délestage, et coïncident probablement avec le maximum de délestage. Le réchauffement des eaux de surface semble démarrer plus tôt que dans la zone de délestage, pendant la présence ou juste après la disparition de l'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface.

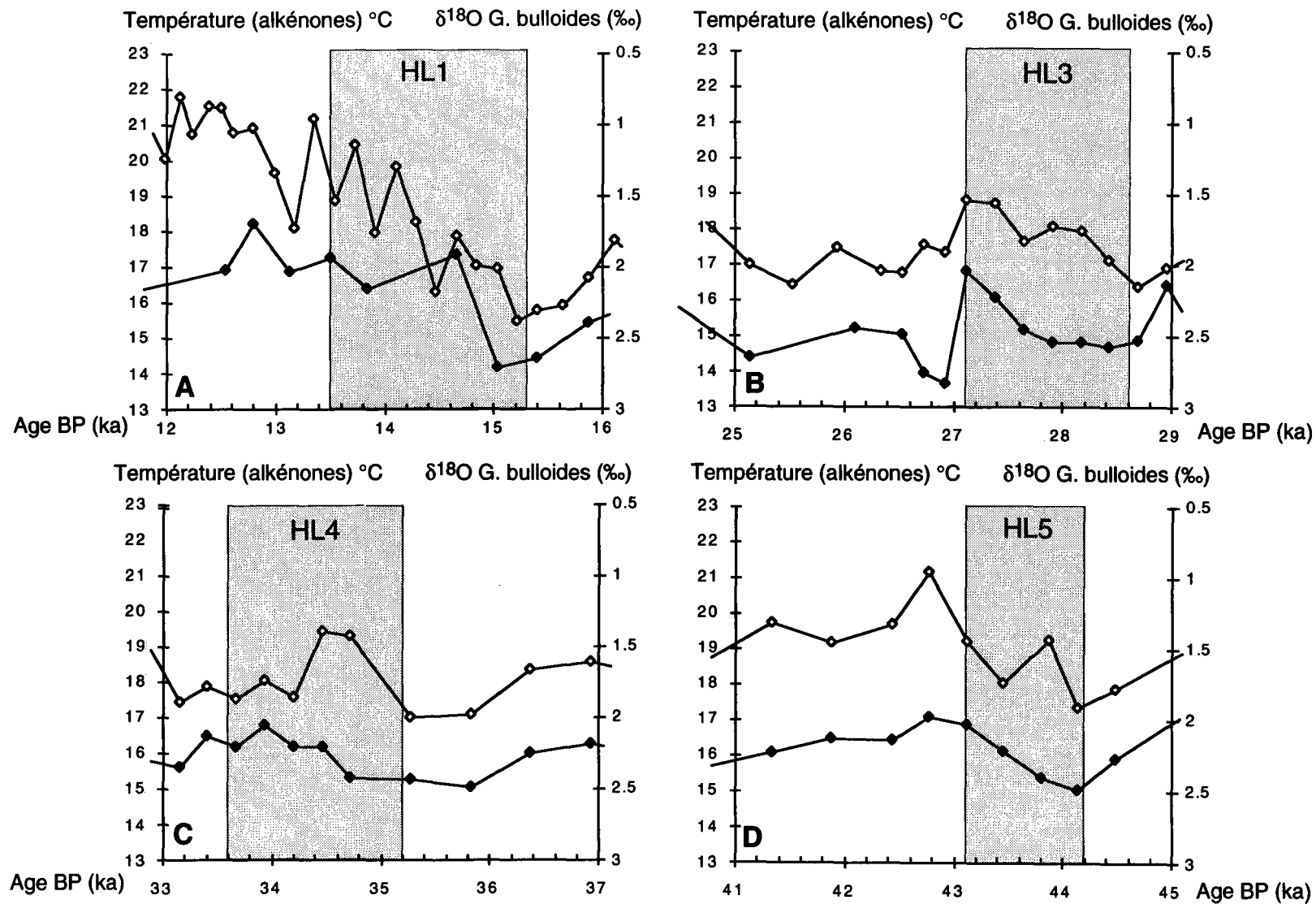


Fig. III-6: Un détail des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques (losanges blancs) et des variations de la température des eaux de surface, obtenues par la méthode des alkénones (losanges noirs), dans la carotte MD952037 pour les événements de Heinrich 1 (a), 3 (b), 4 (c) et 5 (d), indiqués par les bandes en grisé.

3.5.2. La carotte SU9228 de la marge Portugaise.

L'hydrologie de surface au sud de la marge Portugaise pendant les derniers 40 ka (fig. III-7) est marquée par une alternance d'incursion des eaux froides avec une température de l'ordre de 10°C et des eaux chaudes avec une température d'été comparable à celle observée actuellement (21°C) [Levitus & Boyer, 1994]. Les réchauffements de l'ordre de 4 à 8°C sont toujours brutaux et s'achèvent en espace d'un millénaire, alors que les refroidissements peuvent dans certains cas être plus progressifs.

Pendant les événements froids sur la marge Portugaise (37°N, 9°W) (fig III-10), la température des eaux de surfaces était comparable à celle du site SU9008 (43°N, 30°W) alors que pendant les événements chauds, la température des eaux de surface (17° à 19°C) peut être considérée comme équivalente à celle du site MD952037 (37°N, 32°W) (16° à 17°C), car les différentes méthodes utilisées pour la reconstruction des paléotempératures des deux carottes, peuvent induire un écart de $\pm 2^\circ\text{C}$ (fig. II-10).

L'identification de trois niveaux de Heinrich dans la carotte SU9228 (HL1, 2 et 4, voir paragraphe 2.3.2) permet d'étendre la zone de délestage initialement définie entre 40° et 55°N [Rudiman, 1977] jusqu'à 37°N au large du Portugal [Lebreiro *et al.*, 1996; Zahn, 1997; Zahn *et al.*, 1997]. Les niveaux de Heinrich apparaissent à la fin de périodes de refroidissement des eaux de surface dans le cas des HL1 et HL2 et correspondent aux températures les plus froides (fig. III-7). Des refroidissements des eaux de surface au large du Portugal pendant les événements de Heinrich ont déjà été mentionnés [Zahn, 1997; Zahn *et al.*, 1997]. Ils sont suivis par un réchauffement rapide de 6° à 8°C. Le Dryas récent est également marqué par un refroidissement brutal de l'ordre de 8°C. Pendant le dernier maximum glaciaire (18 ka), la température des eaux surface était relativement chaude, de l'ordre de 15 °C.

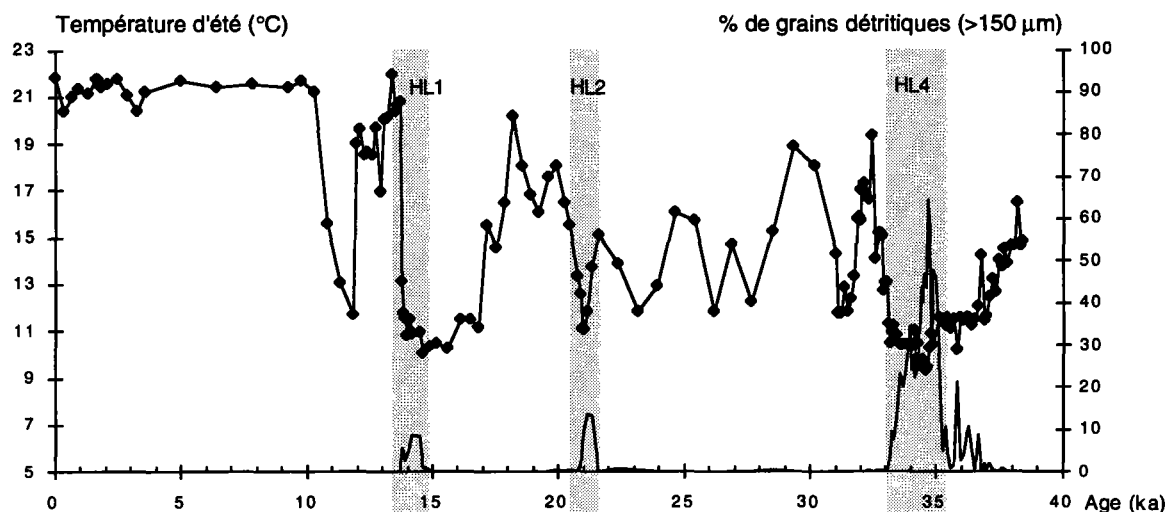


Fig. III-7: Les variations de la température des eaux de surface pendant l'été (losanges) et le pourcentage des grains détritiques dans la fraction $> 150\mu\text{m}$ (trait noir) dans la carotte SU9228 en fonction de l'âge. Les bandes en grisé indiquent la position des niveaux de Heinrich.

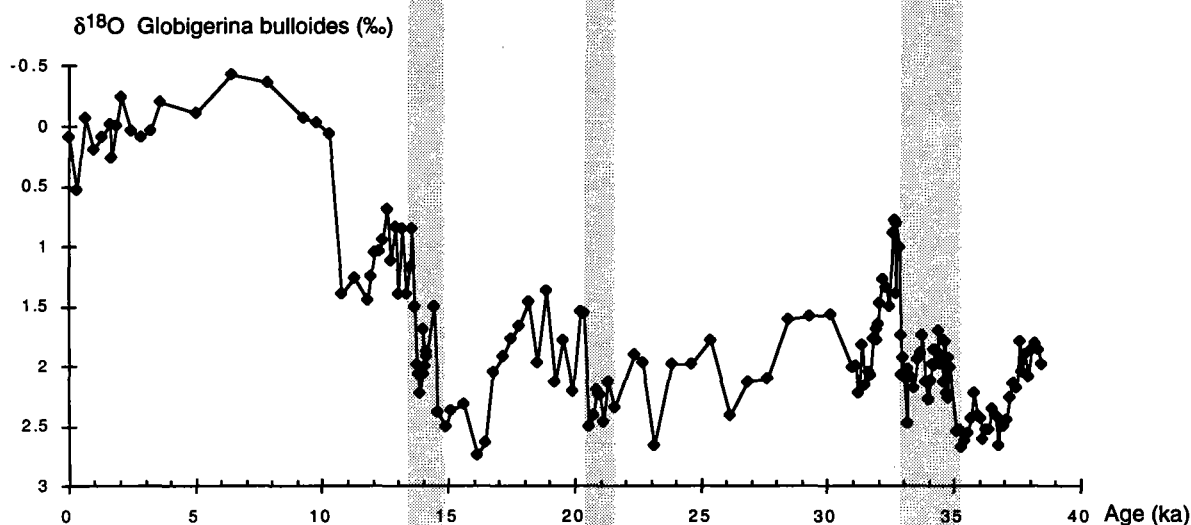


Fig. III-8: Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques dans la carotte SU9228 en fonction de l'âge.

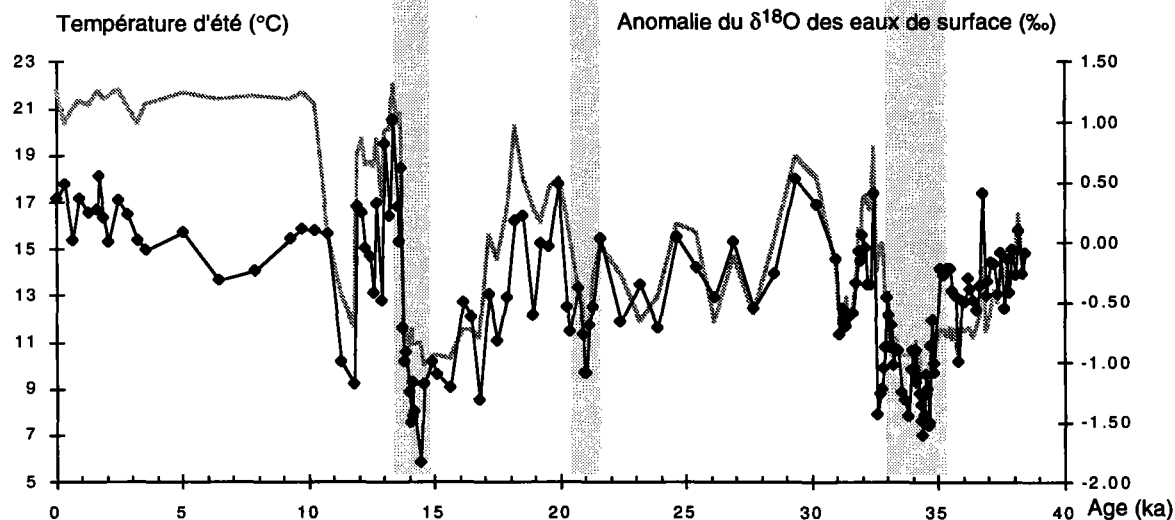


Fig. III-9: Les variations de la température des eaux de surface pendant l'été (grisé) et les variations de l'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface (losanges), enregistrées dans la carotte SU9228 en fonction de l'âge.

Ceci est en accord avec la reconstruction des paléotempératures de CLIMAP [McIntyre *et al.*, 1976].

Les anomalies du $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à la composition $\delta^{18}\text{O}$ actuelle des eaux de surface (fig. III-9), sont calculées à partir des variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'espèce *G. bulloides* (fig. II-8, planche I 5 en annexe) et des paléotempératures (fig. III-7). Elles sont un indice des variations de la salinité (paragraphe 3.3). Les anomalies du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface covarient avec la courbe des paléotempératures (fig. III-6). Pendant les événements chauds, la température et le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface étaient proches des valeurs actuelles. La partie sud de la marge Portugaise était alors sous influence des eaux de surface subtropicales. Ces périodes alternaient avec l'incursion des eaux plus froides (11°C) et peu salées avec un $\delta^{18}\text{O}$ pouvant atteindre une valeur de 1.5‰ au-dessous des valeurs actuelles.

Discussion

Comme l'indique la relation spatiale entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la température des eaux de surface dans l'Atlantique Nord, un apport des eaux de surface avec une température de 10°C plus froides sur la marge Portugaise, devrait correspondre à une baisse du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface d'environ 0.4‰ [Duplessy *et al.*, 1991]. Compte tenu de cette relation $\delta^{18}\text{O}$ -température de l'océan actuel, l'amplitude des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface est d'environ 5 fois plus importante par rapport aux variations de la température.

Ces variations du $\delta^{18}\text{O}$ ne peuvent donc pas uniquement être attribuées aux oscillations dans la position des masses d'eau subtropicales et subpolaires dans l'Atlantique Nord. Cette forte amplitude des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface peut signifier un apport d'eau de fonte (-35‰) pendant les événements froids. Nous considérons l'exemple des événements de Heinrich. En effet, des anomalies négatives du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface de 0.5‰ sont associées au dépôt des niveaux détritiques HL1, HL2 alors qu'une anomalie négative des eaux de surface de 1.3‰ est associée au niveau

de Heinrich 4 (fig. III-9). La présence d'IRD dans la carotte témoigne de la présence des icebergs au large du Portugal à ces époques et l'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface est donc vraisemblablement liée à la fonte des icebergs. Dans la zone de délestage des icebergs entre 40° et 50°N , les anomalies négatives du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques, associées aux événements de Heinrich, sont de l'ordre de 0.7 à 1.7‰ [Cortijo *et al.*, 1997]. Corrigées pour un refroidissement de 2 à 3°C , ces diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface sont de l'ordre de 1.2 à 2‰.

Cette forte amplitude des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface peut également être attribuée aux variations dans la balance évaporation-précipitation du climat autour de la Méditerranée (Paterne *et al.*, 1997). Ces auteurs montrent que le climat autour de la Méditerranée devient plus humide pendant les phases de refroidissement et pendant les événements de Heinrich et qu'il devient plus sec pendant les phases chaudes qui succèdent aux événements de Heinrich. Cette variabilité est attribuée par les auteurs [Paterne *et al.*, soumis] aux changements dans la circulation atmosphérique. Pendant les périodes de refroidissement et les événements de Heinrich, la bande de circulation des dépressions était déplacée au-dessus des latitudes moyennes, tandis que l'extension du système anticyclonique vers le nord serait responsable du climat plus sec lors des phases chaudes succédant aux événements de Heinrich.

Au début de l'Holocène, entre 5 et 10 ka, les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de l'espèce *G. bulloides* de la carotte SU9228 sont 0.5‰ plus négatives que celles de la carotte SU8118, située à environ 70 km plus au Nord (fig. II-9) [Bard *et al.*, 1987b; Duplessy *et al.*, 1992]. Cette époque coïncide avec la formation du sapropel I dans la Méditerranée et est caractérisée par un climat très humide [Rossignol-Strick, 1985; Rohling, 1994; Kallel *et al.*, 1997]. La diminution locale de la salinité au large du Portugal pourrait être attribuée à une décharge plus importante des fleuves à proximité de ce site. Cette observation indique que les enregistrements de l'hydrologie de surface dans la carotte SU9228 peuvent être

affectés par les changements dans la balance hydrologique en relation avec les changements du climat autour de la Méditerranée.

3.5.3 Comparaison détaillée de l'événement de Heinrich 4 dans les carottes SU9228, SU9008 et MD952037.

Dans les carottes SU9228 et SU9008, l'événement de Heinrich 4 est délimité par la présence des grains détritiques dans la fraction supérieure à 150 μm (fig. III-11a). Les changements de l'hydrologie de surface associés à l'événement de Heinrich 4, correspondent au schéma classique de l'événement de Heinrich dans la bande de délestage entre 40° et 55°N [Cortijo, 1995; Cortijo et al., 1997]. La température des eaux de surface pendant le dépôt des détritiques est d'environ 10°C et correspond à un minimum dans la courbe des paléotempératures (fig. III-11b)

Sur la marge Portugaise, le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface, calculé à partir des mesures isotopiques sur *G. bulloides* et *N. pachyderma* sen., a diminué de -1.3‰ à cause de la présence de l'eau de fonte (fig. III-11c). Dans la carotte SU9008, l'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface, calculée à partir de mesures sur *N. pachyderma* sen., est estimée à 1 ‰ [Cortijo, 1995]. Dans les deux carottes, *N. pachyderma* sen. (Planche I-6) et *G. bulloides* (Planche I-5 en annexe) ont enregistré les mêmes valeurs absolues du $\delta^{18}\text{O}$ pendant l'événement de Heinrich 4.

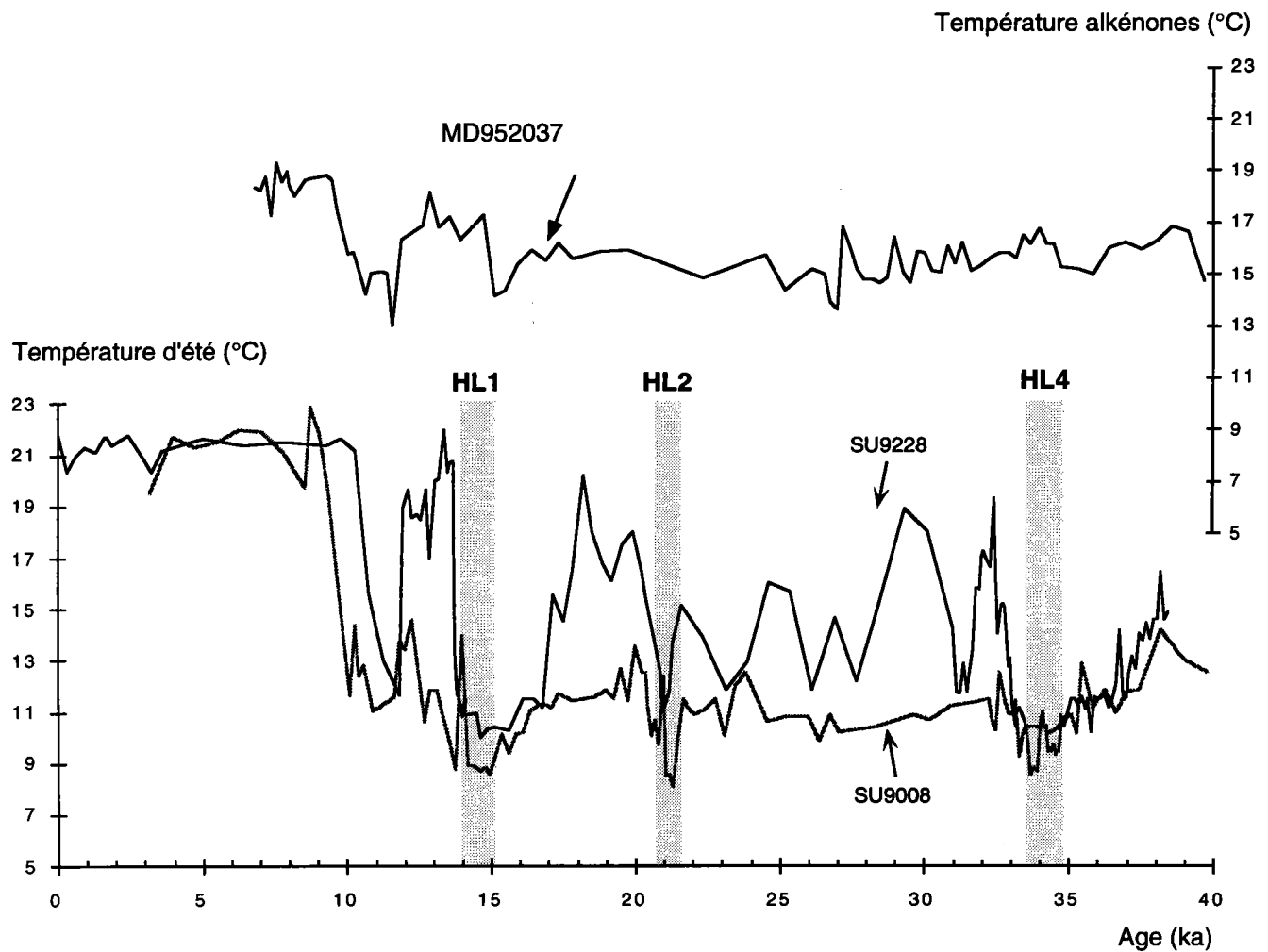


Fig. III-10 : Comparaison de la température de surface des carottes SU9228, SU9008 et MD952037 pour les derniers 40 ka. Les bandes en grisé indiquent la position des événements de Heinrich. Les résultats des carottes SU9228 et SU9008 sont obtenus par la méthode des meilleurs analogues à partir de l'association des foraminifères planctoniques. Les résultats de la carotte MD952037 sont obtenus par la méthode des alkénones.

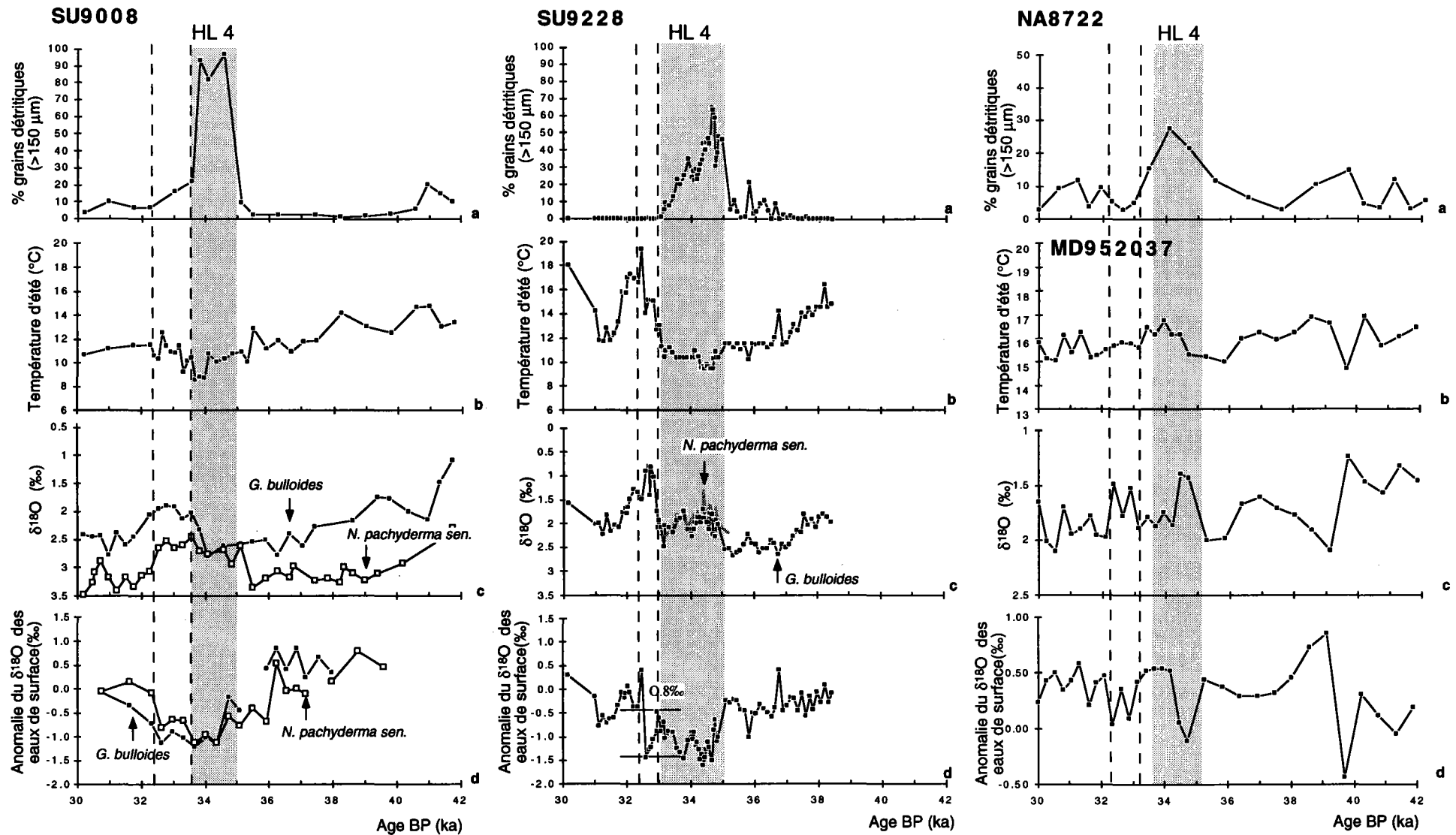


Fig. III-11: Données détaillées du niveau de Heinrich 4 dans les carottes SU9008 (colonne de gauche), SU9228 (colonne du milieu) et MD952037 (colonne de droite). La définition du HL4 dans la carotte MD952037 est basée sur la position du niveau détritique dans la carotte NA8722. Les échelles en ordonnées sont exagérées d'environ deux fois dans la troisième colonne de graphiques, par rapport aux autres graphiques. Les données représentées sont respectivement le pourcentage de grains détritiques dans la fraction supérieure à 150 μm (a), la température des eaux de surface pendant l'été (b), les variations du $\delta^{18}O$ enregistrées par les foraminifères planctoniques (*G. bulloides* et *N. pachyderma*) (c), les anomalies du $\delta^{18}O$ des eaux de surface calculées par la méthode de Duplessy et al. (1991) (d).

Cette signature est particulière et caractéristique des événements de Heinrich. En effet, en dehors des événements de Heinrich, un écart de 0.4‰ est généralement observé entre la composition $\delta^{18}\text{O}$ des deux espèces dans l'Atlantique nord, expliqué par la saison de reproduction plus précoce et l'habitat plus profond de l'espèce *N. pachyderma* sen. par rapport à *G. bulloides* [Duplessy *et al.*, 1991]. Cette signature caractéristique des événements de Heinrich est probablement une conséquence des conditions hydrologiques particulières. Sous telles conditions, la profondeur de l'habitat et la saison de développement étaient probablement les mêmes pour ces différentes espèces (Laurent Labeyrie, comm. personnelle).

Après le dépôt des détritiques, un réchauffement des eaux de surface est observé dans la zone de délestage. Ce réchauffement est respectivement de l'ordre de 6°C dans la carotte SU9228 et de 2°C dans la carotte SU9008. Il est expliqué dans le modèle de Paillard et Labeyrie [Paillard & Labeyrie, 1994] (fig. III-11) par la reprise du transfert de chaleur par les courants de surface vers les hautes latitudes lorsque la circulation thermohaline redémarre. La présence des eaux de fonte dans la bande de délestage avait interrompu l'activité de la boucle thermohaline lors de la débâcle. Dans ce modèle, un réchauffement des eaux de surface des basses latitudes est observé pendant l'événement de fonte, dû à l'accumulation momentanée de chaleur. Cette chaleur accumulée joue un rôle essentiel dans le réchauffement des hautes latitudes, qui suit l'événement de fonte [Paillard & Labeyrie, 1994].

Les caractéristiques d'un événement de Heinrich dans la carotte MD952037, semblent intermédiaire entre le schéma d'un événement dans la bande de délestage (Cortijo *et al.*, 1997) et celui des basses latitudes [Paillard & Labeyrie, 1994]. Dans une première phase, lorsque les eaux de surface froides atteignent leur extension maximale dans l'Atlantique Nord, le $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface à 37°N diminue. Cette anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ pourrait correspondre à un mélange des eaux subtropicales avec les eaux de fonte larguées dans la bande de délestage. Au bout de quelques centaines d'années seulement,

les eaux de surface à 37°N se réchauffent, alors que la fonte et le refroidissement des eaux de surface dans la bande de délestage dure 1 à 2 ka. Le réchauffement démarre même dès l'apparition de l'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface dans le cas HL1, HL4 et HL5, probablement parce que ces événements se produisent pendant des périodes relativement chaudes: la déglaciation et le stade isotopique 3. Cette hypothèse reste à préciser par l'établissement d'une échelle d'âge plus précise pour la carotte MD952037.

3.5.4. Reconstruction de l'hydrologie de surface de l'Atlantique Nord lors de l'événement de Heinrich 4.

Les reconstructions de l'hydrologie de surface de l'Atlantique Nord établies avant, pendant et après l'événement de Heinrich 4 [Cortijo, 1995; Cortijo et al., 1997] sont complétées avec les données des latitudes moyennes. Elles permettent de visualiser l'effet d'un événement de fonte sur l'hydrologie de surface de l'Atlantique nord. La situation actuelle [Levitus & Boyer, 1994] et celle du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) [McIntyre *et al.*, 1976] sont prises comme référence.

Le schéma actuel de la circulation de surface est caractérisé par un flux d'eau chaude, transporté des basses latitudes vers les hautes latitudes, jusqu'en mer de Norvège par le courant Nord-Atlantique (fig. III-1). L'isotherme de 10°C (température d'été) est positionné entre Terre-Neuve et l'Islande (fig. III-12a). Pendant le DMG, le gyre subpolaire s'est étendu et le transport des eaux chaudes à la limite nord du gyre subtropical devient plus méridional vers 40°N (fig. III-2 et 12b). L'isotherme de 10°C (température d'été) est orienté est-ouest vers 43°N.

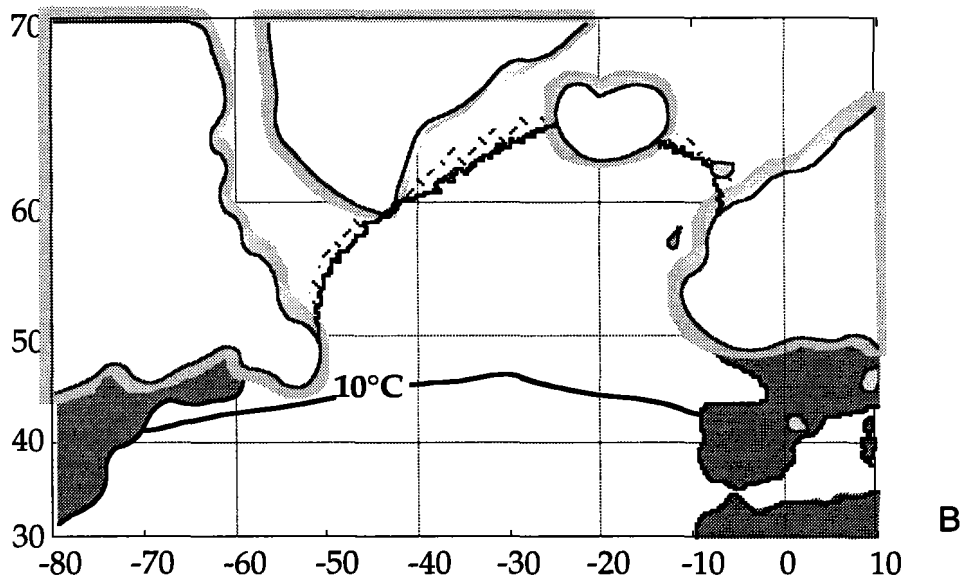
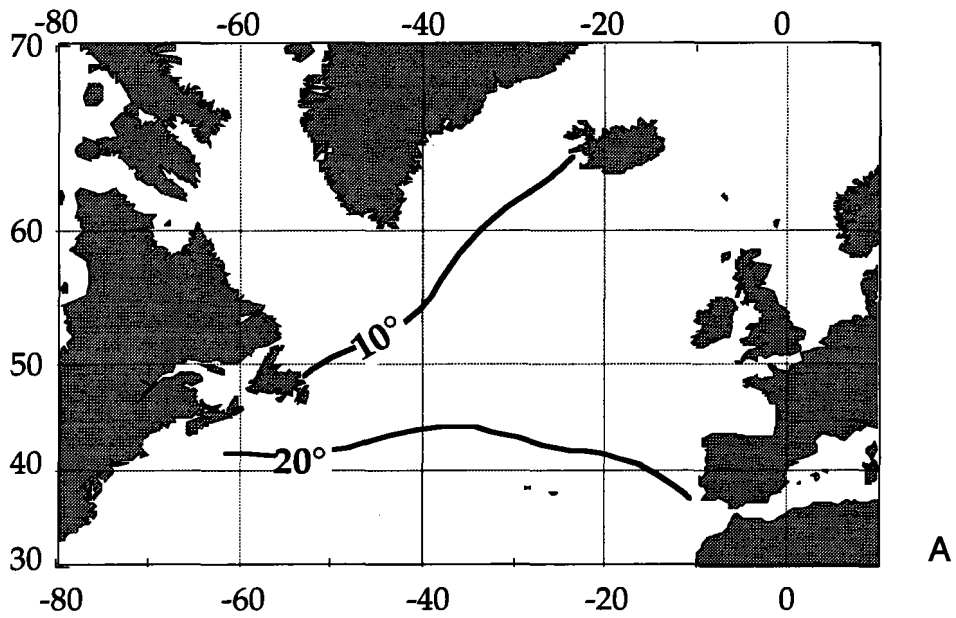


Fig. III-12: Reconstruction de la température des eaux de surface dans l'Atlantique Nord pour la période actuelle (A) (Levitus & Boyer, 1994) et pour le Dernier Maximum Glaciaire (B) (McIntyre et al., 1976) (figures de Cortijo, 1995).

En effet, dans nos carottes à 37°N de la marge Portugaise (SU9228) et de la ride médio-Atlantique (MD952037), la température des eaux de surface lors du DMG est relativement chaude, de l'ordre de 16°C (fig. III-5 et 7). Cependant, l'advection des eaux chaudes dans l'Atlantique nord-est n'est pas complètement interrompue. Ce résultat est confirmé par de nombreuses observations sur la marge Portugaise [Zahn, 1997] et dans le Golfe de Gascogne [Loncaric *et al.*, soumis]. Plusieurs données dans les hautes latitudes de l'Atlantique nord témoignent de l'absence périodique de glace de mer pendant le DMG et l'incursion des eaux atlantiques dans les mers nordiques [Sarnthein *et al.*, 1995; Hebbeln *et al.*, 1994]. Ces résultats remettent en question les reconstructions de CLIMAP, dans lesquelles l'incursion des eaux chaudes dans l'Atlantique Nord est limité à 50°N [McIntyre *et al.*, 1976].

Avant la débâcle des icebergs (vers 37.5 ka), la distribution de la température des eaux de surface était similaire à celle prévalant lors du DMG. Néanmoins, la température des eaux surface sur la marge Portugaise était légèrement inférieure par rapport au DMG (fig. III-13a).

Lors de l'événement de fonte (fig. III-13b), l'isotherme de 10°C descend vers 40°N dans l'Atlantique nord. En effet, les données de paléotempérature montrent qu'un refroidissement des eaux de surface se produit dans toute l'Atlantique Nord, aux latitudes supérieures à 40°N [Cortijo *et al.*, 1997]. Sur la marge Portugaise, une anomalie négative de la température des eaux de surface est présente par rapport à l'océan ouvert. Ce refroidissement est également ressenti sur la marge Africaine [Zhao *et al.*, 1995; Wang *et al.*, 1995].

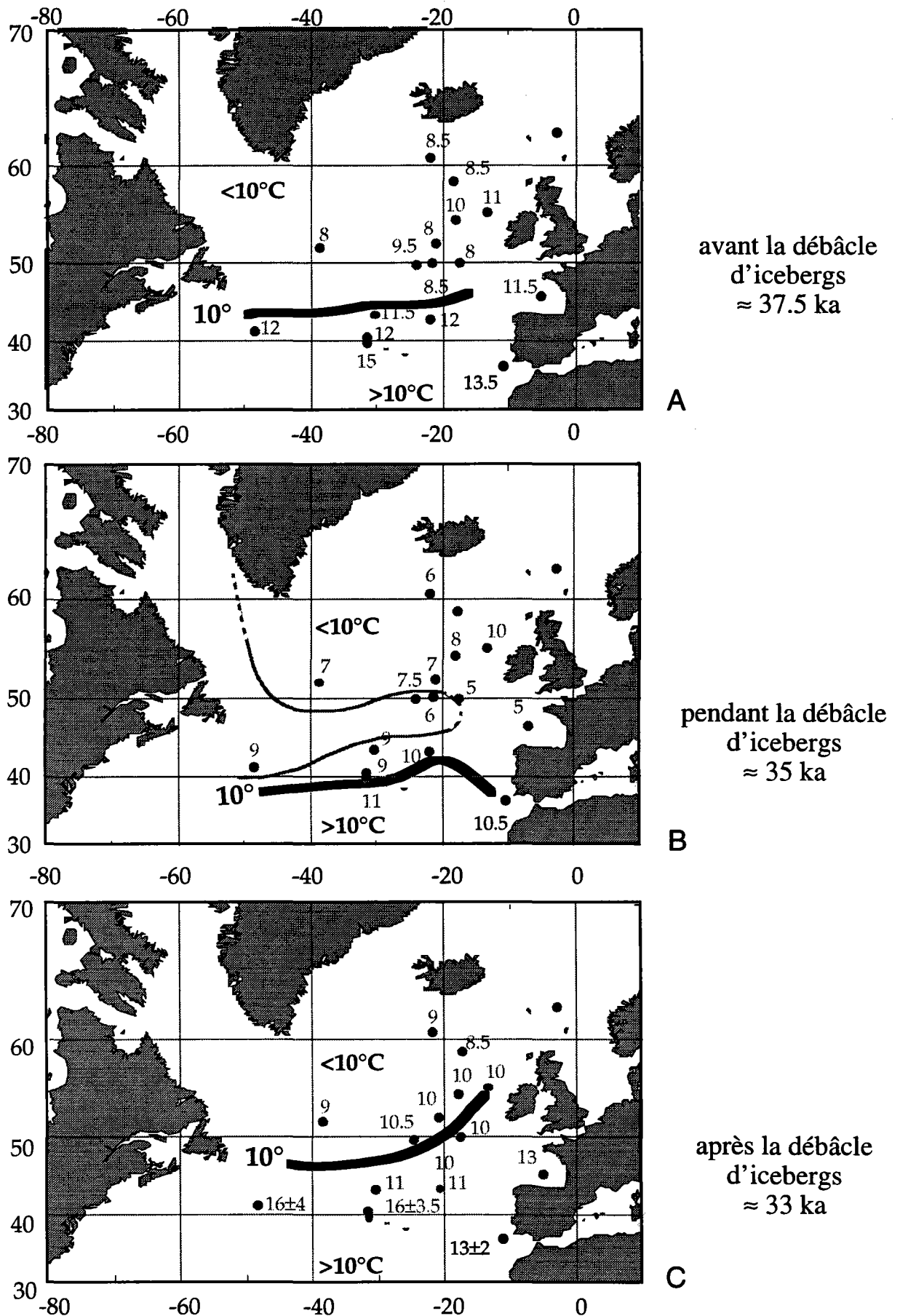


Fig. III-13: Reconstruction de la température des eaux de surface à environ 37.5, 35 et 33 ka, c'est à dire juste avant (A), pendant (B) et juste après (C) la débâcle des icebergs correspondant à l'événement de Heinrich 4 (Cortijo, 1995; Cortijo et al., 1997). La moyenne des températures des eaux de surface est prise pour les intervalles 37.5 ± 0.5 ka, 35 ± 0.5 ka, 33 ± 0.5 ka.

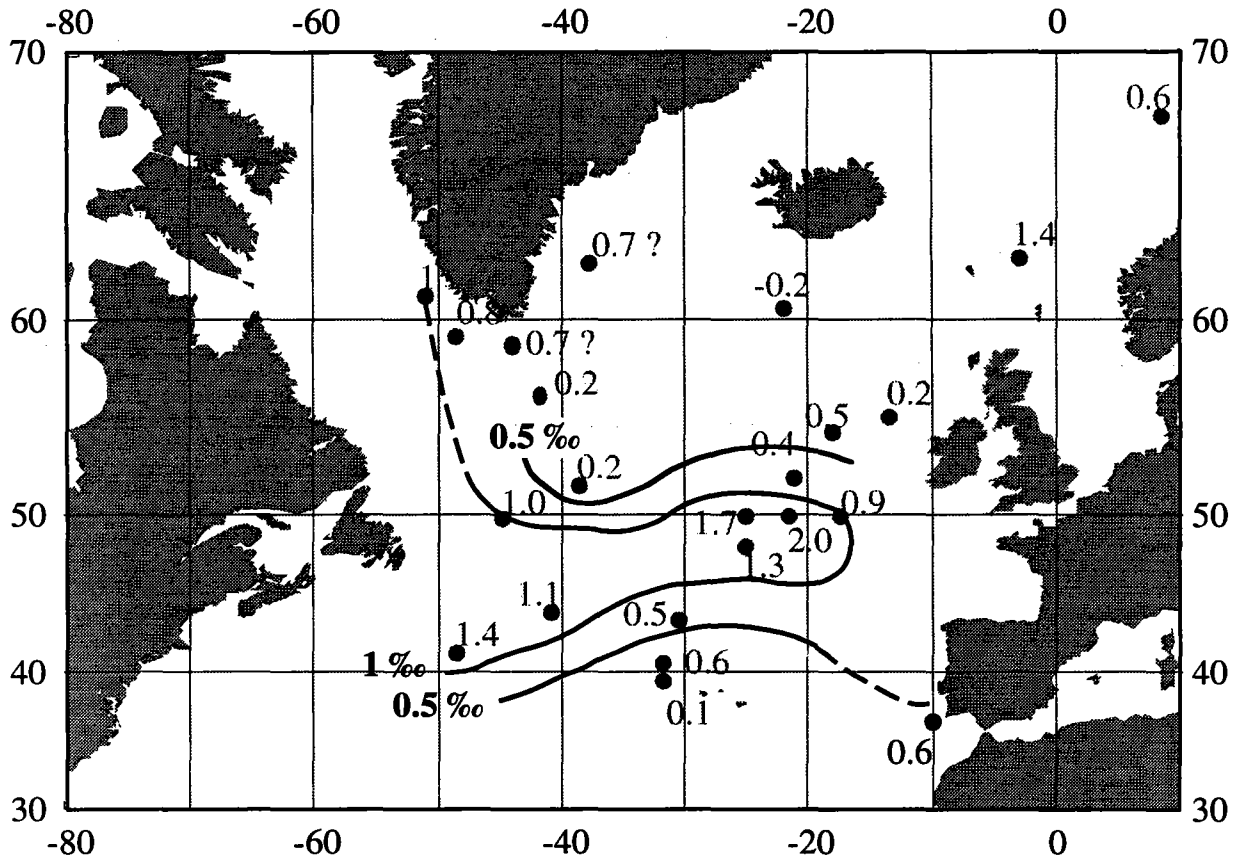


Fig. III-14: Anomalie isotopique associée à la fonte des icebergs pendant l'événement de Heinrich 4 (35 ka), enregistrée par *N. pachyderma* sen., c'est à dire la différence entre le $\delta^{18}\text{O}$ enregistré avant et le $\delta^{18}\text{O}$ pendant l'événement de fonte (figure de Cortijo, 1995).

Les températures extrêmement froides dans le Golfe de Gascogne et l'anomalie négative de la température des eaux de surface de la marge Portugaise pourraient signifier un transport des eaux de surface froides du nord vers le sud le long des marges Européennes (fig. III-13b). L'extension du panache de fonte pendant l'événement de Heinrich 4, identifié sur la carte des anomalies du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques dans l'Atlantique Nord, témoigne également d'un transport des eaux de surface vers le sud le long de la marge Portugaise (fig. III-14).

Une circulation dirigée du nord vers le sud dans l'Atlantique nord-est est également le résultat de modélisations de la circulation océanique lors d'un événement de fonte par Seidov [Seidov *et al.*, 1996; Manabe & Stouffer, 1995]. L'existence de ce courant dans l'Atlantique nord-est lors de l'événement de fonte et l'intrusion plus prononcée des eaux froides aux latitudes moyennes par rapport au DMG, correspondraient à une réduction de l'advection des eaux chaudes dans l'Atlantique nord et en conséquence un refroidissement aux hautes latitudes. Après la disparition des eaux de fonte, la situation hydrologique antérieure à l'événement de fonte se rétablit. Les eaux chaudes peuvent à nouveau pénétrer l'Atlantique Nord et les eaux de surface se réchauffent (fig. III-13c).

3.5.5. Comparaison des variations de l'hydrologie des eaux de surface aux moyennes latitudes avec les cycles de Dansgaard-Oeschger.

Dans les enregistrements de la température des eaux de surface et du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques des carottes SU9228 et MD952037 de la dernière période glaciaire, des variations à plus haute fréquence que les événements de Heinrich sont observées. Pour étudier leur relation avec la variabilité climatique des hautes latitudes, une comparaison est faite avec la carotte V23-81 de l'Atlantique nord-est (54°N, fig. III-15) [Bond *et al.*, 1993; Bond & Lotti, 1995].

L'étude de différentes carottes des hautes latitudes de l'Atlantique Nord, entre autre la carotte V2381, a révélé des événements détritiques à plus haute fréquence que les événements de Heinrich [Bond & Lotti, 1995; Fronval *et al.*, 1995; Rasmussen, 1996b; Rasmussen, 1996a; Rasmussen *et al.*, 1996a; Rasmussen *et al.*, 1996b; Elliot *et al.*, soumis]. Ces événements, dont l'impact semble limité aux régions Nordiques, ont été corrélés aux stadials dans la carotte de glace du Groenland [Bond & Lotti, 1995]. Ils sont associés à des variations dans la circulation des eaux de surface et profondes des régions Nordiques.

Lors des interstadials (événements chauds dans la carotte de glace), l'entrée épisodique des eaux de surface atlantiques en mer de Norvège donnerait lieu à la convection et le dégagement de chaleur latente dans l'atmosphère, alors que pendant les stadials (événements froids), ce processus serait interrompu [Rasmussen, 1996b; Rasmussen, 1996a; Rasmussen *et al.*, 1996a; Rasmussen *et al.*, 1996b]. Les instabilités plus fréquentes des petites calottes glaciaires, autour des mers nordiques, pourraient être à l'origine de ces petits événements détritiques [Elliot *et al.*, soumis; Bond & Lotti, 1995]. Lors des événements de Heinrich, qui correspondent vraisemblablement aux stadials les plus extrêmes [Bond *et al.*, 1993; Bond & Lotti, 1995], une décharge de la calotte de la Laurentide semble superposées aux décharges des calottes Nordiques [Elliot *et al.*, soumis; Bond & Lotti, 1995]. Ces observations ont ouvert le débat sur les causes des déstabilisations des calottes glaciaires. Il est évident que les oscillations internes des calottes [Alley & MacAyeal, 1994; MacAyeal, 1993] ne peuvent à elles seules être à l'origine de déstabilisations en phase des différentes calottes, mais que des forçages externes et des mécanismes de transmission sont en jeu.

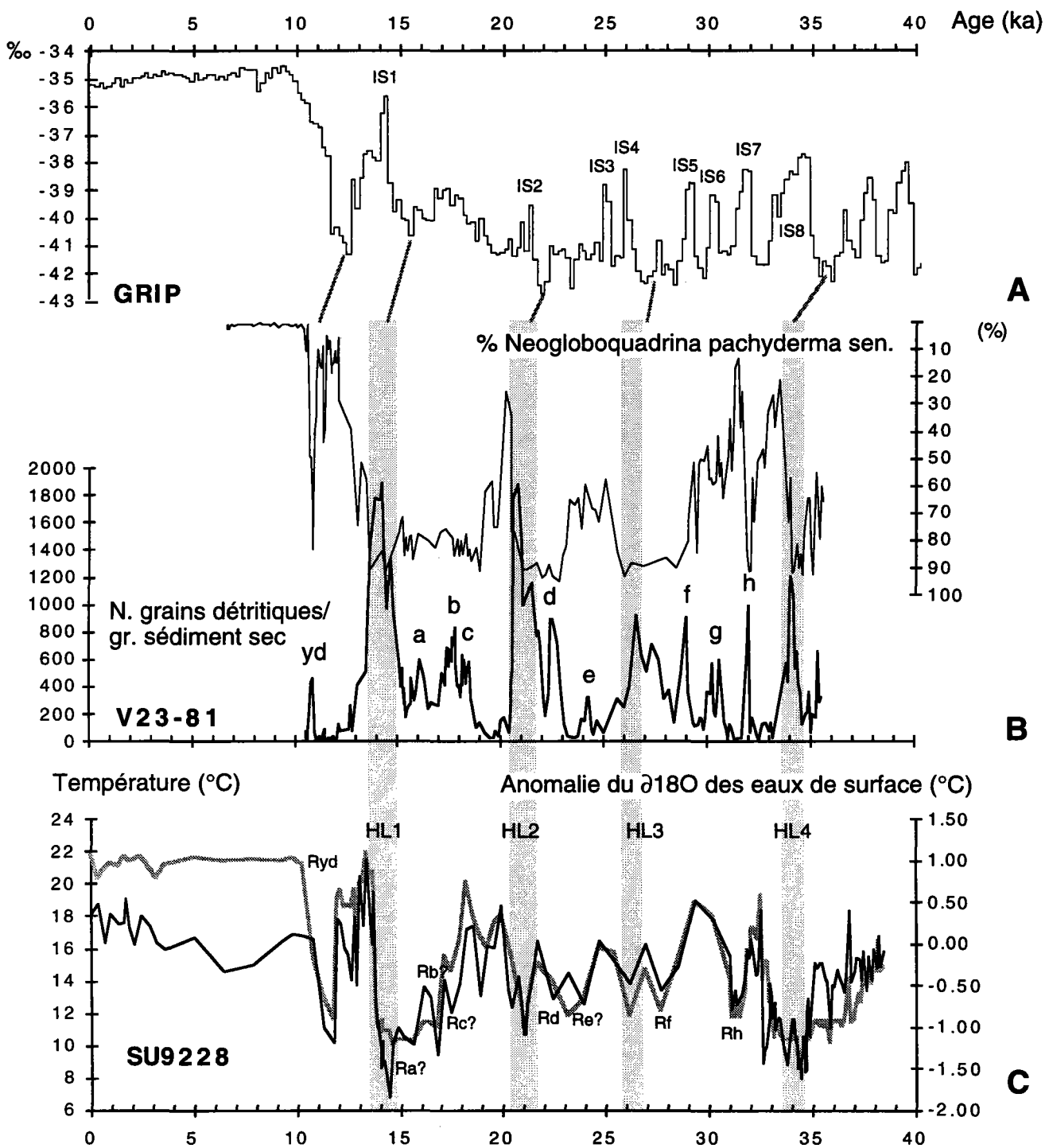


Fig. III-15 :A) Enregistrement du $\delta^{18}O$ de la carotte de glace GRIP (Dansgaard et al., 1993) en fonction de l'âge. B) Les variations du pourcentage de l'espèce de foraminifères planctoniques *Neogloboquadrina pachyderma* sen., indice de la température des eaux de surface et les variations du nombre de grains détritiques par gramme de sédiment sec dans la carotte V2381 (54°N) (Bond et al., 1995, 1993) en fonction de l'âge. C) Les variations de la température des eaux surface (trait grisé) et de l'anomalie du $\delta^{18}O$ des eaux de surface (losanges) de la carotte SU9228 de la marge Portugaise (37°N) en fonction de l'âge.

Une comparaison de l'enregistrement des détritiques de la carotte V23-81 avec les enregistrements de la température et des anomalies du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface de la marge Portugaise (SU9228) (fig. III-15), montre que certains des événements détritiques de la carotte V23-81 sont accompagnés d'un refroidissement et d'une dessalure sur la marge Portugaise. Il s'agit des événements détritiques majeurs (d, f et h), associé à un refroidissement des eaux de surface à 54°N (fig. III-15). Comme pour les événements de Heinrich, le transport des eaux de surface froides et peu salées se renforçait vers le sud le long de la marge européenne. Ce schéma de circulation impliquerait une diminution du transfert de chaleur vers l'Atlantique Nord par les courants de surface pendant ces événements probablement en liaison avec une diminution de l'activité de la boucle thermohaline, suggérée par différents auteurs [Bond *et al.*, 1993; Oppo & Lehman, 1995; Rasmussen *et al.*, 1996a; Broecker, 1997].

Dans le cas des événements de Heinrich 1 et 4, le refroidissement et la dessalure des eaux de surface de la marge Portugaise commence progressivement, bien avant les événements. Ce refroidissement progressif avant les événements de Heinrich est observé de manière générale dans la carotte V23-81 [Bond *et al.*, 1993] et également dans la carotte de glace [Dansgaard *et al.*, 1993]. Ces observations témoignent d'un préconditionnement du système climatique à un événement de fonte avec une croissance progressive des calottes de glace, accompagnée d'une extension des eaux froides dans l'Atlantique Nord. L'événement de Heinrich 1 est particulier car il fait partie de la déglaciation, pendant laquelle d'énormes quantités d'eau de fonte ont été larguées dans l'Atlantique Nord.

3.6. Conclusion.

L'hydrologie de surface aux moyennes latitudes de l'Atlantique Nord varie selon la position des gyres subtropical et subpolaire, en réponse aux variations du volume de glace, aux événements de Heinrich et probablement aux cycles de Dansgaard-Oeschger. La forte amplitude des variations de température et de salinité, enregistrée dans la carotte SU9228, est due à sa position à la limite de la zone de balancement du front subpolaire. Des changements dans la balance évaporation-précipitation autour de la Méditerranée pourrait également contribuer à ces fortes amplitudes. Pendant les événements de Heinrich, un courant de décharge le long du continent européen, transportent des icebergs et les eaux de fonte froides jusqu'au sud de la marge Portugaise. L'extension du panache de fonte lors de l'événement de fonte implique un blocage du transport des eaux de surface chaudes vers les hautes latitudes dans l'Atlantique nord-est. Ce schéma de circulation semble également se reproduire lors de certains stadials. A la limite nord du gyre subtropical, le début des événements de Heinrich semble coïncider avec un refroidissement des eaux de surface. Très vite, après quelques centaines d'années, les eaux subtropicales se réchauffent d'environ 2°C. Ce réchauffement à 37°N, alors que les eaux de surface dans la bande de délestage reste froides pendant 1 à 2 ka, est compatible avec le modèle de Paillard & Labeyrie (1994), qui prévoit une accumulation momentanée de chaleur à ces latitudes en relation avec la réduction de l'activité de la boucle thermohaline.

Chapitre IV: La composition isotopique du carbone des foraminifères benthiques, traceur de la circulation thermohaline

4.1. Introduction.

Le traceur utilisé pour reconstruire la circulation thermohaline est la composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$)¹ de l'eau de mer, enregistrée dans les tests des foraminifères benthiques. Nous expliquons d'abord le principe de ce traceur dans le paragraphe 4.2. Puis afin de pouvoir reconstruire la paléocirculation dans la carotte SU9228, l'espèce *Cibicides pachyderma* a été étalonnée. Les résultats et implications de cet étalonnage sont discutés dans les paragraphes 4.3 et 4.4.

4.2. Le principe du traceur.

4.2.1. La composition isotopique du carbone de l'eau de mer.

La composition isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du CO_2 total dissous (ΣCO_2) dans l'eau de mer est variable et dépend de différents processus. Les eaux de surface ont un $\delta^{13}\text{C}$ élevé, compris entre 1 et 2‰ [Kroopnick, 1985] par rapport à une moyenne de 0.49‰ pour l'océan global. Cet enrichissement est dû à un fractionnement isotopique lors de la photosynthèse. Le phytoplancton extrait préférentiellement le ^{12}C du ΣCO_2 dissous des eaux de surfaces pour produire la matière organique, ce qui enrichit les eaux de surface en ^{13}C . Le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone photosynthétique est ainsi d'environ -20‰ [Fontugne & Duplessy, 1986]. Lors des échanges avec l'atmosphère, les eaux de surface s'appauvrissent également en ^{12}C , le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 atmosphérique étant de -7‰.

¹ $\delta^{13}\text{C} = (^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{mesuré}} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{standard}}) / ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{standard}} * 1000$

Après sa formation, une masse d'eau intermédiaire ou profonde emporte la signature $\delta^{13}\text{C}$ des eaux de surfaces à partir desquelles elle s'est formée. A proximité de leur source, les masses d'eau sont généralement riches en oxygène et en ^{13}C . La signature $\delta^{13}\text{C}$ d'une masse d'eau est un paramètre non conservatif, car au cours de son trajet, la masse d'eau reçoit depuis la surface un flux de matière organique. La décomposition de cette matière organique dans la colonne d'eau consomme de l'oxygène et libère du CO_2 , enrichi en ^{12}C (fig. IV-1). Pour cette raison, il existe une bonne corrélation entre ces différents paramètres. Les données de GEOSECS [Kroopnick, 1980; Kroopnick, 1985] montrent une relation linéaire entre le taux d'oxygène, le taux de CO_2 et le $\delta^{13}\text{C}$, en écartant les données des eaux de surface (inférieures à 500 - 1000 m selon les endroits) (fig. IV-2). Dans les eaux de surface, la relation est plus complexe du fait de la multiplication des facteurs: productivité, décomposition de la matière organique et échanges avec l'atmosphère.

La distribution du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans l'océan nous renseigne donc sur la distribution des différentes masses d'eau (fig. IV-4b, fig IV-3). Ce rapport isotopique est également un traceur semi-quantitatif de la "ventilation", c'est à dire l'échange de gaz avec l'atmosphère. Deux facteurs sont importants à cet égard: l'éloignement de la source et le temps d'écoulement depuis la source. Dans l'interprétation du $\delta^{13}\text{C}$ d'une masse d'eau en terme de ventilation, la production de surface le long de son trajet doit être considérée, car elle est directement responsable de l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ de la masse d'eau. Les variations temporelles du $\delta^{13}\text{C}$ d'une masse d'eau peuvent également être liées à des variations de la composition isotopique moyenne de l'océan du fait des changements de la distribution du carbone entre les différents réservoirs: atmosphère, biosphère et océan [Shackleton & Matthews, 1977].

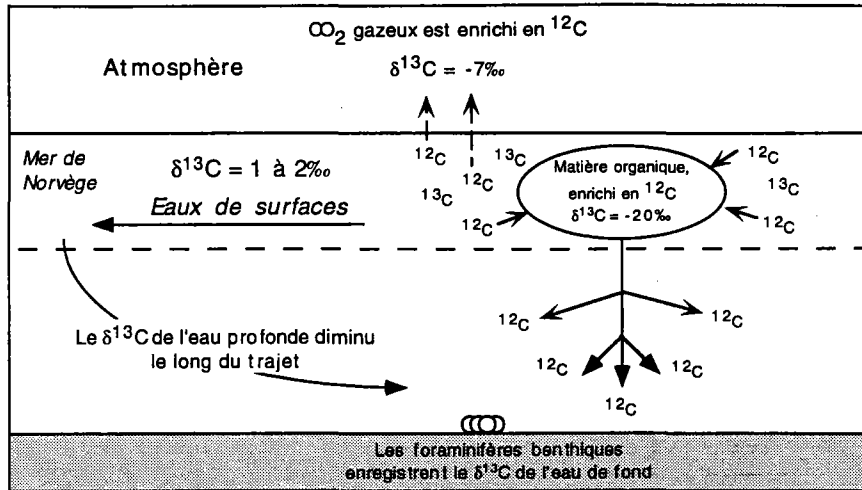


Fig. IV-1 : Le principe de l'utilisation de la composition δ¹³C des tests de foraminifères benthiques comme traceur de la circulation des eaux intermédiaires et profondes.

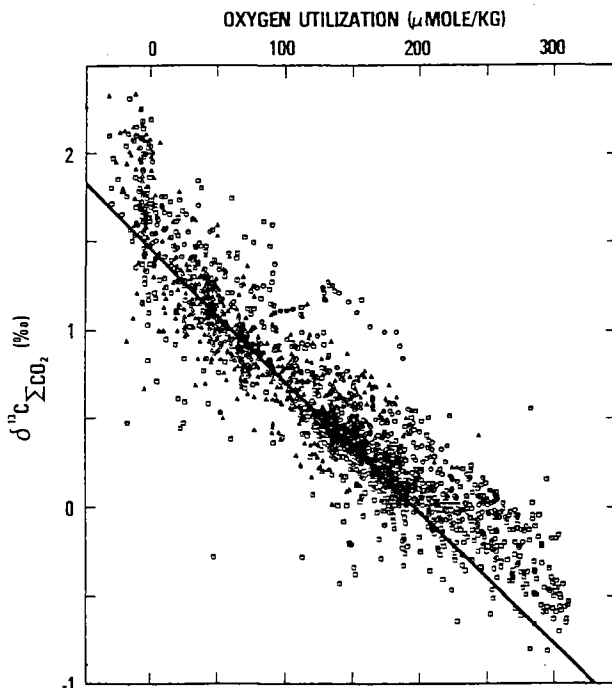


Fig IV-2 : La relation linéaire entre le taux d'oxygène utilisé et le δ¹³C de l'eau de mer, d'après Kroopnick (1980).

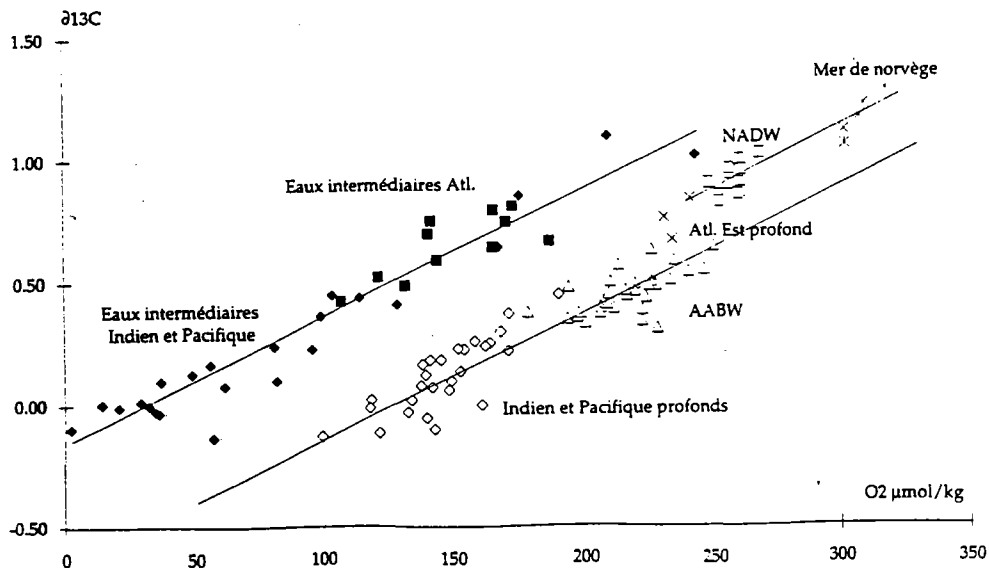


Fig. IV-3 : La composition δ¹³C du ΣCO₂ dissous de différentes masses d'eau en fonction de leur teneur en oxygène dissous, résultats des campagnes GEOSECS (Kroopnick et al., 1980, 1985), dessin d'après Vidal (1996).

4.2.2. La signature $\delta^{13}\text{C}$ des masses d'eau de l'océan Atlantique.

Un transect N-S de la distribution du $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de l'eau de mer à travers l'océan Atlantique, mesurée dans le bassin ouest [Kroopnick, 1980] traduit une distribution des masses d'eau analogue à la distribution des salinités (fig. IV-4a, 4b). Les caractéristiques hydrologiques des différentes masses d'eau sont décrites dans l'annexe.

La NADW (Eau Profonde Nord-Atlantique) porte une signature $\delta^{13}\text{C}$ d'environ 1‰. Cette masse d'eau est omniprésente dans le bassin Atlantique sous les eaux de surface et intermédiaire jusqu'à 4000 à 4500 m. Le temps de résidence de la NADW dans l'Atlantique Nord est tellement court que sa signature $\delta^{13}\text{C}$ n'est que peu altérée par la décomposition de la matière organique le long de son parcours [Broecker, 1982]. La composition $\delta^{13}\text{C}$ de la NADW baisse progressivement vers le sud de l'Atlantique du fait de son mélange avec l'AABW (Eau de Fond Antarctique) et de la décomposition de la matière organique issue de la surface. La signature $\delta^{13}\text{C}$ de l'AABW est basse (0.4‰). Ce faible $\delta^{13}\text{C}$ est en accord avec la faible teneur en oxygène de cette masse d'eau.

LAAIW (Eau Antarctique Intermédiaire) se différencie des eaux superficielles sus-jacentes et de la NADW sous-jacentes par un minimum de $\delta^{13}\text{C}$ de 0.7‰. La signature $\delta^{13}\text{C}$ de l'AAIW permet de tracer cette masse d'eau depuis sa zone de formation à 50°S. Elle s'appauvrit en ^{13}C (de l'ordre de 0.4‰), en recevant un flux de matière organique issu de la haute productivité de surface au niveau de l'upwelling des côtes Africaines [Sarnthein *et al.*, 1994] et au niveau de la divergence équatoriale [Kroopnick, 1980] (fig. IV-4b).

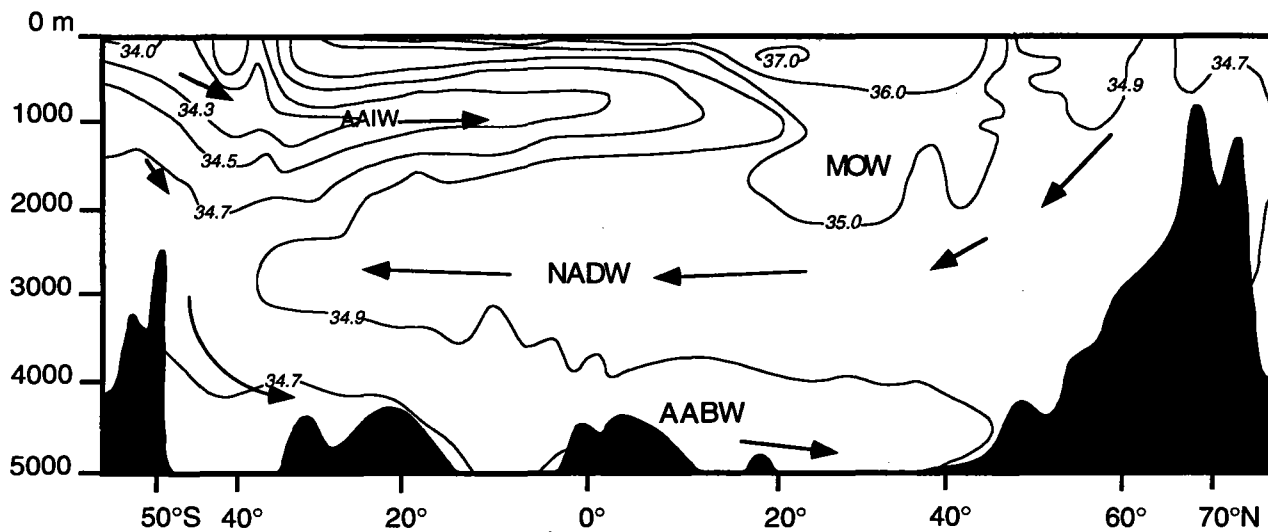


Fig. IV-4a: un transect N-S de la salinité (‰) à travers le bassin ouest de l'océan Atlantique (dessin de Pickard et Emery, 1982)

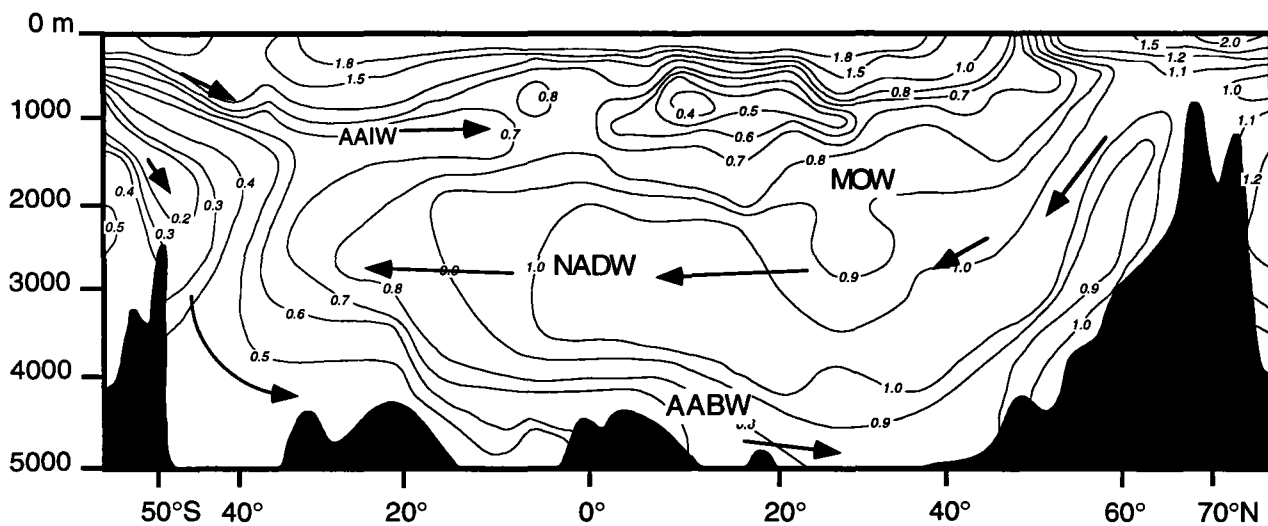


Fig. IV-4b : un transect N-S de la composition isotopique du carbone (‰) du ΣCO_2 de l'eau de mer à travers le bassin ouest de l'océan Atlantique (dessin de Kroopnick et al., 1980)

L'Eau Méditerranéenne (MOW) est décelable par un léger maximum de $\delta^{13}\text{C}$ de 1.3‰ dans l'Atlantique nord-est entre 800 et 1500 m, de 20°N à 50°N [Sarnthein *et al.*, 1994; Zahn & Sarnthein, 1987] (fig. I-5d). Le flux d'Eau Méditerranéenne est également visible sur le transect N-S du bassin ouest de l'Atlantique, par une dépression des isoteneurs de 0.9 et 1‰ entre 20 et 30°N [Kroopnick, 1980]. La composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de l'eau intermédiaire et profonde dans le bassin Méditerranéen ouest est de l'ordre de 0.9 à 1‰ [Pierre *et al.*, 1986] La signature $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous plus élevée du MOW dans l'océan Atlantique provient d'un mélange avec les eaux de surface Atlantiques ($\delta^{13}\text{C}$ 2‰) lors du passage du détroit de Gibraltar.

Les masses d'eau superficielles, telles que les Eaux Centrales sont caractérisées par une signature $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous élevée (1 à 2‰), correspondant au renouvellement rapide de ces eaux. Le minimum de $\delta^{13}\text{C}$ de 0.7‰ vers 1000 m de profondeur correspond à la partie inférieure de la thermocline. Cette zone est peu ventilée [Kroopnick, 1980].

4.2.3. Enregistrement dans le temps du $\delta^{13}\text{C}$ des masses d'eau, par les foraminifères benthiques.

Les foraminifères benthiques sont des micro-organismes en général à test calcaire, qui vivent à l'interface sédiment/eau de fond. Ces organismes enregistrent dans leur test la composition isotopique du carbone du ΣCO_2 dissous de l'eau de fond dans laquelle ils se développent. L'analyse isotopique du carbone des foraminifères benthiques le long de carottes sédimentaires permet de reconstituer les variations dans le temps du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ des eaux de fond. La tranche d'eau concernée correspond à la profondeur du site de carottage.

Cibicides wuellerstorfi est l'espèce la mieux adaptée pour les études de paléocirculation [Duplessy *et al.*, 1984](Planche I, 3 en annexe). C'est une espèce

ubiquiste dans les bassins océaniques à partir de 1000 m de profondeur. Elle est en général associée à un environnement riche en oxygène avec peu d'apport de matière organique. La composition isotopique du carbone de son test calcaire précipite à 0.07‰ près en équilibre avec le $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de l'eau de mer [Duplessy *et al.*, 1984].

Cette espèce enregistre la composition isotopique de l'eau de fond, car elle occupe une niche écologique épibenthique, surélevée par rapport à l'interface eau-sédiment [Lutze & Thiel, 1989; Linke & Lutze, 1993]. Néanmoins, dans les zones de haute productivité de surface, une diminution du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de *Cibicides wuellerstorfi* a été mise en évidence par rapport à la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de l'eau de fond, pouvant aller jusqu'à -0.45‰ [Mackensen *et al.*, 1993; Sarnthein *et al.*, 1994; Altenbach & Sarnthein, 1989]. L'espèce *Cibicides wuellerstorfi* n'étant pas toujours présente aux profondeurs intermédiaires, d'autres espèces doivent alors être utilisées pour les études paléocéanographiques.

4.3. Etalonnage de l'espèce *Cibicides pachyderma* dans la carotte SU9228.

La carotte SU9228 de la marge Portugaise est prélevée à 997 m de profondeur, à la limite de la zone d'occurrence de *Cibicides wuellerstorfi*. Cette espèce n'est présente que dans certains niveaux de la carotte et ne peut donc fournir une courbe continue des variations isotopiques. La calibration d'autres espèces de foraminifères benthiques, vivant à des profondeurs intermédiaires, afin de pouvoir les utiliser pour les études paléocéanographiques, reste un domaine peu exploré. Seule l'espèce *Planulina ariminensis*, vivant entre 300 et 1000 m de profondeur sur la marge Portugaise et Africaine, a été étudiée dans ce but [Zahn & Sarnthein, 1987]. Un étalonnage est donc nécessaire, car il existe des écarts entre les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des différentes espèces. L'origine de ces écarts est expliquée dans le paragraphe 4.3.1.

Nous avons choisi de calibrer l'espèce *Cibicides pachyderma*² (Planche I 4 en annexe) pour l'étude de la paléocirculation des eaux intermédiaires, car cette espèce est présente dans presque tous les niveaux de la carotte SU9228. Sa morphologie biconvexe indique un mode de vie épibenthique [Morkhoven *et al.*, 1986], elle est donc susceptible d'enregistrer les variations isotopiques de l'eau de fond. L'espèce *Cibicides pachyderma* est inventoriée sur les marges continentales et en Méditerranée [Morkhoven *et al.*, 1986; Lutze & Coulbourn, 1983/84; Arnold, 1983]. Elle est caractéristique des parties moyennes et inférieures de la pente continentale. Actuellement, *Cibicides pachyderma* est présent sur la marge Portugaise entre 250 et 2000m de profondeur d'eau [Schönfeld, 1997]. Son maximum d'abondance se situe à des profondeurs correspondant à un fort gradient de densité dans la colonne d'eau, aux limites supérieures et inférieures de l'Eau Méditerranéenne. Ces environnements sont caractérisés par un flux élevé de matière organique [Schönfeld, 1997]. Les résultats de cet étalonnage seront discutés dans le paragraphe 4.3.2.

4.3.1. Origine de l'écart entre les compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone de différentes espèces de foraminifères benthiques.

La comparaison des compositions isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de différentes espèces de foraminifères benthiques, vivant dans les mêmes conditions, montrent des écarts interspécifiques. La mise en évidence de ces écarts a conduit à la définition de facteurs de fractionnement isotopique entre le test des foraminifères et la composition isotopique de l'eau de fond, caractéristiques et considérés comme constants pour chaque espèce [Belanger *et al.*, 1981; Graham & Corliss, 1981; Woodruff *et al.*, 1980; Grossman,

²*Cibicides pachyderma* également nommé *Cibicides pseudogerianus*, *Cibicides floridanus* [Morkhoven *et al.*, 1986]

1984]. La calibration de deux genres de foraminifères benthiques ubiquistes, *Cibicides* et *Uvigerina* démontre que le premier précipite à 0.07‰ près en équilibre avec la composition isotopique du carbone de l'eau de fond et qu'une correction de 0.9‰ doit être apporté au genre *Uvigerina* pour être en accord avec le $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 de l'eau de mer [Duplessy *et al.*, 1984]. Par contre, le genre *Uvigerina* semble précipiter en équilibre avec la composition isotopique de l'oxygène de l'eau de fond en tenant compte du fractionnement, lié à la température de croissance des foraminifères benthiques, et une correction de +0.64‰ doit être apporté au genre *Cibicides* [Shackleton & Opdyke, 1973].

Cependant, l'intercalibration de deux espèces *Cibicides wuellerstorfi* et *Uvigerina perigrina* dans une carotte de la marge africaine a montré que la corrélation de leurs signaux $\delta^{13}\text{C}$ n'est pas linéaire et varie selon le taux de carbone organique du sédiment. Cette corrélation non linéaire est attribuée aux différentes niches écologiques occupées par les espèces [Zahn *et al.*, 1986]. *Cibicides wuellerstorfi* fait partie du groupe d'espèces épibenthiques. Ces espèces sont caractérisées par une morphologie biconvexe ou planoconvexe qui leur donnent la stabilité et la mobilité nécessaire pour vivre à l'interface eau-sédiment (Planche I 3 en annexe) [Corliss, 1991; Corliss, 1985]. Ce groupe contient une catégorie d'espèces colonisant un environnement surélevé par rapport à cette interface. Les espèces de ce groupe vivent sur des substrats divers: lithoclastes, bioclastes, éponges, tubes de vers etc. et se nourrissent des particules en suspension dans la couche néphéloïde. *Cibicides wuellerstorfi* appartient à cette dernière catégorie. Elle a été observée dans des carottiers boîtes, attachée à des substrats variés jusqu'à 14 cm au-dessus de l'interface eau-sédiment [Linke & Lutze, 1993; Lutze & Thiel, 1989; Zahn *et al.*, 1986]. Du fait de ce mode de vie, *Cibicides wuellerstorfi* enregistre donc la composition isotopique de l'eau de fond.

Les espèces du genre *Uvigerina* (Planche I 1 et 2 en annexe) ont une morphologie allongée et comportent des ornements. Elles vivent en position endobenthique, dans les deux premières centimètres du sédiment. Leur test enregistre donc le $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2

dissous de l'eau interstitielle. Dans les premiers centimètres du sédiment, la composition du $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau interstitielle est caractérisée par un fort gradient négatif lié la décomposition de la matière organique avec une composition $\delta^{13}\text{C}$ de -20‰ [McCorkle *et al.*, 1990]. L'amplitude de ce gradient dépend de la concentration du carbone organique dans le sédiment et donc de la productivité [McCorkle *et al.*, 1990]. L'écart entre la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de l'eau de fond, enregistré par *Cibicides wuellerstorfi* et la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de l'eau interstitielle, enregistré par *Uvigerina perigrina*, dans une carotte peut donc être utilisé comme indice de productivité [Zahn *et al.*, 1986]. Toutefois le facteur de correction constant de -0.9‰ entre les compositions $\delta^{13}\text{C}$ d'*Uvigerina* et *Cibicides*, défini par Duplessy *et al.* [1984] reste toujours valable dans les zones à faible apport organique [Zahn *et al.*, 1986]. La composition $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères endobenthiques n'est pas affectée par cet effet environnemental car les gradients de $\delta^{18}\text{O}$, de salinité et de température entre l'eau de fond et l'eau interstitielle du sédiment sont insignifiant [McCorkle *et al.*, 1990]. Les écarts interspécifiques observés sont apparemment uniquement liés aux facteurs de fractionnement isotopique, caractéristiques de chaque espèce.

4.3.2. Résultats de l'étalonnage de l'espèce *Cibicides pachyderma* .

L'objectif de l'étalonnage est d'évaluer le signal isotopique de l'oxygène et du carbone enregistré par *Cibicides pachyderma* afin de pouvoir l'utiliser pour des interprétations en terme de paléocirculation. Nous avons donc comparé la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des espèces *Cibicides pachyderma*, *Cibicides wuellerstorfi* et *Uvigerina mediterranea* dans une vingtaine d'échantillons. *Cibicides wuellerstorfi* est prise pour référence, car elle enregistre la composition isotopique de l'eau de fond. L'écart entre la composition isotopique du carbone des individus de *Cibicides wuellerstorfi* et *Uvigerina mediterranea* (Planche I 2 en annexe) d'un même niveau est utilisé comme indice de productivité (voir paragraphe 4.3.1) et devrait

permettre de déceler un éventuel effet de productivité sur l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ par *Cibicides pachyderma*.

La composition isotopique de l'oxygène de différentes espèces

Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$, enregistrées par les trois espèces sont représentées dans les graphiques IV-5b, IV-6a et b. Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de *Cibicides pachyderma* et *Cibicides wuellerstorfi* ont été corrigées de +0.64‰ afin d'obtenir les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ en équilibre isotopique avec l'eau de mer [Shackleton & Opdyke, 1973]. Pour 14 des 18 points, la relation entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de *Cibicides wuellerstorfi* et *Cibicides pachyderma* est proche de la relation 1:1 ($y=0.21+0.93x$, $r=0.923$) (fig.IV-6a). Pour ces 14 points, l'écart avec la droite de régression est d'environ 0.15‰. Cette valeur est comparable avec la reproductibilité des mesures isotopiques (0.1‰) sur individus différents d'une même espèce pour un même niveau de carotte [Zahn *et al.*, 1986]. Nous pourrions donc mélanger ces deux espèces pour obtenir une courbe de $\delta^{18}\text{O}$ continue le long de la carotte SU9228 (Fig. IV-5a). Toutefois cette régression linéaire n'est pas valable pour quatre points. Nous estimons que les mesures sur ces 4 échantillons peuvent être affecté par la bioturbation qui aurait mélangé des individus d'âges différents. Ce problème est souvent rencontré au niveau des transitions isotopiques, qui correspondent à des changements rapides des conditions environnementales et au niveau des changements d'association de foraminifères benthiques quand l'abondance d'une espèce est faible [Belanger *et al.*, 1981; Zahn & Sarnthein, 1987; Berger & Heath, 1968].

Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ mesurées pour *Uvigerina mediterranea* (fig. IV-6b) coïncident avec les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur les tests de *Cibicides pachyderma* et *wuellerstorfi*, corrigées de 0.64‰ afin d'obtenir les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ en équilibre isotopique avec l'eau de mer [Shackleton & Opdyke, 1973]. Les tests d'*Uvigerina mediterranea* précipite donc sans fractionnement isotopique, en équilibre avec leur environnement. Une corrélation linéaire existe également entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ d'*Uvigerina mediterranea* et de *Cibicides pachyderma* (fig. IV-6b).

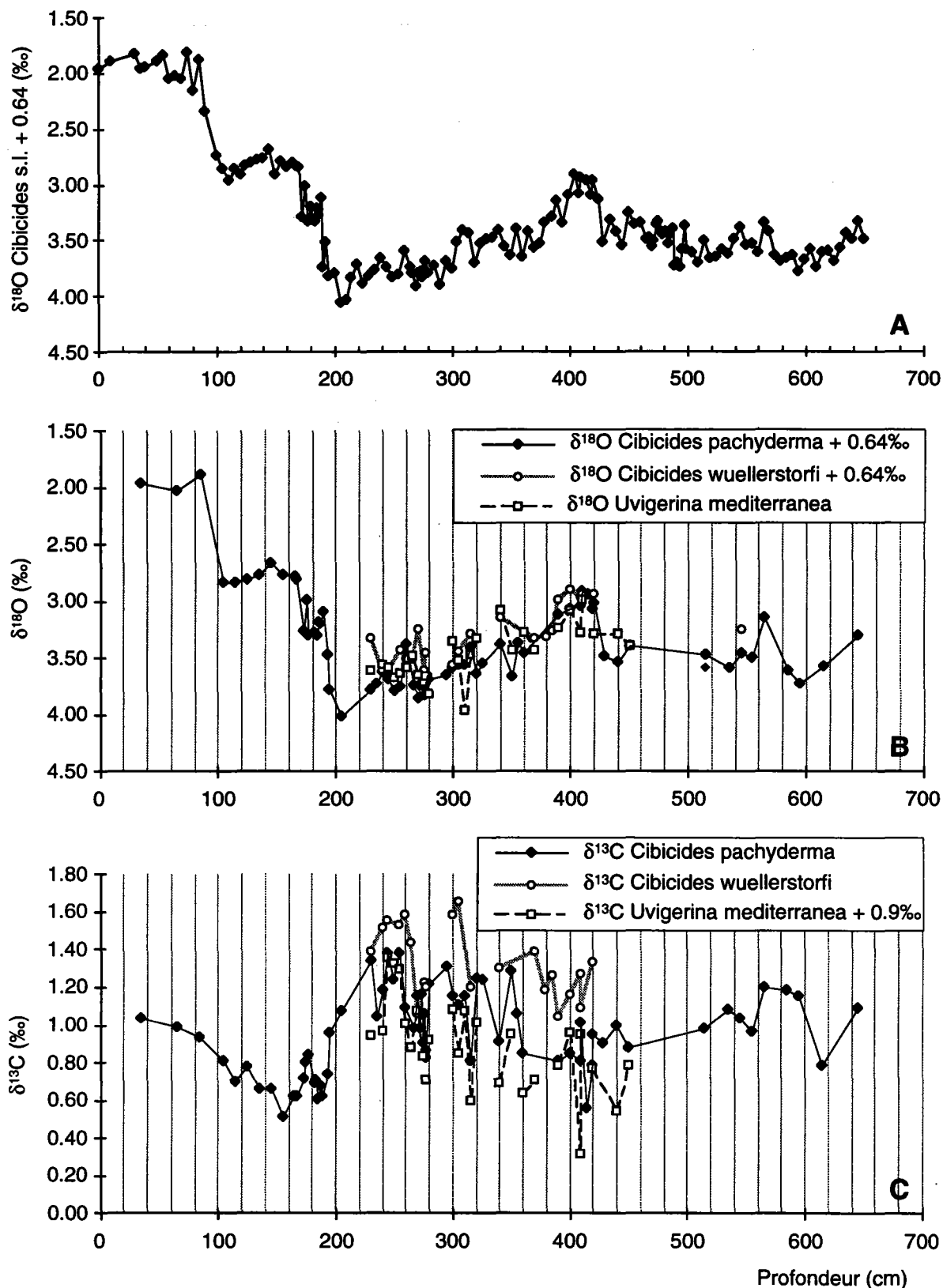


Fig IV-5: a) Courbe de la composition isotopique de l'oxygène, mesurée sur un mélange de *Cibicides wuellerstorfi* et *Cibicides pachyderma*, de la carotte SU9228. b) Résultats des mesures $\delta^{18}\text{O}$ sur différentes espèces de foraminifères benthiques pour la carotte SU9228. c) Résultats des mesures $\delta^{13}\text{C}$ sur différentes espèces de foraminifères benthiques pour la carotte SU9228

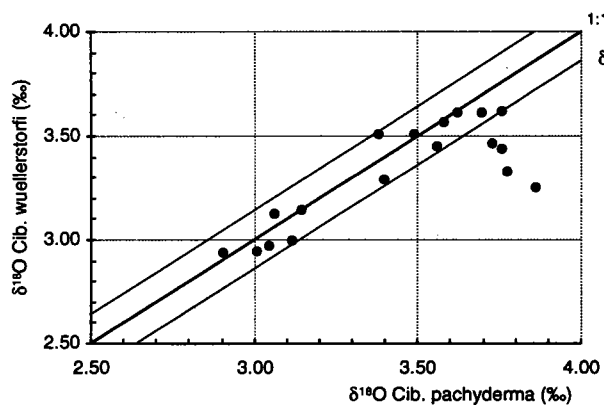


Fig IV-6a: Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$, mesurées sur *Cibicides wuellerstorfi* en fonction des valeurs mesurées sur *Cibicides pachyderma* pour des niveaux correspondant de la carotte SU9228. Toutes les valeurs sont corrigées de 0.64‰, afin d'obtenir la valeur isotopique en équilibre avec l'eau de mer.

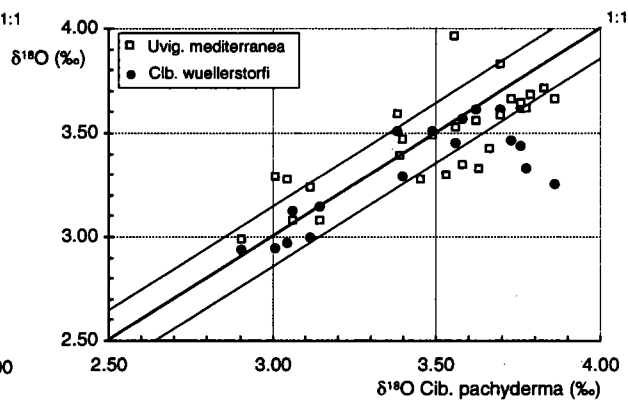


Fig IV-6b: Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$, mesurées sur *Cibicides wuellerstorfi* (corrigées de 0.64‰) et *Uvigerina mediterranea* en fonction des valeurs mesurées sur *Cibicides pachyderma* (corrigées de 0.64‰) pour des niveaux correspondant de la carotte SU9228.

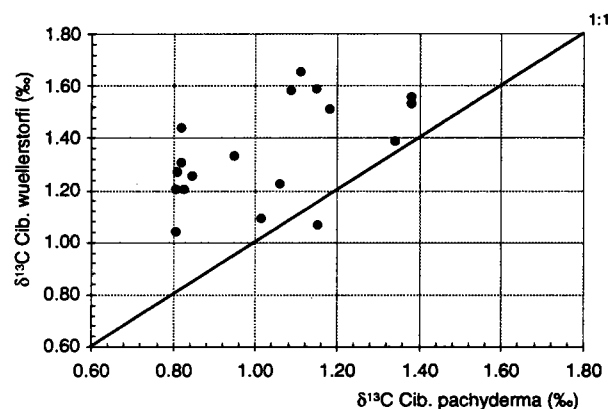


Fig IV-6c: Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$, mesurées sur *Cibicides wuellerstorfi* en fonction des valeurs mesurées sur *Cibicides pachyderma* pour des niveaux correspondant de la carotte SU9228. La corrélation linéaire des valeurs est

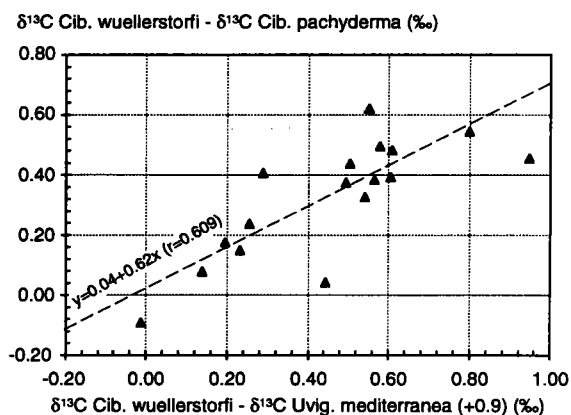


Fig IV-6d: L'écart entre les valeurs $\delta^{13}\text{C}$, mesurées sur *Cibicides wuellerstorfi* et *Cibicides pachyderma* pour des niveaux correspondant de la carotte SU9228, en fonction de l'indice de productivité.

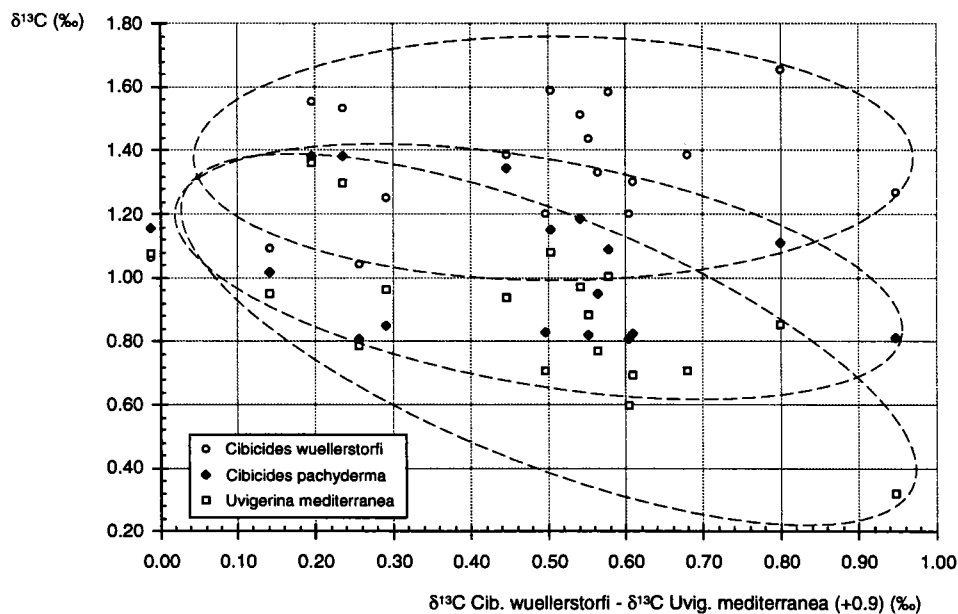


Fig. IV-6e : Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des trois différentes espèces de foraminifères benthiques en fonction de l'indice de productivité de Zahn et al. (1986). Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ d'*Uvigerina mediterranea* ont été corrigées de 0.9‰

Néanmoins la dispersion des points est plus importante, comparée avec la corrélation des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de *Cibicides wuellerstorfi* et *Cibicides pachyderma*. Cette dispersion n'est pas explicable par un gradient de $\delta^{18}\text{O}$, de température et de salinité dans l'eau interstitielle, car celui-ci est insignifiant [McCorkle *et al.*, 1990]. Nous pensons que cette dispersion peut être liée aux modes de vie différents des deux espèces et à la bioturbation. Les modes de vie des espèces *Uvigerina mediterranea* et *Cibicides pachyderma*, respectivement endobenthique et épibenthique, peuvent au moment de l'enfouissement introduire un décalage de l'ordre du cm dans la position d'individus contemporains de ces deux espèces.

La composition isotopique du carbone des différentes espèces

Les données $\delta^{13}\text{C}$ obtenues pour les trois espèces sont représentées dans les figures IV-5c, IV-6c, d et e. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ d'*Uvigerina mediterranea* ont été corrigées de + 0.9‰, un facteur de correction constant, identique à celui d'*Uvigerina perigrina* valable dans les zones de faible productivité [Zahn *et al.*, 1986][Duplessy *et al.*, 1984]. La valeur $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée par *Cibicides pachyderma* est systématiquement inférieure à la valeur $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée par *Cibicides wuellerstorfi* pour le même niveau (fig. IV-6c).

La marge Portugaise était une zone d'upwelling notamment pendant les stades isotopiques 2 et 3 [Abrantes, 1991]. Nous avons donc vérifié l'effet de la productivité de surface sur l'enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides pachyderma* en comparant ces données avec l'indice de productivité suivant: l'écart entre la composition $\delta^{13}\text{C}$ d'*Uvigerina mediterranea* (à défaut de *Uvigerina perigrina*) et *Cibicides wuellerstorfi* [Zahn *et al.*, 1986] (fig. IV-6d et e). Ces auteurs ont montré que cet écart est corrélé de façon positive avec le taux de carbone organique dans le sédiment. Nous admettons qu'*Uvigerina mediterranea*, comme *Uvigerina perigrina*, est une espèce endobenthique. Cette hypothèse est basée sur leur morphologie similaire (forme allongée et ornements) [Corliss, 1985; Corliss, 1991].

Nous avons reporté les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées par les trois différentes espèces en fonction de l'indice de productivité dans le graphique IV-6e. Le champs de dispersion de chacune des espèces est défini. Les trois champs s'intersectent au niveau de l'indice de productivité le plus faible. Cette observation indique qu'il y a peu de fractionnement isotopique entre les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides pachyderma* et *Cibicides wuellerstorfi* et que le facteur de correction de 0.9‰ est une bonne option pour corriger les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ de *Uvigerina mediterranea* en cas de faible productivité de surface.

Le champs horizontal correspondant aux valeurs $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides wuellerstorfi* indique que l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides wuellerstorfi* n'est pas affecté par la décomposition de matière organique, car cette espèce vit au-dessus de l'interface eau-sédiment et enregistre donc uniquement les variations du $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau de fond. Le champs d'*Uvigerina mediterranea* tend vers des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ basses pour un indice de productivité élevé, car l'eau interstitielle de son environnement s'enrichit en ^{12}C , quand le flux de carbone organique augmente. Le champs de *Cibicides pachyderma* occupe une position intermédiaire entre les deux autres espèces. Cette observation indique que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées par *Cibicides pachyderma* sont influencées par la productivité de surface, mais dans un moindre degré que le signal $\delta^{13}\text{C}$ d' *Uvigerina mediterranea*. Le graphique IV-6d met clairement en évidence que l'écart entre le $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides wuellerstorfi* et *Cibicides pachyderma* augmente avec une augmentation de la productivité. L'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ par l'espèce *Cibicides pachyderma* est donc affecté par un effet de productivité.

Cette observation est en accord avec l'écologie de cette espèce. Par sa morphologie biconvexe, elle est classée parmi les espèces épibenthiques vivant à l'interface eau-sédiment ou occupant un environnement surélevé, attaché à des substrats divers. *Cibicides wuellerstorfi* fait partie de la deuxième catégorie. Sa fixation sur des substrats divers a été observée à plusieurs reprises dans des carottiers boîtes [Lutze & Thiel, 1989; Linke & Lutze, 1993; Schönfeld, 1997]. En outre, l'occupation d'une niche surélevée

induit un écart important entre son abondance relative dans les microfaunes vivantes et fossiles des sédiments de surface [Lutze & Thiel, 1989]. En effet, *Cibicides wuellerstorfi* est peu représenté ou absente dans la microfaune vivante des sédiments de surface étudiés sur la marge Portugaise [Schönfeld, 1997] et sur la marge Africaine [Lutze & Coulbourn, 1983/84] par rapport à son abondance dans la population fossile.

Cibicides pachyderma a également été observée attachée à des substrats [Dobson & Haynes, 1973]. Toutefois aucun individu de *Cibicides pachyderma* occupant une niche surélevée n'a été observé dans les carottes de surface de la marge Portugaise étudié par Schönfeld. Cet auteur en avait conclu que cette espèce vit à l'interface eau-sédiment voir dans le premier centimètre du sédiment [Schönfeld, 1997]. Sa présence plus abondante dans la population vivante des sédiments de surface de la marge portugaise par rapport à *Cibicides wuellerstorfi* supporte également un mode de vie épibenthique près de l'interface eau-sédiment.

Dans une zone d'upwelling, telle que la marge Portugaise, avec un flux de matière organique saisonnier important, l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ par les espèces épibenthiques peut être affecté par la productivité. Une diminution de la composition $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides wuellerstorfi* par rapport à la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de l'eau de fond de -0.45‰ a été observée [Sarnthein *et al.*, 1988; Mackensen *et al.*, 1993]. La haute productivité saisonnière donne lieu au dépôt rapide de matière organique sur le fond [Gooday, 1988]. Lors de la décomposition de cette matière organique sur le fond, caractérisée par un $\delta^{13}\text{C}$ très négatif -20‰ , un gradient $\delta^{13}\text{C}$ négatif élevé, habituellement localisé dans l'eau interstitielle des premiers centimètres du sédiment, s'étend au-dessus de l'interface eau-sédiment et pourrait affecter le signal $\delta^{13}\text{C}$ enregistré par les espèces épibenthiques [Mackensen *et al.*, 1993].

Nos observations sont compatibles avec ces hypothèses. *Cibicides pachyderma*, vivant plus proche de l'interface eau-sédiment que *Cibicides wuellerstorfi*, enregistre des

valeurs $\delta^{13}\text{C}$ plus basses que *Cibicides wuellerstorfi* quand un gradient $\delta^{13}\text{C}$ négatif s'instaure au-dessus de l'interface lors des conditions de haute productivité. L'écart entre les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées par les deux espèces devient effectivement plus important avec l'augmentation de la productivité car le gradient $\delta^{13}\text{C}$ se renforce. La présence d'une couche de matière organique pourrait donc également affecter le $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides wuellerstorfi*, mais cette diminution sera toujours moins importante que pour *Cibicides pachyderma*. Nous n'avons pas observé de tendance à la baisse du $\delta^{13}\text{C}$ enregistré par *Cibicides wuellerstorfi* quand la productivité augmente. Nous admettons donc que le signal $\delta^{13}\text{C}$ enregistré par *Cibicides wuellerstorfi* reflète bien le signal de l'eau de fond.

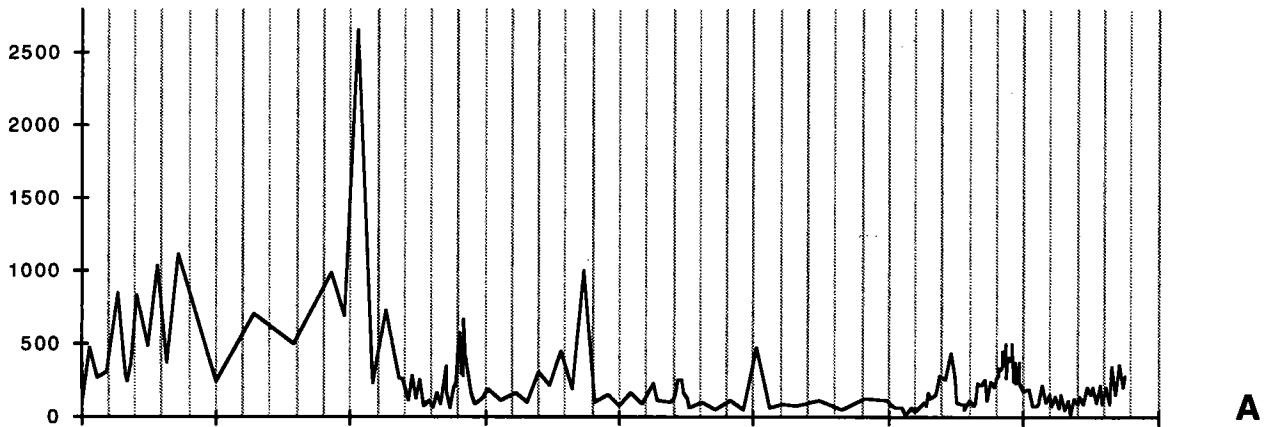
4.4. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrées par l'espèce *Cibicides pachyderma*, en relation avec un autre indice de productivité.

4.4.1. Le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques.

Nous avons évalué le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques pour la carotte SU9228, qui est un indice de paléoprodutivité, afin de mieux pouvoir interpréter les variations du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrées par *Cibicides pachyderma*, en terme de paléocirculation et de paléoprodutivité.

Parmi d'autres auteurs, van Krefeld et al. [van Krefeld *et al.*, 1996] ont montré l'existence d'une relation entre le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques dans les sédiments et la productivité dans l'Atlantique nord. Le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques dans le sédiment de la carotte SU9228 est calculé à partir du produit de l'abondance des foraminifères planctoniques (Nombre par gramme de sédiment sec), du taux de sédimentation (cm/ka) et de la densité sèche (g/cm^3) (fig. IV-7 et 8).

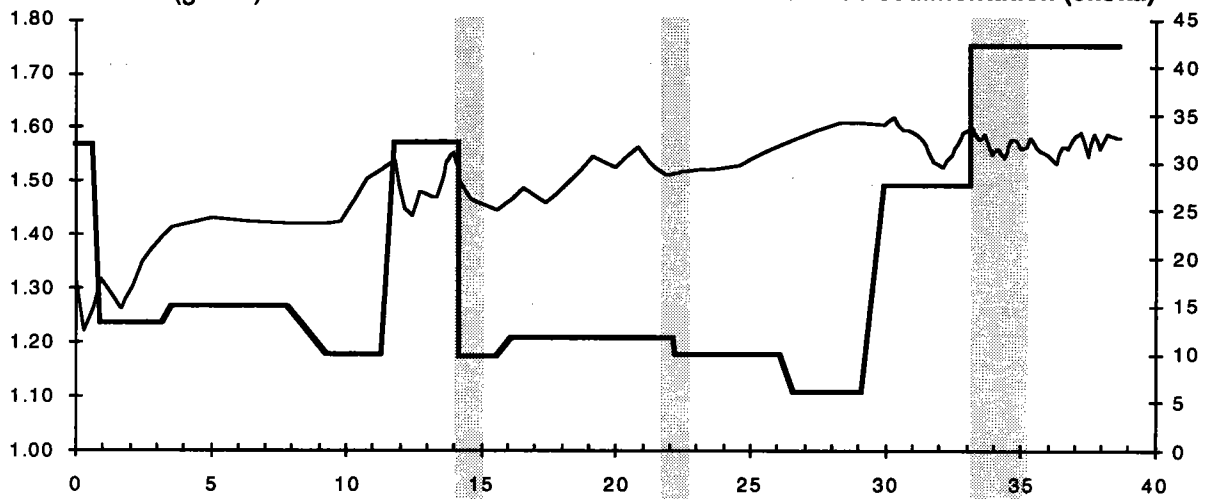
Abondance des foraminifères planctoniques en nombre par gramme de sédiment sec



A

Densité (g/cm³)

Taux de sédimentation (cm/ka)

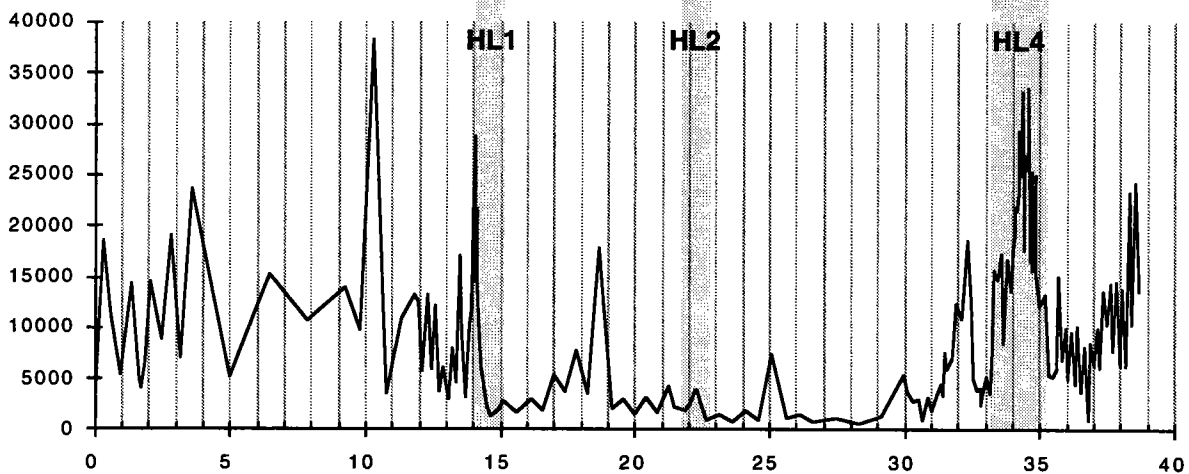


B

Age (ka)

Fig. IV-7: A) L'Abondance des foraminifères planctoniques en nombre par gramme de sédiment sec et B) la densité et le taux de sédimentation (en gras) de la carotte SU9228 en fonction de l'âge.

Taux d'accumulation des foraminifères (Nombre·cm⁻²·ka⁻¹)



Age (ka)

Fig. IV-8: Le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques (N*T*D avec N Abondance des foraminifères, T taux de sédimentation et D densité) dans la carotte SU9228 en fonction de l'âge, indice de la productivité de surface. Les événements de Heinrich sont indiqués par les bandes grisées.

Toutefois, le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques n'est pas le meilleur indice de la productivité sur les marges, car il peut avoir été affecté par les courants de fond [Boulloire *et al.*, 1996].

Résultats

Nous notons deux périodes caractérisées par un taux d'accumulation des foraminifères planctoniques relativement élevé, de 30 à 40 ka et de 0 à 15 ka (la dernière déglaciation et l'Holocène). Entre 15 et 30 ka, le taux d'accumulation est relativement faible (fig. IV-8). Cette courbe est également caractérisée par quelques événements de forte accumulation de foraminifères: vers 10 ka, 14 ka, 18 ka, 32 ka et 34.5 ka. Deux de ces événements correspondent exactement aux événements de Heinrich 1 et 4, respectivement à 14 ka et 34.5 ka (fig. IV-8). L'événement de Heinrich 2 n'est pas associé à une hausse du taux d'accumulation des foraminifères planctoniques.

Discussion

Nous observons une diminution de la productivité à la fin du stade 3 et une augmentation au début de la dernière déglaciation (fig. IV-8). Une estimation de la productivité à partir de l'abondance des diatomées et du taux de carbone organique [Abrantes, 1991], montre plutôt une augmentation progressive de la productivité pendant à la fin du stade isotopique 3 avec un maximum pendant le stade isotopique 2. La carotte SU9228 est située plus près de la côte que les carottes étudiées par Abrantes [1991]. Le déplacement de la zone d'upwelling vers le large, lors de la baisse du niveau marin pendant le stade isotopique 2 [Abrantes, 1991] peut être à l'origine des différences entre les deux résultats. La carotte SU9228 se trouverait en dehors de la zone d'upwelling lors de la période à bas niveau marin qui démarre vers 30 ka et s'arrête au début de la déglaciation.

Productivité de surface pendant les événements de Heinrich.

Une hausse de la productivité de surface pendant les événements de Heinrich a déjà été répertorié sur la marge Portugaise [Lebreiro *et al.*, 1997; Cayre, 1997] et dans le gyre subtropical [Kiefer *et al.*, 1995]. Dans la bande de délestage, les événements de Heinrich serait plutôt associés à une diminution de la productivité [Auffret *et al.*, 1996], alors qu'ils sont également associés à une augmentation de la productivité dans les hautes latitudes [Elliot *et al.*, soumis].

Néanmoins pour la marge Portugaise, des résultats contradictoires résultent de l'analyse de l'abondance relative de *Florisphaera profunda* dans l'association des coccolithes [Bouloire *et al.*, 1996]. Les maxima d'abondance de *F. profunda* associé aux événements de Heinrich sont interprétés comme des arrêts de l'upwelling côtier sur la marge Portugaise. Contrairement à tous les autres espèces de coccolithes qui se développe dans la zone euphotique supérieure, *F. profunda* vit dans la zone euphotique inférieure. Son abondance relative est un indice de la stratification de la colonne d'eau. La stratification de la colonne d'eau empêche les nutriments d'atteindre la zone euphotique supérieure. L'abondance des espèces de coccolithes vivant dans cette dernière zone serait donc moins importante par rapport à l'abondance de *F. profunda*. Ces résultats en première vue contradictoires, peuvent être couplés sous des conditions de surface très particulières, lors des événements de Heinrich. Le processus d'upwelling côtier a pu s'interrompre du fait de la stratification de la colonne d'eau lors de l'arrivée de l'eau de fonte. La coexistence d'espèces de foraminifères planctoniques et de coccolithes tempérées et froides, donnent des indications sur la présence d'une thermocline inversée avec des eaux très peu salées et froides en surface et des eaux plus chaudes et salées en profondeurs. Ce milieu stratifié n'a pas empêché le développement des espèces de foraminifères planctoniques. Au contraire, il a pu favoriser le développement d'un maximum de chlorophylle dans la zone euphotique inférieure, un milieu favorable pour un grand nombre d'espèces de foraminifères planctoniques [Fairbanks & Wiebe, 1980].

Taux d'accumulation des foraminifères (Nombre·cm⁻²·ka⁻¹)

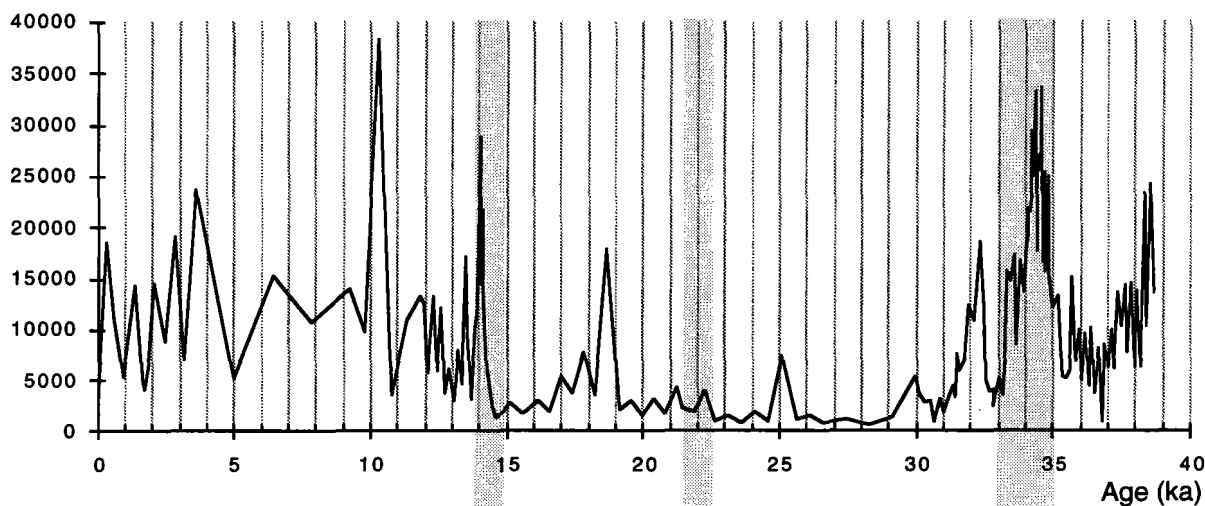


Fig. IV-9: Le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques ($N \cdot T \cdot D$ avec N Abondance des foraminifères, T taux de sédimentation et D densité) dans la carotte SU9228 en fonction de l'âge, indice de la productivité de surface.

$\delta^{13}\text{C}$ Cibicides pachyderma (‰)

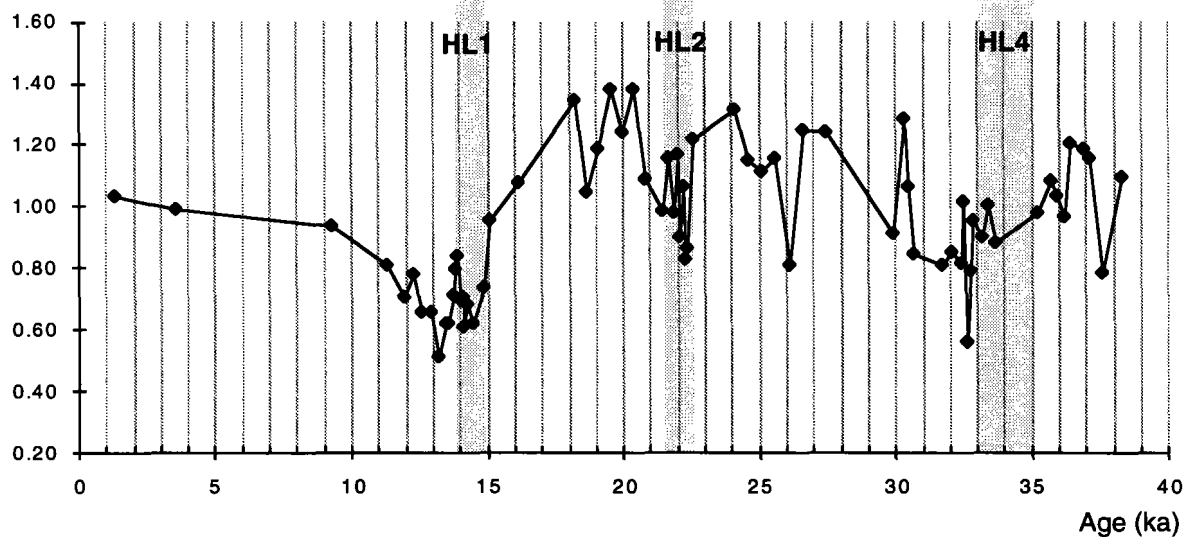


Fig. IV-10 : La courbe des variations du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques, enregistrées par l'espèce *Cibicides pachyderma* dans la carotte SU9228 en fonction de l'âge. Les événements de Heinrich sont indiqués par les bandes en grisé. .

4.4.2. La comparaison du signal $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides pachyderma* avec le taux d'accumulation des foraminifères planctoniques .

Les variations du taux d'accumulation des foraminifères planctoniques correspondent relativement bien aux variations du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrées par *Cibicides pachyderma* (fig. IV-9 et 10). La période entre 15 et 30 ka, correspondant aux taux d'accumulation de foraminifères planctoniques les plus faibles (probablement lié à un arrêt de l'upwelling côtier coïncide avec une augmentation dans la tendance générale des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques. Les périodes à productivité élevée coïncident avec des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ plus basses. La déglaciation est caractérisée par des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ d'environ 0.7‰, l'Holocène et la période entre 30 et 40 ka par des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ d'en moyenne 1‰. Cette comparaison conforte la relation entre la productivité de surface et le $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides pachyderma*, établie dans le paragraphe 4.3. Néanmoins, le signal $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides pachyderma* comporte différentes informations, non seulement les changements de la productivité, mais également les changements propres aux eaux intermédiaires. Une interprétation de cet enregistrement en terme de paléocirculation est donnée dans le chapitre V.

4.5. Conclusion.

Le $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques nous informe sur la ventilation des masses d'eau et sur la distribution des masses d'eau dans le passé. L'espèce *Cibicides wuellerstorfi* est la mieux adaptée pour les études de la paléocirculation des eaux intermédiaires et profondes. Son mode de vie épibenthique, surélevé par rapport à la surface, lui permet d'enregistrer le signal $\delta^{13}\text{C}$ de l'eau de fond. *Cibicides wuellerstorfi* n'est pas présent tout au long de la carotte SU9228 prélevée vers 1000 m de profondeur sur la marge Portugaise. Pour cette raison nous avons choisi d'étalonner une autre espèce épibenthique, *Cibicides pachyderma*. La comparaison de l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des trois espèces *Cibicides wuellerstorfi*, *Cibicides pachyderma* et *Uvigerina mediterranea*,

étudiées lors de cet étalonnage permet de conclure qu'une combinaison des espèces *Cibicides pachyderma* et *Cibicides wuellerstorfi* est fiable pour construire une courbe continue de la composition isotopique de l'oxygène des foraminifères benthiques le long de la carotte SU9228.

L'étalonnage de l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ l'espèce *Cibicides pachyderma* par rapport aux espèces *Uvigerina mediterranea* et *Cibicides wuellerstorfi*, indique que cet enregistrement est influencé par la productivité de surface. Lors du dépôt rapide de la matière organique sur le fond au cours des périodes d'upwelling, un fort gradient $\delta^{13}\text{C}$ négatif s'installe au-dessus de l'interface eau-sédiment et influence l'environnement épibenthique, habité par *Cibicides pachyderma*. *Cibicides wuellerstorfi* vivant au-dessus de l'interface, reflète mieux les variations de la circulation des eaux intermédiaires. La concordance des variations du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrées par *C. pachyderma* dans la carotte SU9228 et les variations du taux d'accumulation des foraminifères planctoniques, indice de la productivité, confirment ces résultats. Néanmoins, les variations du $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides pachyderma* sont également fonction de la paléocirculation des eaux intermédiaires sur la marge Portugaise.

Chapitre V: La variabilité de la circulation des eaux intermédiaires, réponse aux variations lentes et rapides du climat.

5.1. Introduction.

Contexte

La circulation océanique est un acteur principal dans l'évolution du climat, car elle intervient dans le transfert de chaleur, du sel et du carbone. La circulation thermohaline est induite par la distribution de densité des eaux de surface (fonction de la salinité et de la température). Pendant l'hiver, les eaux de surface des régions subpolaires et polaires augmentent de densité à cause du refroidissement et/ou de la formation de la glace de mer en hiver. Elles plongent jusqu'à leur profondeur d'équilibre pour former les masses d'eau intermédiaires et profondes (voir description annexe) (fig. V-1). Au cours de leur trajet, les caractéristiques des masses d'eau intermédiaires et profondes sont modifiées par mélange avec les eaux environnantes. Leur remontée vers les eaux de surface dans la région Antarctique circumpolaire dans les eaux de la thermocline dans le Pacifique équatorial, et leur retour vers les régions subpolaires et polaires par la circulation des eaux de surface boucle la cellule convective au niveau global [Toggweiler, 1994; Gordon, 1986] (fig. V-2).

Aujourd'hui, les sources principales de cette boucle thermohaline se trouvent en Mer de Norvège et en Mer du Labrador. Le Gulf Stream et le Courant Nord-Atlantique y amènent des eaux de surface chaudes et salées, provenant des régions subtropicales et tropicales. Ceci correspond à un transfert de chaleur d'environ 10^{15} Watt (presque autant que par l'atmosphère) des basses latitudes vers les hautes latitudes. Au cours de ce déplacement, les eaux de surface se refroidissent et plongent en Mer de Norvège et en Mer du Labrador pour former les principales composantes de la NADW (Eau Profonde Nord-Atlantique), qui transporte de la chaleur vers tous les bassins océaniques.

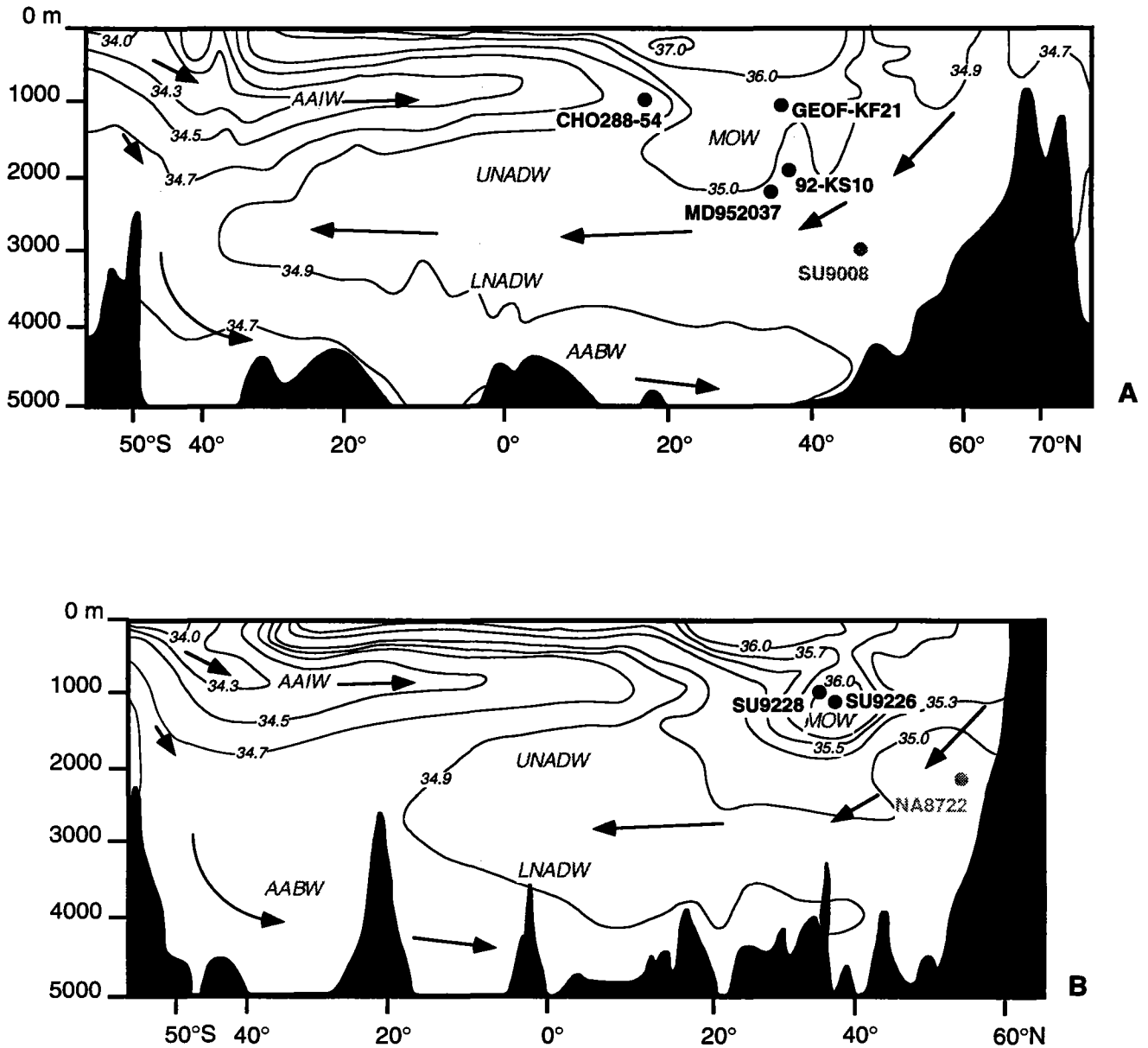


Fig. V-1: A) un transect N-S de la salinité (‰) à travers le bassin Est de l'océan Atlantique (dessin de Tchernia, 1978) B) un transect N-S de la salinité (‰) à travers le bassin Ouest de l'océan Atlantique (dessin de Pickard et Emery, 1982). Les carottes étudiées (noir) et les carottes de référence des eaux profondes (gris) sont reportées sur les profils. AAIW = Eau Antarctique Intermédiaire, MOW = Eau Méditerranéenne, UNADW = Eau Profonde Nord-Atlantique Supérieure, LNADW = Eau Profonde Nord-Atlantique Inférieure, AABW = Eau de Fond Antarctique.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre III, les variations climatiques induisent des variations dans les conditions de surface de l'océan (voir chapitre IV) et en conséquence dans la circulation thermohaline [Boyle & Keigwin, 1982; Oppo & Fairbanks, 1990; Vidal, 1996]. Réciproquement, la circulation thermohaline est un facteur rétroactif très important du système climatique. La circulation thermohaline peut elle-même modifier le climat en jouant le rôle de régulateur ou amplificateur des variations climatiques.

Dans les années 80, des données paléocéanographiques ont mis en évidence une réduction de la formation de la NADW pendant les phases d'extensions des calottes glaciaires, initiées par les changements de l'insolation dans l'Atlantique Nord [Boyle & Keigwin, 1982; Keigwin & Boyle, 1985; Boyle & Keigwin, 1985/1986]. Pour modéliser les variations glaciaires-interglaciaires, une représentation simple de la circulation thermohaline selon deux modes de convection avait été proposée [Broecker *et al.*, 1990a]. Le mode actuel (ON) correspond à une boucle thermohaline active, alors qu'en mode glaciaire (mode OFF) la formation des eaux profondes dans l'Atlantique Nord est réduite.

Les variations rapides du climat des hautes latitudes de l'Atlantique Nord (cycles de Dansgaard-Oeschger) lors de la dernière période glaciaire semblent également reliées à des variations de l'activité de la boucle thermohaline [Keigwin & Jones, 1994; Curry & Oppo, 1997; Rasmussen *et al.*, 1996b]. Elles constituent effectivement le seul mécanisme capable d'expliquer des réchauffements si brutaux. Les données paléocéanographiques montrent que les événements de Heinrich sont associés à une réduction de l'activité thermohaline dans l'Atlantique Nord [Vidal, 1996; Sarnthein *et al.*, 1994; Oppo & Lehman, 1995]. Cette réduction est due à la faible densité des eaux de surface de l'Atlantique Nord [Labeyrie *et al.*, 1995; Maslin & Shackleton, 1995], liée à l'apport d'eau douce par la fonte des icebergs lors des instabilités des calottes de glace.

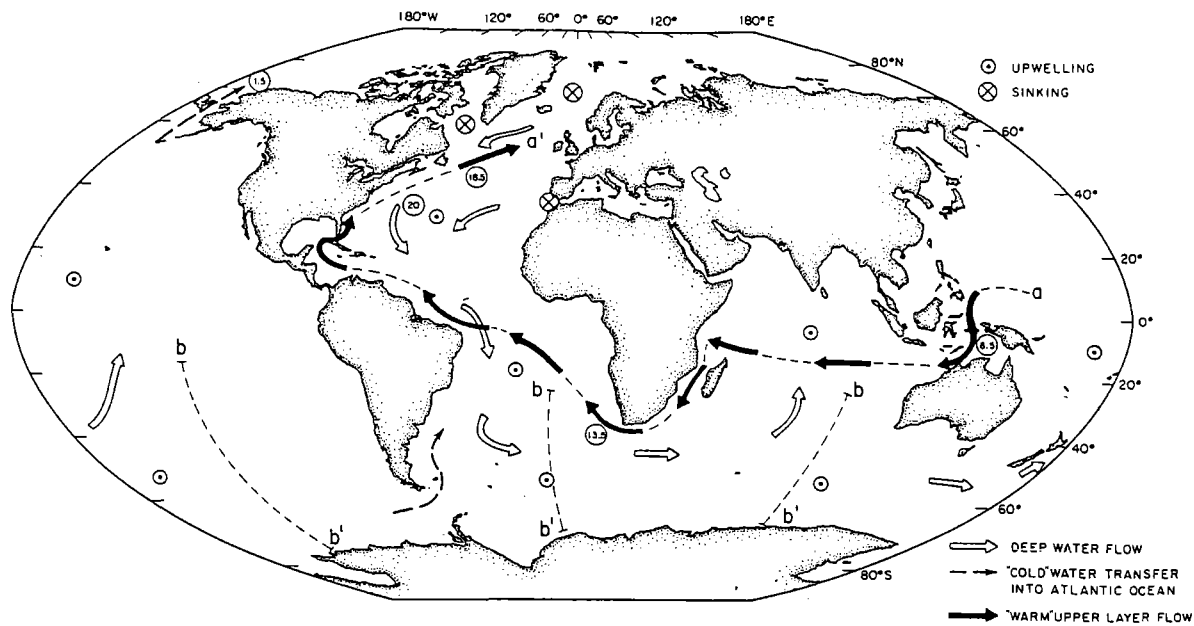


Fig. V-2: Le trajet de la circulation océanique d'après Gordon (1986).

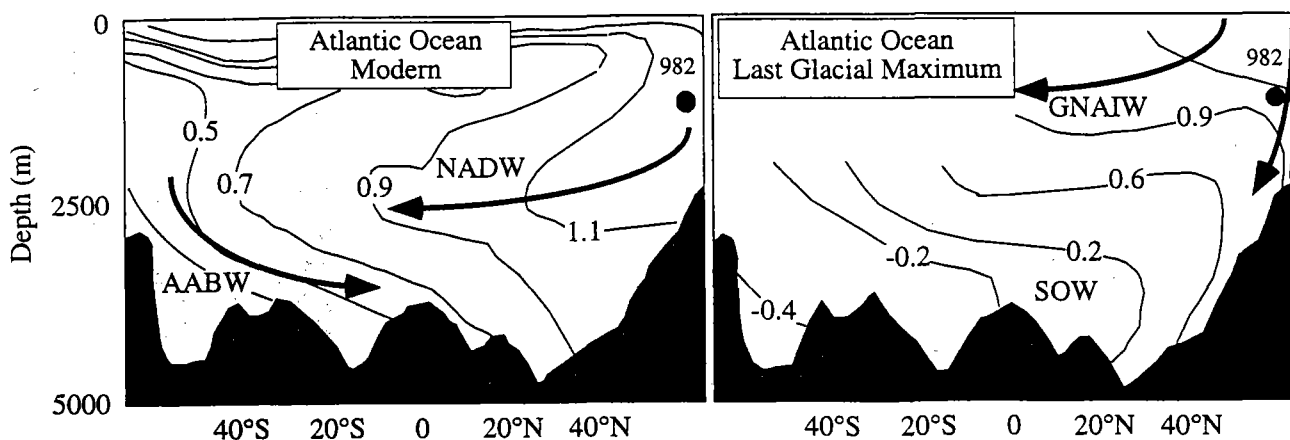


Fig. V-3: Distribution des masses d'eau dans l'Atlantique Nord lors du Dernier Maximum Glaciaire par rapport à la distribution actuelle, basée sur la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des masses d'eau (Duplessy et al., 1988; Labeyrie et al., 1992). GNAIW = Eau Intermédiaire Nord-Atlantique Glaciaire, SOW = eau profonde provenant de l'Atlantique sud.

Les réponses du système climatique à un apport d'eau de fonte dans l'Atlantique Nord, ont pu être reproduites dans des modèles avec un fonctionnement bimodal de la circulation thermohaline [Paillard & Labeyrie, 1994; Manabe & Stouffer, 1995]. Cependant de plus en plus de résultats paléocéanographiques et des modélisations [Rahmstorf, 1994; Rahmstorf, 1995], suggèrent que de nombreux modes de convection stables doivent maintenant être envisagés au lieu d'un simple fonctionnement bimodal. Les schémas à envisager sont maintenant plus complexe avec des modes intermédiaires correspondant au déplacement des sites de convection et à des changements des caractéristiques de la circulation des eaux intermédiaires et profondes.

Par exemple, le schéma glaciaire est caractérisé par la présence d'une masse d'eau intermédiaire ventilée (GNAIW = Eau Intermédiaire Nord-Atlantique Glaciaire) entre 1000 et 2500 m de profondeur et l'invasion du bassin profond atlantique par une masse d'eau peu ventilée provenant du sud (équivalent de l'Eau Antarctique de Fond (AABW)) (fig. V-3) [Duplessy *et al.*, 1988; Sarnthein *et al.*, 1994; Oppo & Lehman, 1993; Zahn, 1997]. Bien que différentes sources ont été évoquées pour cette eau intermédiaire, comme par exemple le MOW (Eau Méditerranéenne) [Oppo & Fairbanks, 1987; Zahn & Sarnthein, 1987], l'AAIW (Eau Antarctique Intermédiaire) [Lynch-Stieglitz *et al.*, 1994] et les eaux de la thermocline [Slowley & Curry, 1992; Slowley & Curry, 1995], plusieurs auteurs ont adoptés l'hypothèse d'une réduction de la profondeur de convection avec formation d'eaux intermédiaires dans l'Atlantique central [Boyle & Keigwin, 1987; Duplessy *et al.*, 1988; Labeyrie *et al.*, 1992; Sarnthein *et al.*, 1994]. Le schéma de la circulation thermohaline du stade isotopique 3, interstadial de la dernière période glaciaire, impliquerait une ventilation des eaux profondes, mais réduite par rapport à la période actuelle, avec un déplacement de la zone de convection dans le bassin ouest [Vidal, 1996].

Objectifs.

Dans ce travail, la variabilité de la circulation thermohaline est étudiée en relation avec les variations lentes (de l'ordre de 10 à 100 ka) et rapides (de l'ordre de 0.1 à 1 ka) du climat. Nous nous sommes concentrés sur les eaux intermédiaires (c'est à dire la tranche d'eau comprise entre 1000 et 2500 m), car elles sont moins bien connues que les eaux profondes, qui ont déjà été l'objet de nombreuses études (citées dans le paragraphe 5.1, contexte). L'étude de la paléocirculation des masses d'eau est effectuée à partir des analyses de la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des foraminifères benthiques de différentes carottes.

Les carottes étudiées ont été choisies en fonction de l'hydrologie moderne du bassin Nord-Atlantique (Fig. I-1, Fig. V-1, Tabl. I-1). Les carottes MD952037 et SHOM92-KS10, prélevées vers 2000 m de profondeur près du plateau des Açores, se situent actuellement sur le trajet de la UNADW (Eau Profonde Nord-Atlantique supérieure) (fig. V-1). Les carottes SU9228 et SU9226, prélevées vers 1000 m sur la Marge Portugaise, ont du enregistrer les changements dans le déversement du MOW dans l'Atlantique Nord (fig. V-1). Les données de la carotte CHO288-54 de la Mer des Caraïbes, analysée par G. Haddad (LSCE, Gif-sur-Yvette), ont été intégrées à cette étude. Cette carotte, prélevée vers 1000 m de profondeur, se trouve à la limite des eaux de la thermocline et la UNADW. Cette carotte a également du enregistrer la variabilité de l'AAIW dans l'Atlantique Nord [Haddad, 1994; Haddad & Droxler, 1996] (fig. V-1). Deux carottes de référence seront utilisées au cours de ce travail: la SU9008 (43°N, 30°W, 3080 m) pour la variabilité de la LNADW (Eau profonde Nord-Atlantique Inférieure) et la NA8722 (55°N, 15°W, 2160 m) pour la variabilité de la UNADW dans les hautes latitudes de l'Atlantique nord-est [Vidal, 1996; Vidal *et al.*, 1997a].

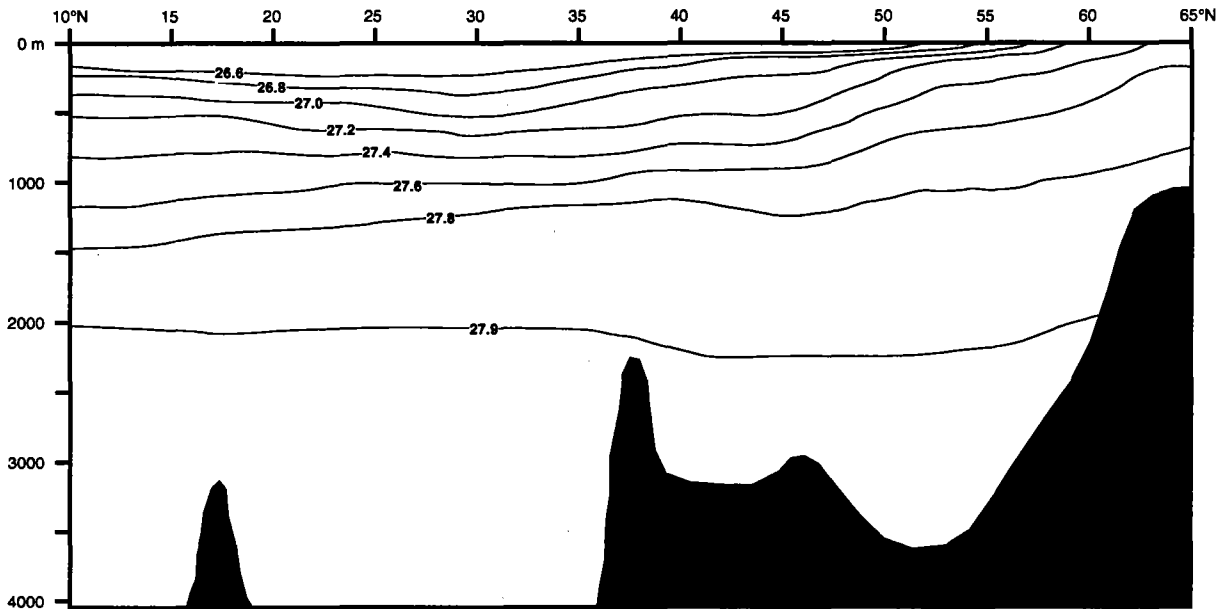


Fig. V- 4: Profil N-S de la densité des eaux de l'Atlantique nordest (25°W), calculée à partir des données de température et de salinité de Levitus et Boyer (1994) avec la formule de Cox et al. (1970). $\sigma_0 = 0.0800969062 + 0.0588194023*(T) + 0.797018644*(S) - 0.00811465413*(T)^2 - 0.00325310441*(T)*(S) + 0.000131710842*(S)^2 + 0.0000476600414*(T)^3 + 0.0000389187483*S*(T)^2 + 0.0000028797153*(S)^2*(T) - 0.0000000611831499*(S)^3$.

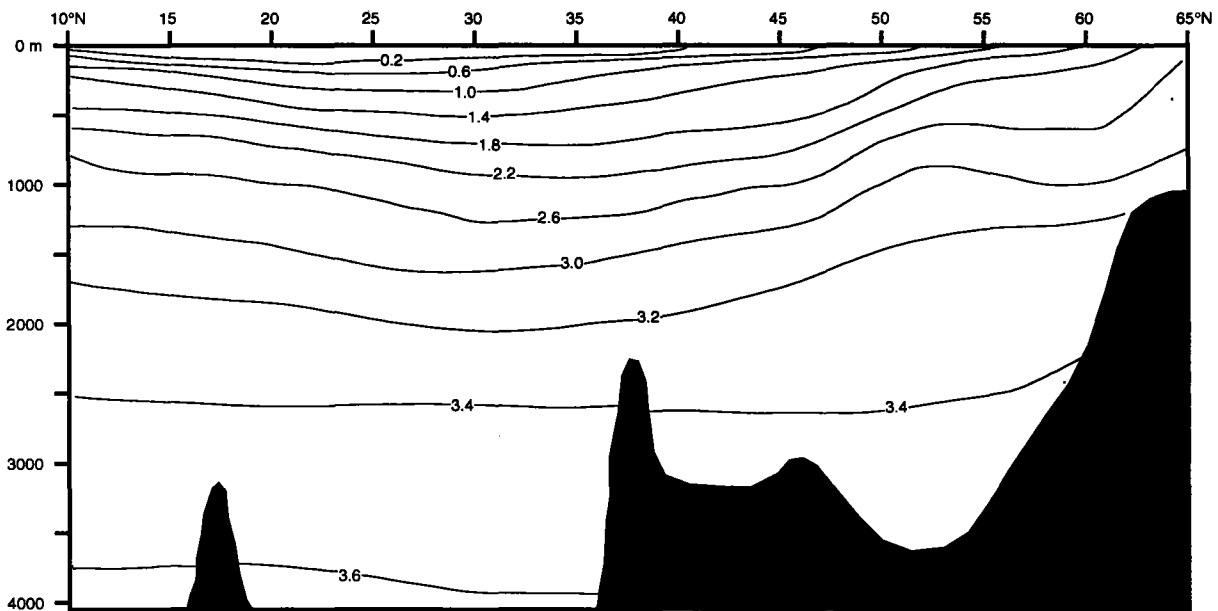


Fig. V- 5: Profil N-S de la composition $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques de l'Atlantique nordest (25°W), calculée à partir des données de température et de salinité de Levitus et Boyer (1994) avec l'équation des paléotempératures (Epstein et al., 1953; Shackleton, 1974) ($T = f(\delta^{18}O_{\text{eau de mer}}, \delta^{18}O_{\text{foraminifères}})$) et la relation entre le $\delta^{18}O$ et la salinité de l'eau de mer des données GEOSECS (Östlund et al., 1987), dans Labeyrie et al. (1992). $\delta^{18}O_{\text{foraminifères}} = -((T+31.172)/0.1)^{1/2} + 21.65 + 0.24 + (0.52*(S-34.9))$.

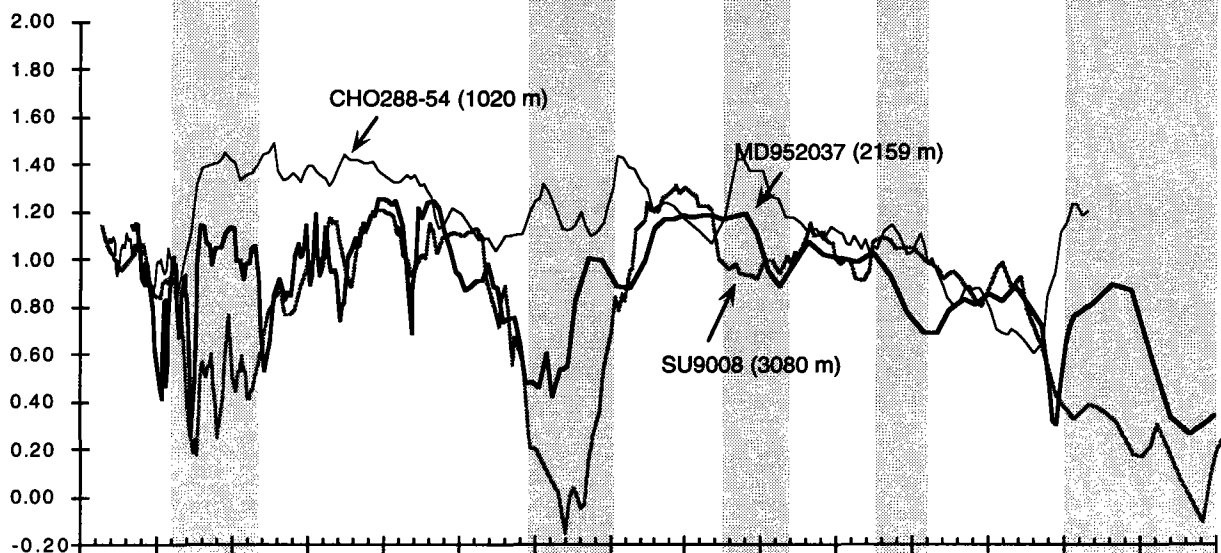
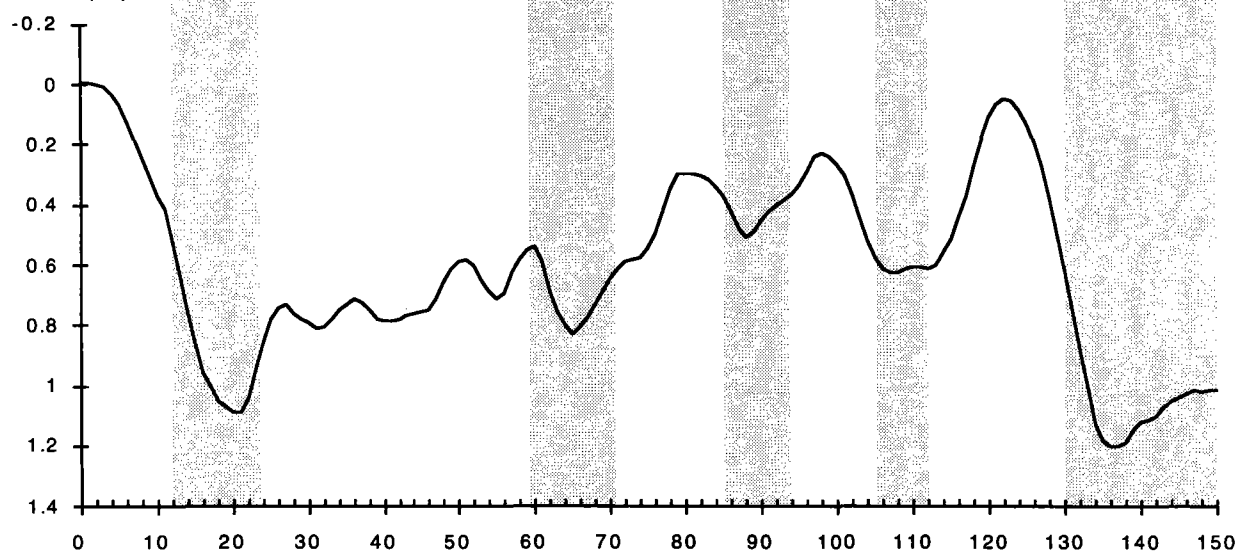
La distribution actuelle de la composition $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques dans l'Atlantique Nord.

Le profil N-S de la composition $\delta^{18}\text{O}$ calculée des foraminifères benthiques dans l'Atlantique nord-est [Labeyrie *et al.*, 1992], reflète la distribution de la densité des masses d'eau, car ces deux paramètres représentent en premier lieu la distribution de la température (fig. V-4 et 5). Les écarts observés entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ calculées et les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur les foraminifères benthiques au sommet des carottes sont probablement dus à un échantillonnage défectueux des sédiments récents lors du carottage (tabl. V-1 et fig. V-11a en annexe). Soit les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sont de quelques dixièmes de ‰ trop élevées et nous supposons que les valeurs holocènes ne sont pas atteintes dans la carotte, soit les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sont de quelques dixièmes de ‰ trop légères, nous supposons alors qu'elles reflètent les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de l'optimum holocène un peu plus basses que les valeurs actuelles.

La composition $\delta^{13}\text{C}$, mesurée sur les foraminifères benthiques au sommet des carottes, reflète la distribution actuelle du $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous (GEOSECS), mesurée dans l'eau de mer (fig. IV-4b, fig. V-10a en annexe) [Kroopnick, 1980]. Seules les carottes des eaux intermédiaires ont enregistré des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ plus élevées. Les carottes analysées proviennent essentiellement de l'Atlantique nord-est et central, alors que le profil GEOSECS est mesuré dans le bassin ouest. Les eaux intermédiaires dans le bassin est sont mieux ventilées à cause de la présence du MOW ($\delta^{13}\text{C}$ 1.3‰) (Eau Méditerranéenne) et l'absence de l'AAIW ($\delta^{13}\text{C}$ 0.5 ‰) (paragraphe 4.2.2).

Stades isotopiques

1	2	3	4	5 a	5 b	5 c	5 d	5 e	6
---	---	---	---	-----	-----	-----	-----	-----	---

 $\delta^{13}\text{C}$ Cibicides wuellerstorfi (‰) $\delta^{18}\text{O}$ (‰)

Age (ka)

Fig. V-6: A) Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques, en fonction de l'âge pour les carottes CHO288-54 (trait noir fin), MD952037 (trait noir épais), SU9008 (trait grisé). Une moyenne glissante sur trois points a été appliqué sur les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des trois carottes. B) Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'océan correspondant aux changements du volume de glace (Labeyrie et al., 1987).

5.2. Variabilité des eaux intermédiaires en réponse aux variations lentes du climat.

5.2.1. Evolution des eaux intermédiaires et profondes à différentes profondeurs dans l'Atlantique Nord au cours du dernier cycle climatique.

Nous comparons les enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques de trois carottes: CHO288-54 (1020 m), MD952037 (2159 m) et SU9008 (3080 m) (fig. V-6). Une moyenne glissante sur trois points a été appliquée sur les courbes du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques de ces carottes pour mieux identifier les tendances générales. Pendant les stades isotopiques chauds (1, début du 3 et 5), les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées dans les trois carottes sont similaires et élevées de 0.9 à 1.2‰ (fig. V-6). Ces enregistrements mettent en évidence la présence dans l'Atlantique Nord d'une masse d'eau bien ventilée, équivalente à la NADW actuelle, aux profondeurs de 1000 à 3000 m. Cependant les diminutions du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques, observées dans la carotte CHO288-54 lors du stade isotopique 1, le début du 3 et le 5e, pourront être liées à la présence de l'AAIW dans les Caraïbes [Haddad, 1994; Haddad & Droxler, 1996]. A 20° de latitude dans l'Atlantique Nord, l'AAIW porte actuellement une signature $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de 0.5‰ [Kroopnick, 1980] (Fig. IV-4b).

Pendant les stades isotopiques froids (2, 4 et 6), une baisse significative du $\delta^{13}\text{C}$ est observée pour les eaux profondes (3000 m). Mise à part quelques incursions du signal $\delta^{13}\text{C}$ dans la carotte MD952037 (par exemple pendant le stade 4), les eaux intermédiaires vers 2000 m de profondeur restent relativement bien ventilées ($\delta^{13}\text{C} \pm 1\text{‰}$) au cours des périodes froides. Dans la carotte CHO288-54, la composition $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques lors des phases d'extension des calottes glaciaires est égale ou supérieure à celle de la période actuelle. Elle augmente pendant les stades 5d, 5b et au milieu du stade 3 pour atteindre des valeurs de 1.4‰ lors de la fin du stade isotopique 3 et le stade isotopique 2 (fig. V-6).

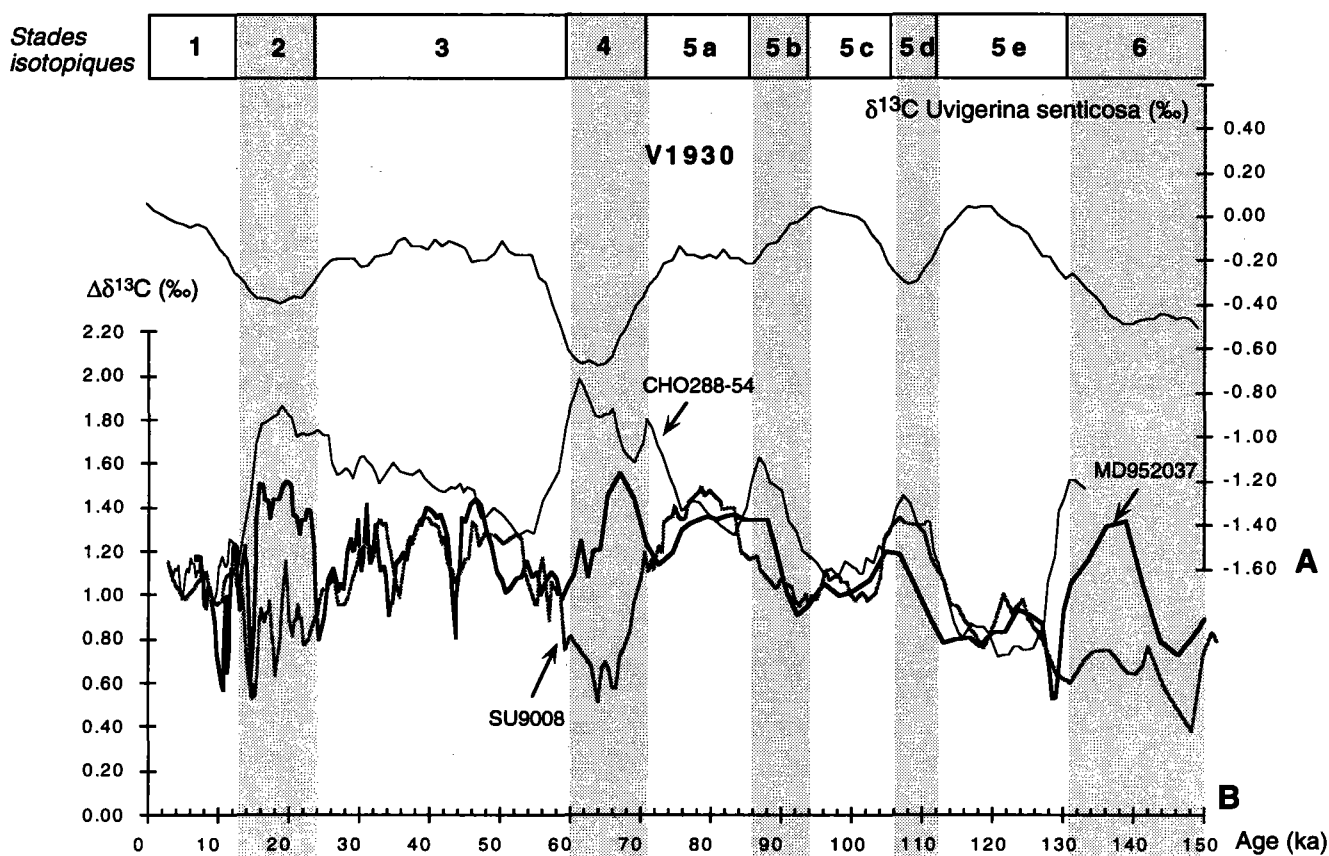


Fig. V-7: A) L'enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques (*Uvigerina senticososa*) de la carotte V1930 du Pacifique est. Cet enregistrement représente les variations globales du $\delta^{13}\text{C}$ au cours du temps. Une moyenne glissante a été appliquée sur 5 valeurs. B) Les variations du $\Delta\delta^{13}\text{C}$ des carottes CHO28854 (trait noir fin), MD952037 (trait noir épais) et SU9008 (trait grisé). Le $\Delta\delta^{13}\text{C}$ est le produit de la soustraction des variations globales des enregistrements $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques. Une moyenne glissante sur trois points a été appliquée sur les trois courbes de $\Delta\delta^{13}\text{C}$

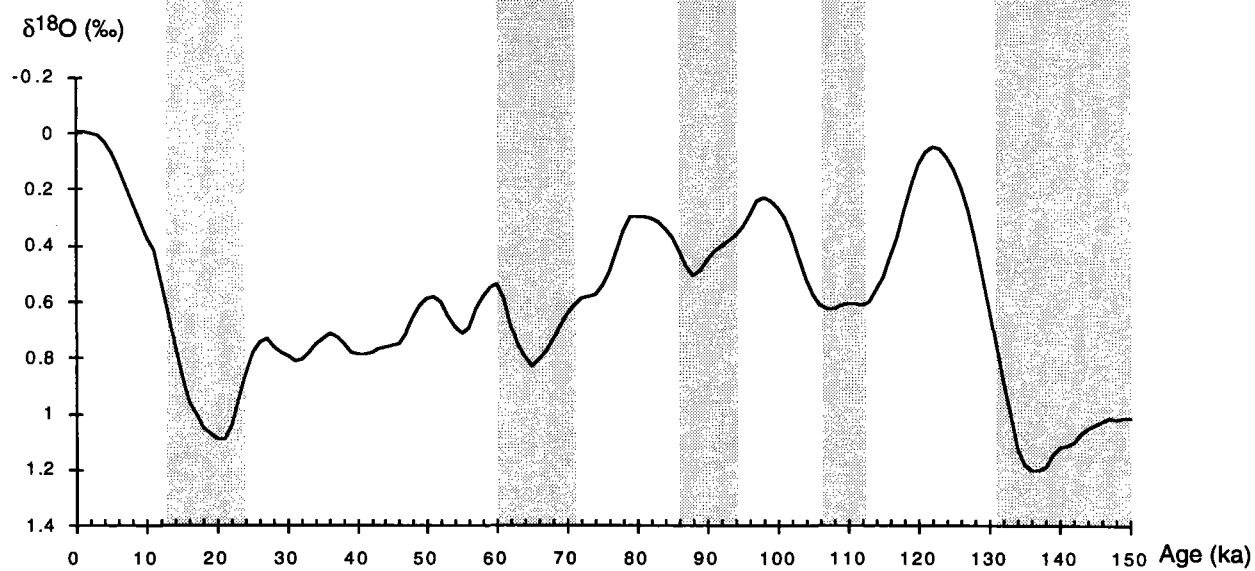


Fig. V-8: Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'océan correspondant aux changements du volume de glace (Labeyrie et al., 1987).

Afin de mieux pouvoir interpréter les variations du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques en terme de ventilation des masses d'eau, nous en avons soustrait les variations de la composition moyenne de l'océan au cours du temps. Ces variations sont dues aux changements de la distribution du carbone au cours des cycles glaciaires-interglaciaires entre les différents réservoirs: atmosphère, biosphère et océan [Shackleton *et al.*, 1983]. On peut admettre, au premier ordre, que la carotte V1930 du Pacifique Est a enregistré ces variations globales, car elle est située loin des sources des eaux profondes dans l'eau profonde bien mélangée du Pacifique [Shackleton *et al.*, 1983] (fig. V-7a). Les variations du $\Delta\delta^{13}\text{C}$ des carottes, ainsi obtenues (fig. V-7b), sont interprétées en terme de masses d'eau plus ou moins ventilées par rapport à la période actuelle.

Discussion.

Les données des carottes MD952037 et SU9008, sont compatibles avec les schémas de circulation du Dernier Maximum Glaciaire et de la période actuelle [Duplessy *et al.*, 1988; Sarnthein *et al.*, 1994]. La ventilation des eaux profondes diminue pendant les phases d'extension des calottes glaciaires (fig. V-7b). Ceci correspond à une augmentation de l'apport des eaux profondes peu ventilées provenant du sud [Boyle & Keigwin, 1982; Keigwin & Boyle, 1985; Boyle & Keigwin, 1985/1986]. En revanche, lors des phases glaciaires, les eaux intermédiaires étaient mieux ventilées que lors des phases interglaciaires [Duplessy *et al.*, 1988; Sarnthein *et al.*, 1994; Oppo & Lehman, 1993; Zahn, 1997]

Dans les Caraïbes, la ventilation des eaux intermédiaires s'intensifiait lors des phases d'extension des calottes glaciaires (CHO288-54) (fig. V-7b). Une des raisons de cette meilleure ventilation lors des phases glaciaires peut être l'augmentation de la vitesse du vent, qui intensifie le pompage d'Ekman dans le gyre subtropical. Des changements dans la structure de la thermocline lors des phases glaciaires ont pu induire plus d'échanges entre les eaux de la thermocline et les eaux intermédiaires [Slowley & Curry, 1992; Slowley & Curry, 1995].

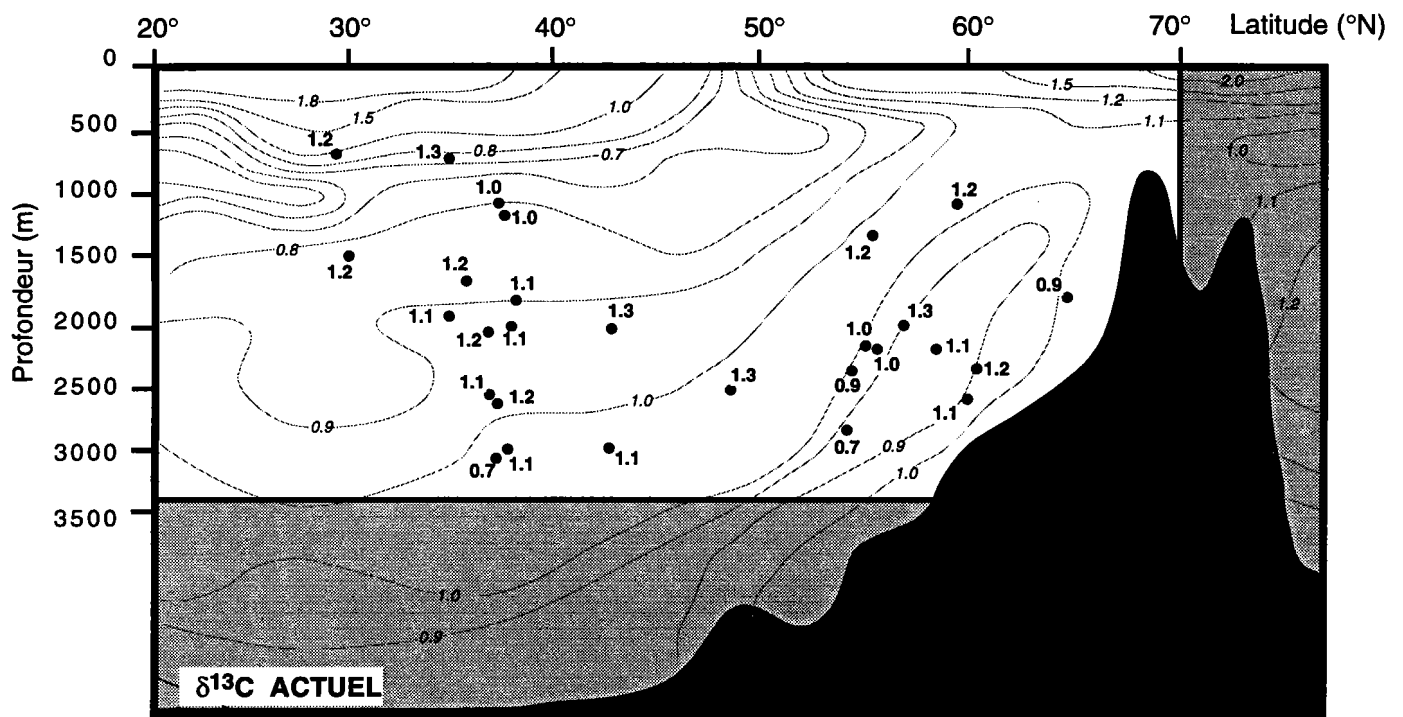


Fig. V-10a: Profil N-S de la distribution actuelle du $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous dans l'Atlantique nordouest (Kroopnick et al., 1980). Les compositions $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques du sommet des carottes (tabl. V-2 en annexe) ont été reportées sur ce profil.

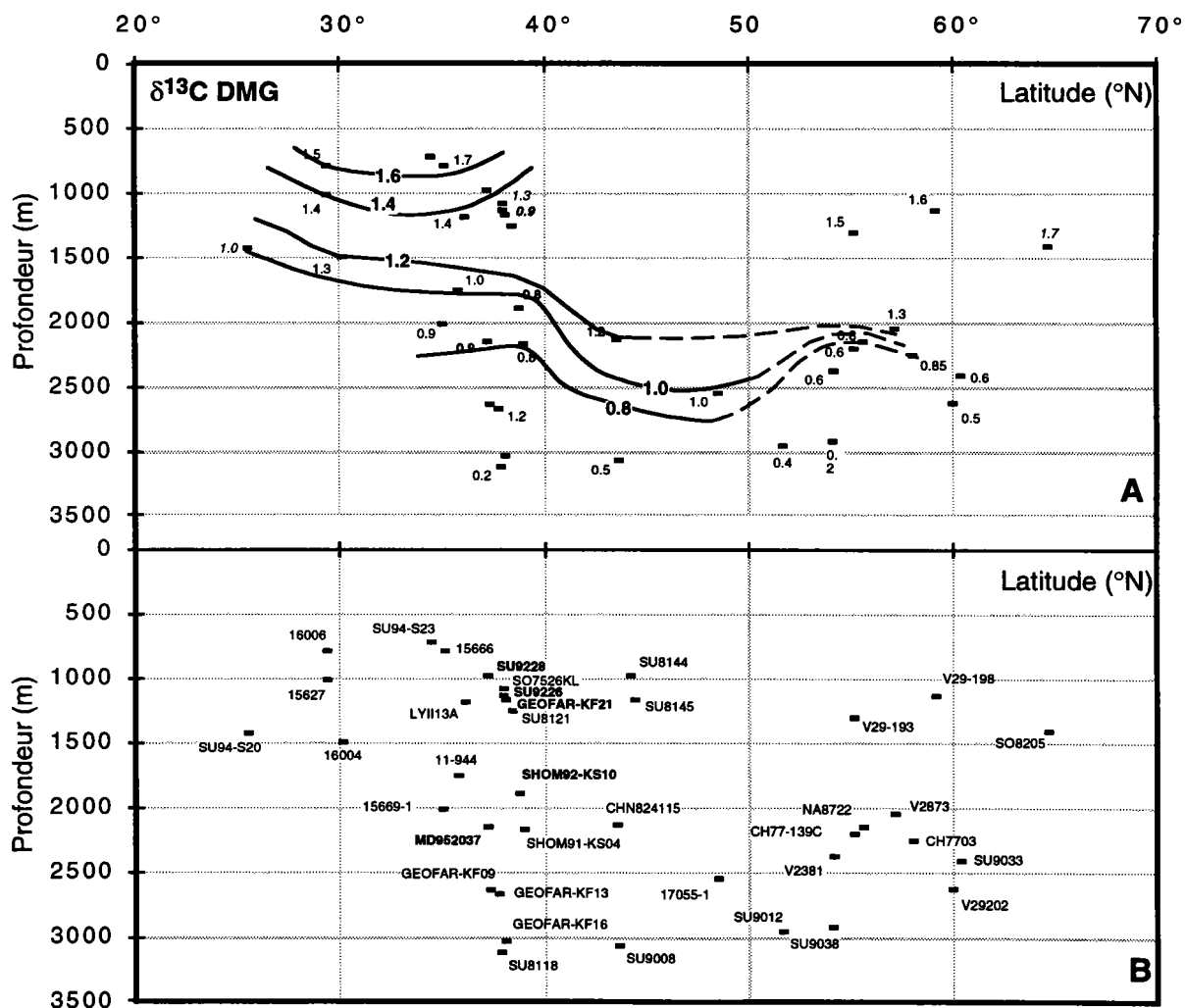


Fig. V-10b: A) Reconstitution de la distribution du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques au DMG (tabl. V-2 en annexe) B) Les carottes utilisées pour cette reconstitution sont indiquées sur ce profil.

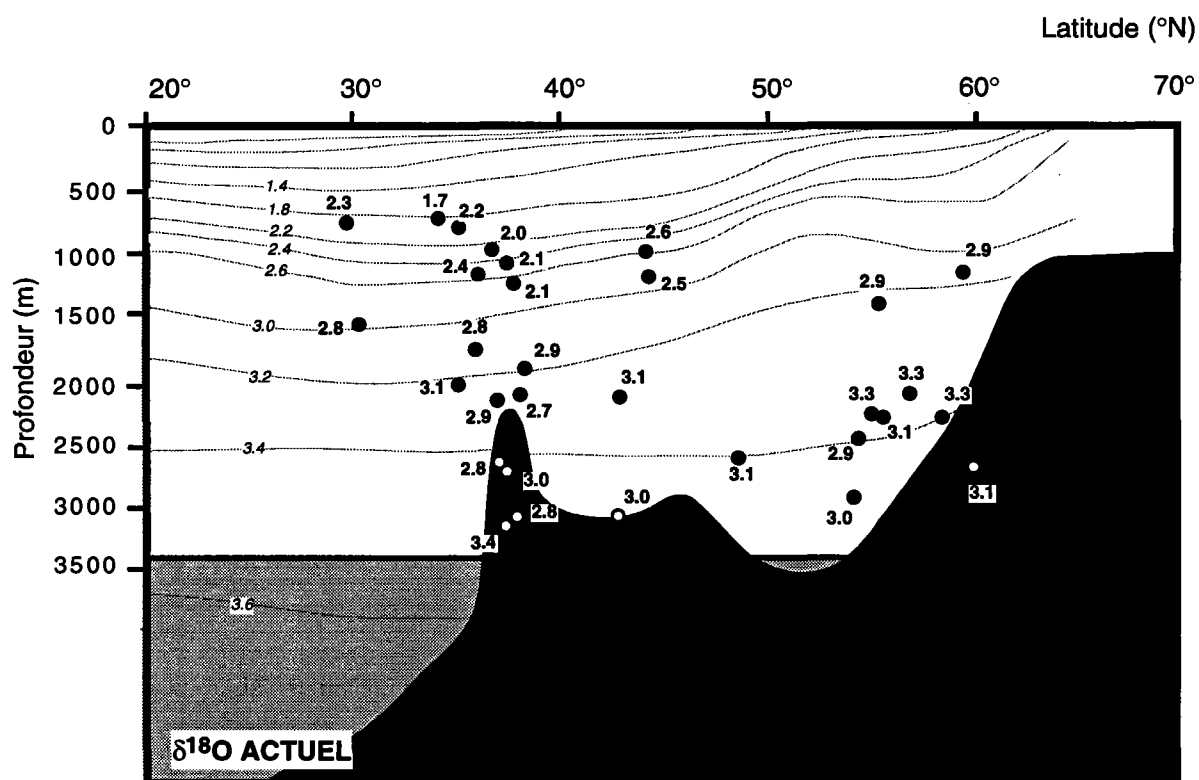


Fig. V-11a: Profil N-S de la distribution actuelle du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques calculé à partir de la température et de la salinité des masses d'eau (voir fig. V-5). La composition $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques, mesurée au sommet des carottes (tabl. V-2 en annexe) sont reportées sur ce profil.

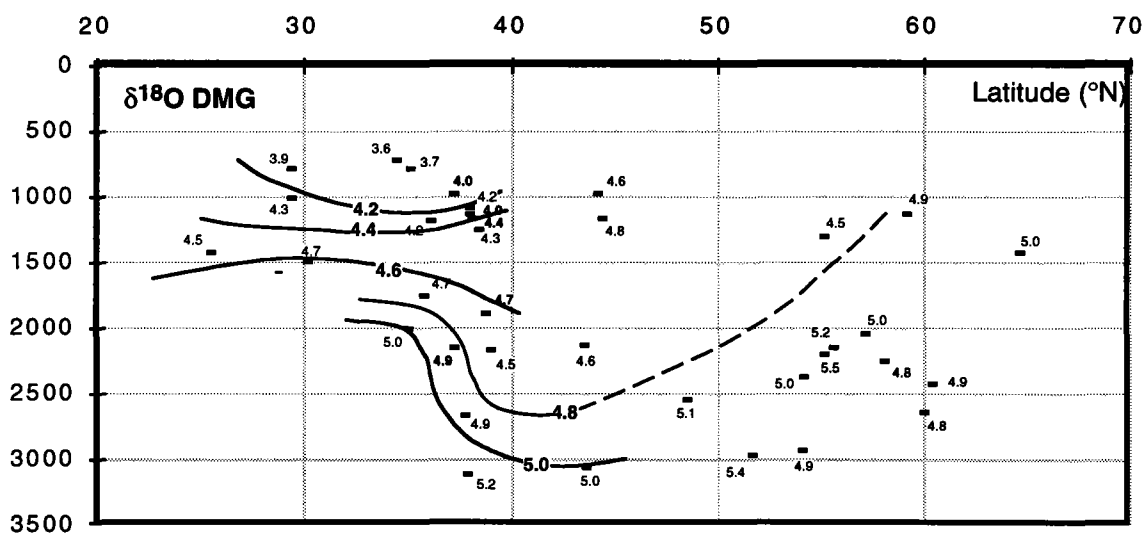


Fig. V-11b: A) Profil N-S de la distribution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques au DMG (tabl. V-2). Les carottes utilisées pour cette reconstitution sont indiquées dans la figure V-10b.

Dans l'Atlantique nord-ouest entre 35 et 45°N, à proximité de la calotte de la Laurentide, les eaux de surface chaudes et salées du gyre subtropicale pouvaient subir des refroidissements hivernaux importants. L'augmentation de la production des eaux modales dans cette région pouvaient également contribuer à une meilleure ventilation des eaux de la thermocline et intermédiaires des Caraïbes pendant les phases d'extensions des calottes glaciaires [Labeyrie *et al.*, 1992]. Cette hypothèse sera précisée dans le paragraphe suivant.

5.2.2. Caractérisation des masses d'eau intermédiaires dans l'Atlantique Nord pendant le Dernier Maximum Glaciaire par rapport à l'Actuel.

L'étude des caractéristiques des eaux intermédiaires de l'Atlantique nord lors du Dernier Maximum Glaciaire est faite à partir d'une compilation de données de carottes provenant de la littérature (tabl. V-2 et fig. V-9 en annexe, fig. V-10b et 11b).

La composition isotopique de l'oxygène des foraminifères benthiques.

La composition $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques glaciaires dans les différentes carottes des eaux intermédiaires aux latitudes moyennes est en moyenne 1.9 ‰ plus lourde que celle de l'Holocène. Compte tenu de l'effet du volume de glace de 1.2‰ [Fairbanks, 1989], les eaux intermédiaires étaient environ 3°C (0.7‰) plus froides lors du DMG qu'aujourd'hui, ceci si les gradients de salinité des eaux intermédiaires sont resté constants (fig. V-12), ce qui est effectivement en accord avec des observations antérieures [Slowley & Curry, 1995; Labeyrie *et al.*, 1992].

Aujourd'hui, les foraminifères benthiques vers 1000 m de profondeur sur la marge Portugaise enregistrent un $\delta^{18}\text{O}$ environ 0.75‰ plus léger qu'à une profondeur équivalente dans les Caraïbes (tabl. V-2 en annexe, fig. V-13).

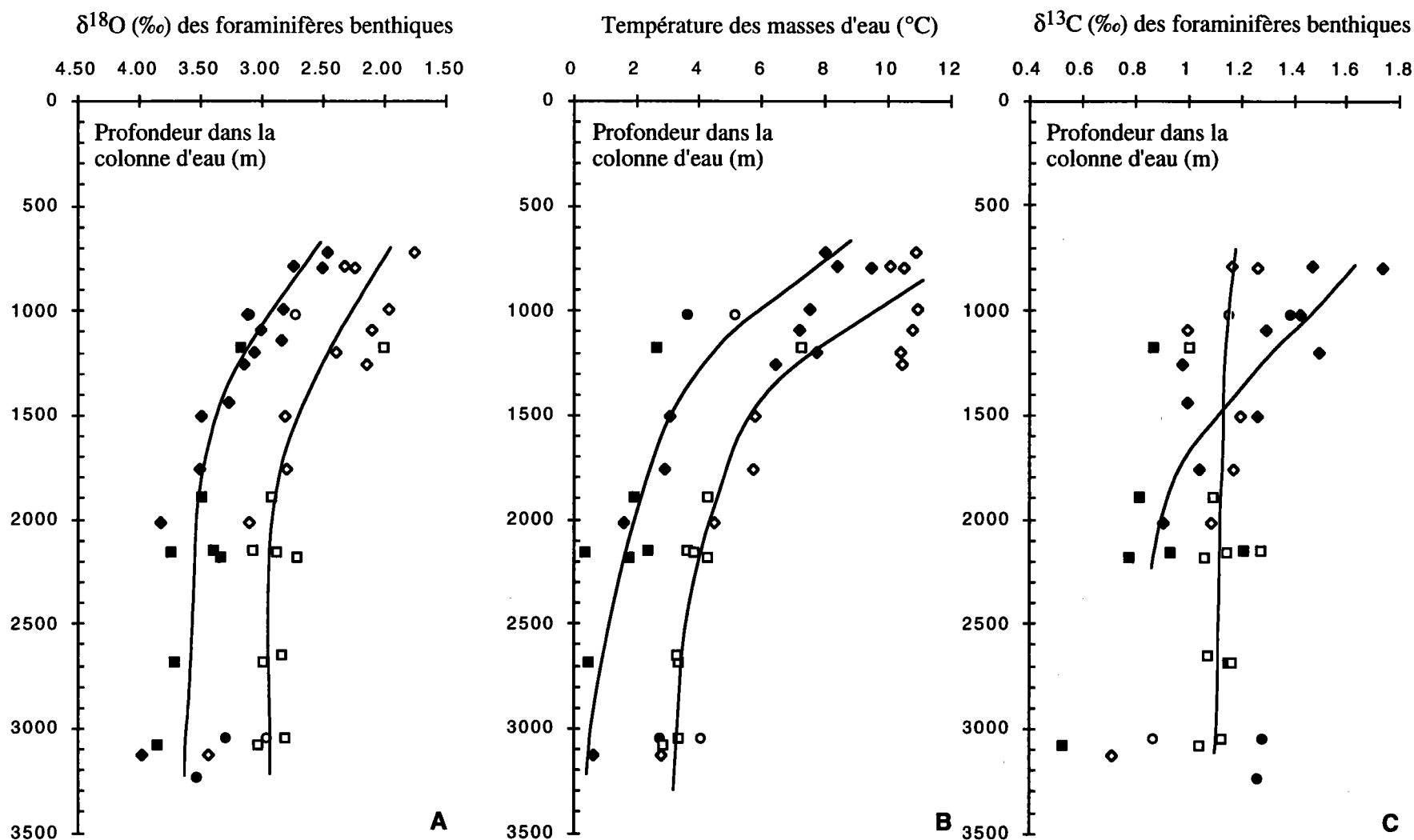


Fig. V-12: Les symboles blancs représentent des valeurs $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ et de température Holocènes, les symboles noirs représentent des valeurs du Dernier Maximum Glaciaire. Les losanges sont des valeurs provenant de la marge Portugaise, les carrés du plateau des Açores, les cercles des Caraïbes et Bahamas. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques sont celles en équilibre avec l'eau de mer. Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ glaciaires ont été otées de 1.2‰ pour s'affranchir de l'effet du volume de glace (Fairbanks, 1989; Labeyrie et al., 1987). La température des eaux intermédiaires a été calculé avec l'équation des paléotempératures (Epstein et al., 1953), à partir de la température actuelle (Levitus & Boyer, 1994) et la différence du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques entre le Dernier Maximum Glaciaire et la période actuelle, en considérant une salinité constante.

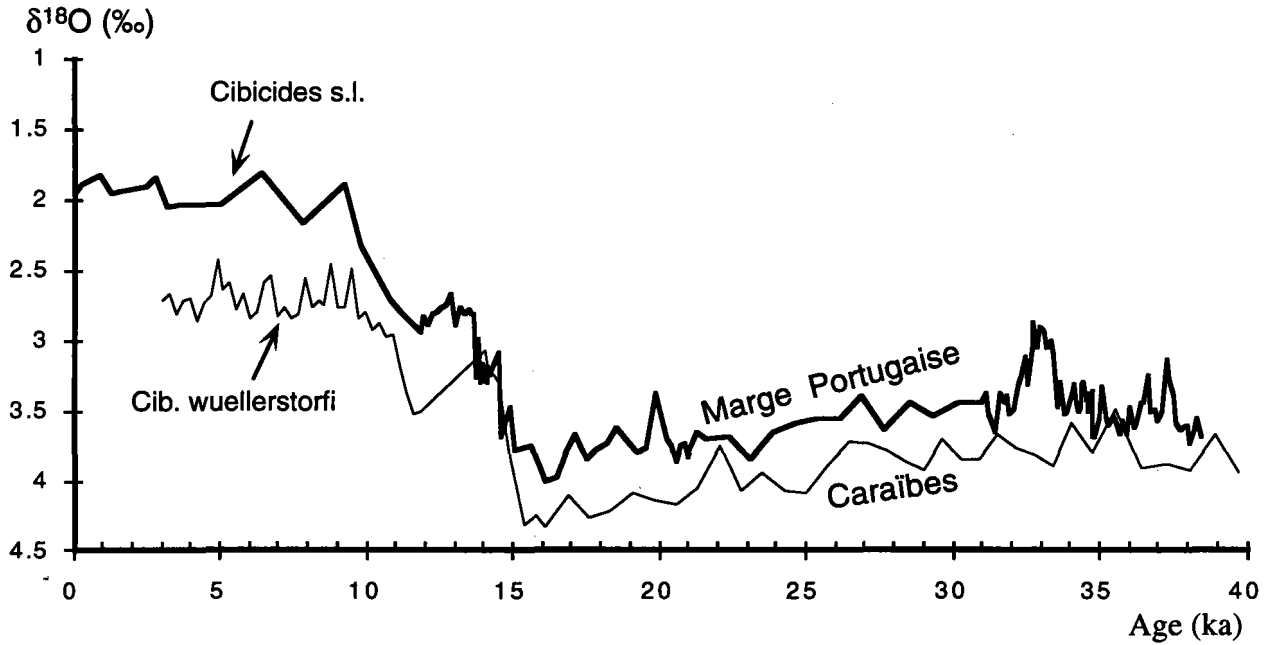


Fig. V-13: Une comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes SU9228 de la marge Portugaise et CHO288-54 des Caraïbes pour les derniers 40 ka.

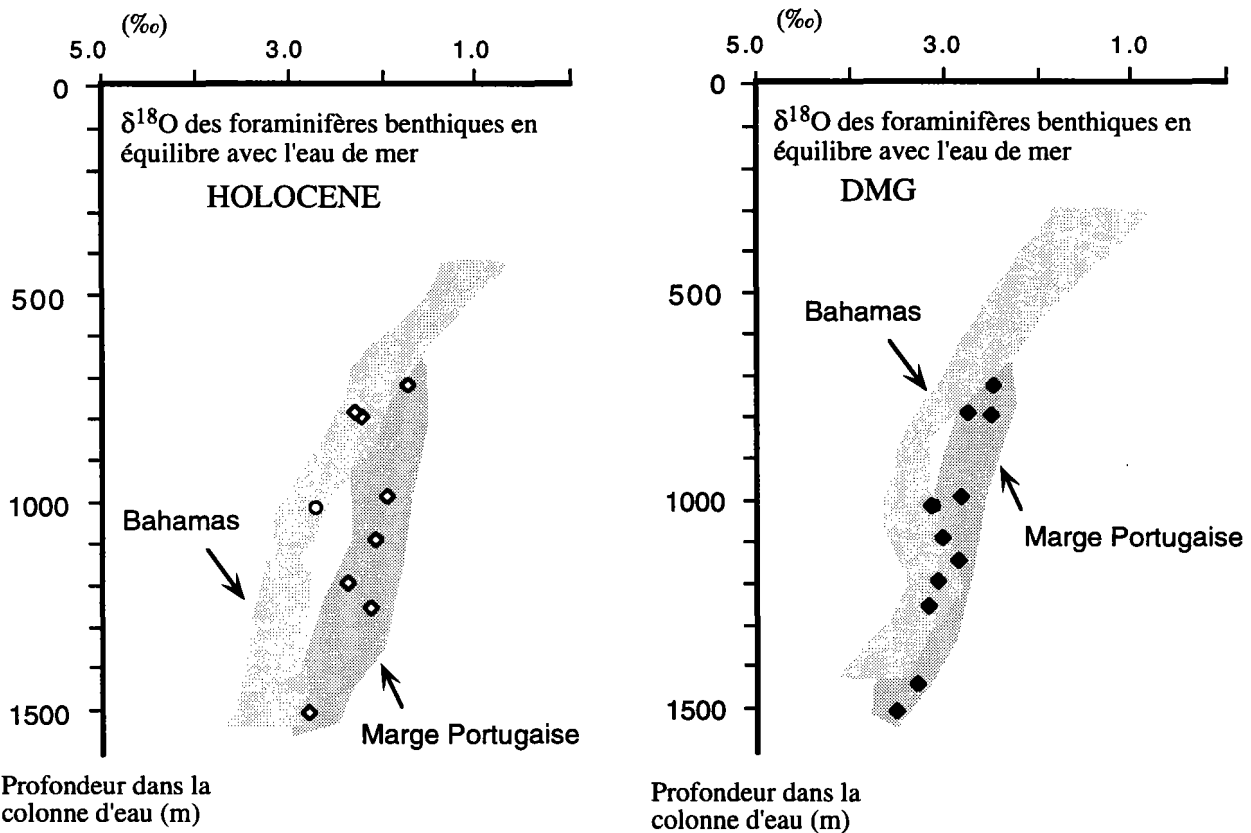


Fig. V-14 Les changements du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques en profondeur dans la colonne d'eau à partir des données de la marge Portugaise (losanges) pour l'Holocène et le Dernier Maximum Glaciaire (les cercles représentent les données des Caraïbes). Comparaison avec les données $\delta^{18}\text{O}$ obtenues par Slowley et Curry (1993, 1995) dans les Bahamas.

Ce gradient est essentiellement dû à la température plus élevée des eaux dans lesquelles vivent les foraminifères benthiques de la marge Portugaise du fait de la présence du MOW relativement chaud (Eau Méditerranéenne). Pendant la dernière période glaciaire ce gradient était deux fois moins important (tabl. V-2 en annexe, fig. V-13). Une comparaison d'un profil $\delta^{18}\text{O}_{\text{foraminifères}}$ en profondeur des eaux intermédiaires de la marge Portugaise avec celui des Bahamas [Slowley & Curry, 1992; Slowley & Curry, 1995] montre que ce gradient est-ouest dans l'Atlantique Nord est actuellement présent entre 700 et 1500 m de profondeur, alors qu'il était associé à une tranche d'eau plus restreinte comprise entre 700 et 1200 m de profondeur lors du DMG, (fig. V-14).

Ces observations semblent indiquer une diminution de l'influence du MOW dans l'Atlantique nord-est lors de la dernière période glaciaire. En effet, la contribution du MOW aux eaux intermédiaires de la marge Portugaise est estimée à 10‰ lors du DMG alors qu'elle est de l'ordre de 30‰ pendant la période actuelle [Zahn & Sarnthein, 1987; Zahn *et al.*, 1997]. Cette diminution de l'influence du MOW peut être expliquée par la chute du niveau marin de 120 m et donc une réduction considérable des dimensions du détroit de Gibraltar [Bryden & Stommel, 1984]. Elle peut également être reliée à la position plus méridionale du front subpolaire, qui actuellement forme une barrière pour l'extension du MOW dans l'Atlantique Nord [Sy, 1988] (chapitre III).

La composition isotopique du carbone des foraminifères benthiques.

Lors du DMG, la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des eaux intermédiaires dans l'Atlantique Nord était en moyenne 0.23‰ plus élevée que celle d'aujourd'hui entre 500 et 1500 m et équivalente ou légèrement inférieure à celle d'aujourd'hui entre 1500 et 2500 à 3000 m (fig. V-10c et fig. V-11b).

L'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ peut inclure un effet de température. Plus les eaux de surface, à partir desquelles les eaux intermédiaires se forment, sont froides, plus elles sont enrichies en ^{13}C . Le fractionnement entre l'atmosphère et l'océan est de 0.12‰

pour 1°C de refroidissement des eaux de surface (pour la gamme de température entre 5° et 15°C), à condition que les eaux de surface atteignent l'équilibre avec l'atmosphère [Mook *et al.*, 1974]. L'effet du fractionnement entre l'eau de mer et la calcite des tests de foraminifères peut être négligé. Si l'on considère que le refroidissement des eaux intermédiaires de 3°C pendant le DMG par rapport à l'Actuel est celui des eaux de surface à partir desquelles elles se sont formées, l'enrichissement en ^{13}C lié à l'effet de température est au plus de 0.36‰. Toutefois, l'équilibre entre l'océan et l'atmosphère n'est que rarement atteint et donc cet effet de température est largement surestimé.

Il faudrait également prendre en compte le fait que les compositions $\delta^{13}\text{C}$ moyennes du CO_2 de l'atmosphère et du ΣCO_2 dissous de l'océan ont respectivement diminué d'environ 0.5‰ [Marino *et al.*, 1992; Leuenberger *et al.*, 1993] et 0.4‰ [Shackleton *et al.*, 1983] lors du DMG. Ces diminutions contrebalancent donc l'effet de température. L'enrichissement des eaux intermédiaires en ^{13}C doit donc être expliqué en partie par des changements dans la ventilation des eaux intermédiaires, liés probablement aux conditions de formation. Dans les Caraïbes, l'augmentation de la ventilation des eaux de la thermocline et des eaux intermédiaires lors du DMG a été confirmée par la composition Cd/Ca des foraminifères benthiques. Ce traceur de la ventilation est indépendant de l'effet de température [Marchitto *et al.*, 1998].

Une source possible de l'eau bien ventilée entre 500 et 1500 m est le MOW une signature $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de 1.7 ‰ à la sortie du détroit de Gibraltar (35°N, 800 m) lors du dernier maximum glaciaire, par rapport à 1.3‰ pendant l'Holocène [Zahn & Sarnthein, 1987] (fig. V-11b). Néanmoins, nous avons vu que son influence dans l'Atlantique nord-est est restreinte lors du DMG. En conséquence, d'autres sources d'eau intermédiaires doivent être envisagées (fig. V-11b).

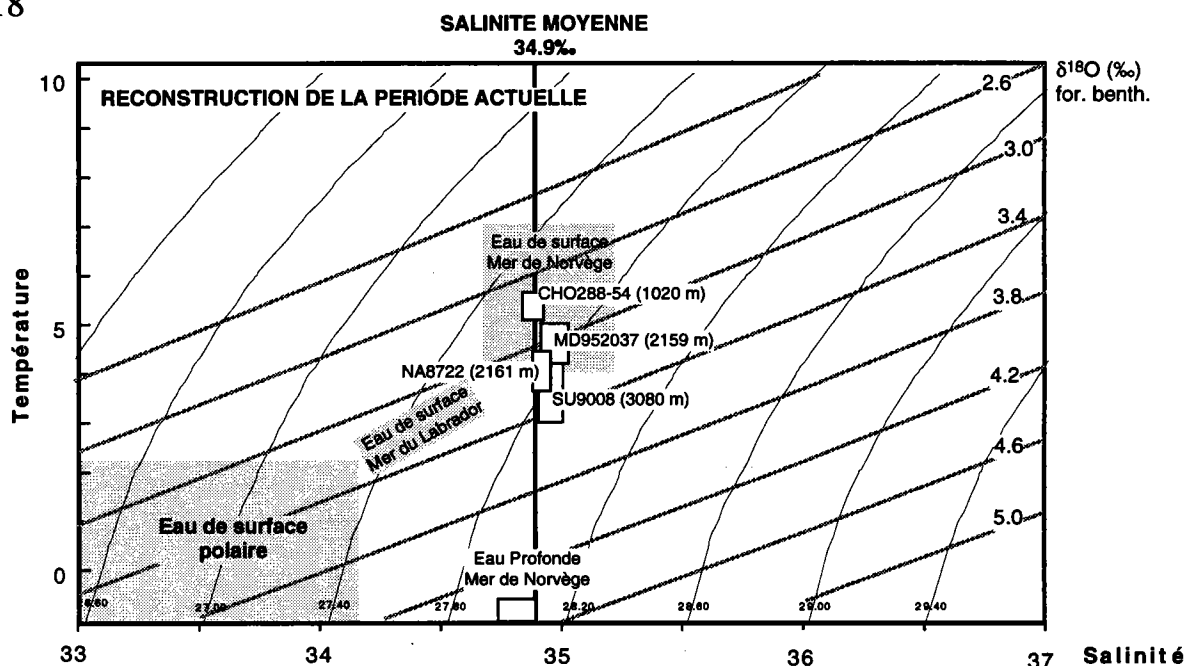


Fig. V-16: Reconstruction du diagramme température-salinité-densité pour l'Atlantique moderne. La relation T-S- σ_t a été construite à partir de la formule de Cox et al. (1970) (voir légende de la figure V-4). Les isolignes du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques ont été calculées à partir de l'équation des paléotempératures (Epstein et al., 1953; Shackleton, 1974) et la relation $\delta^{18}O$ (versus SMOW) = $0.52 \cdot (\text{Salinité} - 34.9) + 0.26$ de l'Atlantique moderne (données GEOSECS, Östlund et al., 1987). La formule utilisée est la suivante $T = 15.7 - 4.33 \cdot (\delta^{18}O_{\text{for.}} - \delta_0 - 0.52 \cdot (S - S_0)) + 0.1 \cdot (\delta^{18}O_{\text{for.}} - \delta_0 - 0.52 \cdot (S - S_0))^2$ (Labeyrie et al., 1992). $\delta_0 = 0.26$ et $S_0 = 34.9$ sont les constantes provenant de la relation $\delta^{18}O$ /salinité de l'eau de mer. Ces valeurs sont respectivement très proches de la composition $\delta^{18}O$ moyenne ($0.24\text{‰} \pm 0.07$) et de la salinité moyenne ($34.97 \pm 0.11\text{‰}$) de l'Atlantique Nord moderne à des profondeurs supérieures à 1000 m

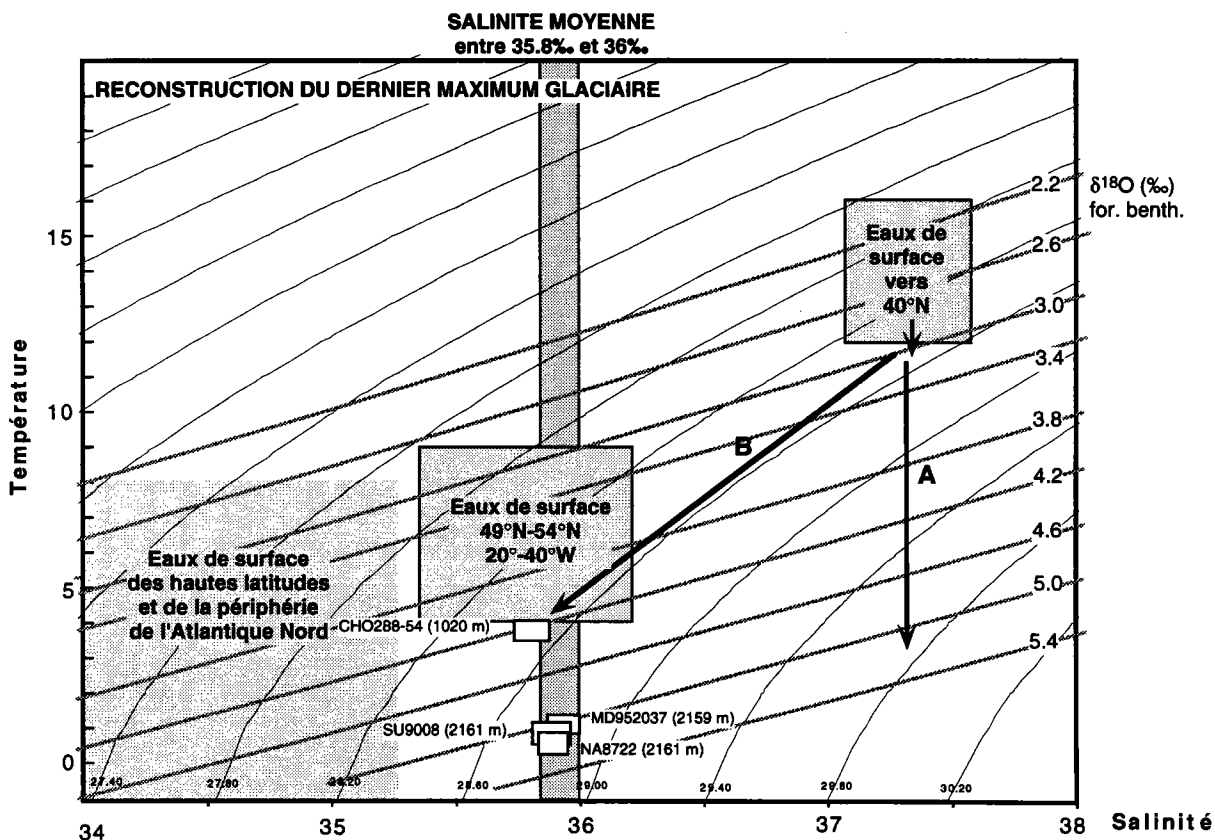


Fig. V-16: Reconstruction du diagramme température-salinité-densité pour l'Atlantique Nord au Dernier Maximum Glaciaire. Les isolignes du $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques ont été calculées à partir de la formule $T = 15.7 - 4.33 \cdot (\delta^{18}O_{\text{for.}} - \delta_0 - 0.52 \cdot (S - S_0)) + 0.1 \cdot (\delta^{18}O_{\text{for.}} - \delta_0 - 0.52 \cdot (S - S_0))^2$ (Labeyrie et al., 1992). $S_0 = 35.8\text{‰}$ (34.77‰ (moy. glob. act.) + 1.04‰ (diff. Actuel-DMG)) $\delta_0 = 1.28\text{‰}$ (0.08‰ (moy. glob. act.) + 1.2‰ (diff. Actuel-DMG)).

Diagrammes Température-Salinité-Densité

Dans l'océan moderne, les eaux de surface de la Mer de Norvège refroidies pendant l'hiver, forment l'Eau Profonde Nord-Atlantique avec une salinité moyenne d'environ 34.9‰. Les eaux de surface de la Mer du Labrador contribuent également à la formation de la NADW. Leur densité augmente par refroidissement hivernal (baisse de la température) et formation de glace de mer (augmentation de la salinité). Les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes, actuellement sous influence de la UNADW (Eau Profonde Nord-Atlantique Supérieure) et de la LNADW (Eau profonde Nord-Atlantique Inférieure), reflètent cette distribution hydrologique [Labeyrie *et al.*, 1992] (fig. V-15).

Les reconstructions de la température et de la salinité des eaux de surface lors du DMG [Duplessy *et al.*, 1991; McIntyre *et al.*, 1976], montrent que seules les eaux de surface à 49°-54°N et 20°- 40°W étaient suffisamment denses pour former par convection une masse d'eau d'une salinité moyenne estimée à 35.8-36‰ [Duplessy *et al.*, 1991][Labeyrie *et al.*, 1992; McIntyre *et al.*, 1976] (fig. V-16). Ce site de convection a été proposé pour la formation de la GNAIW (Eau Intermédiaire Nord-Atlantique Glaciaire). Toutefois, l'augmentation de la densité des eaux de surface par les processus de congélation dans les régions nordiques et à la périphérie de l'Atlantique Nord, a pu contribuer localement à la ventilation des eaux intermédiaires dans les hautes latitudes de l'Atlantique nord, ainsi que suggérée par différents auteurs [Veum *et al.*, 1992; Oppo & Lehman, 1993].

Lors du DMG, les eaux de surface vers 40°N avaient une densité équivalente aux eaux de surface vers 49°- 54°N (fig. V-16), mais avec une température et une salinité plus élevée. Le refroidissement de ces eaux de surface, très probable dans l'Atlantique nord-ouest proche de la carotte de la Laurentide, rendait leur convection possible [Labeyrie *et al.*, 1992]. Un refroidissement de 6°C aurait été nécessaire pour atteindre la composition $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 5‰, enregistrée des foraminifères benthiques entre 2000 et 3000 m dans

l'Atlantique Nord, et la masse d'eau formée d'une telle façon aurait été beaucoup trop dense (flèche A sur fig. V-16). Toutefois, après un refroidissement modéré, ces eaux de surface ont pu se mélanger le long des surfaces d'isodensité et contribuer à la ventilation des eaux intermédiaires (équivalent des eaux modales actuelles) (flèche B sur fig. V-16). La contribution de cette composante relativement chaude aux eaux intermédiaires des Caraïbes pourrait expliquer la composition $\delta^{18}\text{O}$ plus légère des foraminifères benthiques ($\delta^{18}\text{O}$ 4.2‰) par rapport à ceux vers 2000 et 3000 m de profondeur dans l'Atlantique Nord. La salinité de ces eaux intermédiaires ne devrait pas être supérieure à 36‰ pour préserver la stratification de la colonne d'eau.

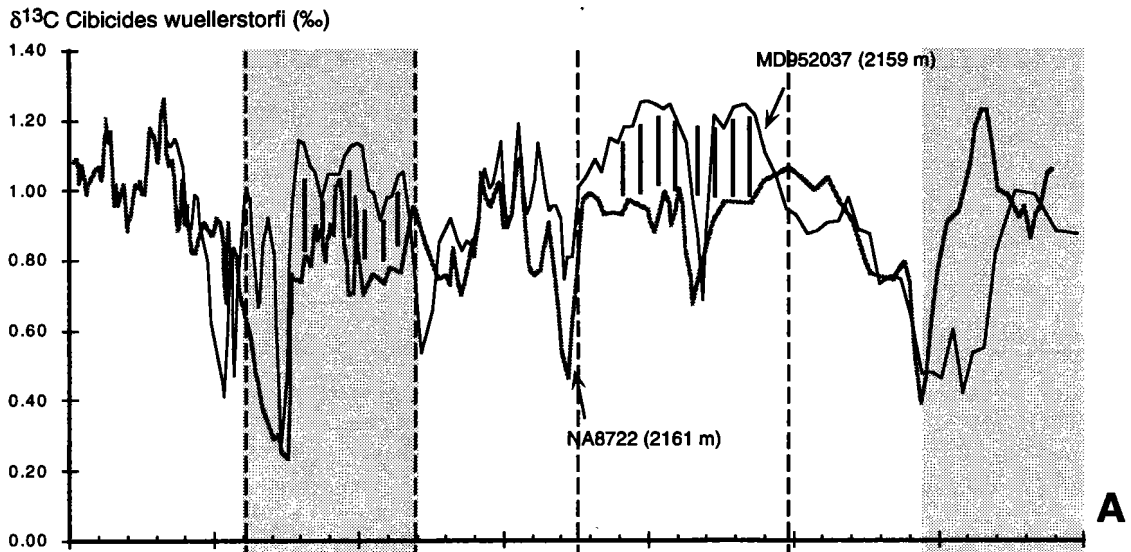
5.2.3. Evolution des eaux intermédiaires dans l'Atlantique Nord du stade isotopique 3 vers le stade isotopique 2.

Dans le travail de Vidal (1996), un changement dans le schéma de circulation avait été identifié pendant le stade isotopique 3, par rapport aux schémas glaciaire et actuel, avec formation d'eaux profondes, à partir d'une zone de convection déplacée vers l'Atlantique nord-ouest. Afin de préciser cette question, nous avons étudié les gradients $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ spatiaux des foraminifères benthiques vers 2000 m de profondeur (MD952037, NA8722) et les gradients $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ verticaux des foraminifères benthiques entre 2000 et 3000 m de profondeur dans l'Atlantique central (MD952037, SU9008) (fig. V-17 et 18).

Les gradients $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques.

L'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrée au début du stade isotopique 3 (54-60 ka), dans les trois carottes est due au changement de la composition $\delta^{13}\text{C}$ moyenne de l'océan (fig. V-4).

Gradient $\delta^{13}\text{C}$ spatial à 2000 m de profondeur dans l'Atlantique Nord



Gradient $\delta^{13}\text{C}$ en profondeur entre 2000 m et 3000 m dans l'Atlantique Nord central

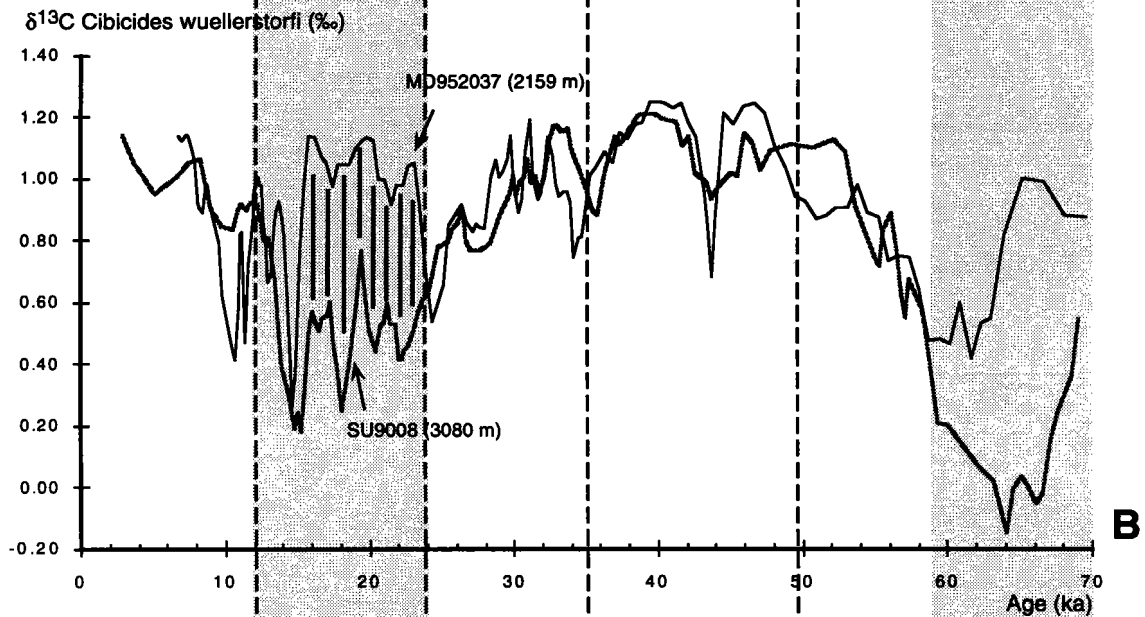


Fig. V-18: A) Comparaison des variations du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques dans les carottes NA8722 et MD952037 pour les stades isotopiques 2 et 3. B) Comparaison des variations du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques dans les carottes MD952037 et SU9008 pour les stades isotopiques 2 et 3. Une moyenne glissante sur trois valeurs a été appliquée sur les courbes du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques des trois carottes.

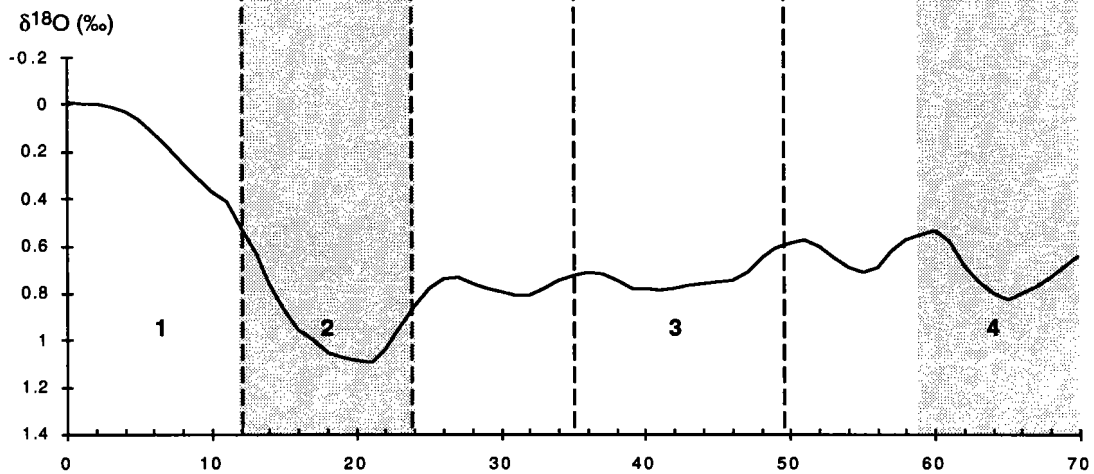


Fig. V-17: Courbe de référence des variations du $\delta^{18}\text{O}$ (‰) de l'océan dues aux changements du volume de glace. Les stades isotopiques froids sont indiqués en grisé. Une moyenne glissante sur 5 points a été appliqué sur cette courbe pour mieux voir les tendances générales.

Le fait que le site MD952037 parait un peu moins ventilé que les sites SU9008 et NA8722 entre 54 et 50 ka, pourrait être dû à un problème de calage des signaux isotopiques, car aucun marqueur stratigraphique n'a été défini dans cette carotte entre 45 et 60 ka (voir chapitre II).

Au milieu du stade 3 (35-50 ka), les eaux intermédiaires de l'Atlantique central sont mieux ventilées (MD952037 1.1‰) que celles de l'Atlantique nord-est (NA8722 0.9‰) (fig. V-17a). Le bassin profond de l'Atlantique central (SU9008 3080 m) est également envahi par cette masse d'eau bien ventilée ($\delta^{13}\text{C}$ 1.1 ‰), (fig. V-17b). Ces observations peuvent être reliées à un déplacement de la zone de convection vers l'ouest et/ou vers le sud, dont la carotte NA8722 se trouve éloignée et qui influencerait les carottes MD952037 et SU9008. Ceci confirmerait l'hypothèse de Vidal [1996]. Compte tenu d'un gradient $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous similaire entre les eaux intermédiaires de l'Atlantique nord-est et central pendant le DMG, le site de convection aurait pu avoir la même position que lors du stade isotopique 2, seulement la convection était alors limitée aux profondeurs intermédiaires, comme nous indique l'enregistrement de la carotte SU9008. A la fin du stade 3 (35-24 ka), les gradients $\delta^{13}\text{C}$ disparaissent à nouveau, indiquant le retour du site de convection plus vers le nord et/ou vers l'est dans l'Atlantique (fig. V-17a et b).

Les gradients $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques.

Les grandes tendances dans les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes NA8722 (plateau de Rockall, 2160 m), SU9008 (Açores, 3080 m) et CHO288-54 (Caraïbes, 1020 m) pendant les stades isotopiques 2 et 3 correspondent sensiblement aux changements du volume de glace (fig. V-19). Nous supposons que la formation des masses d'eau intermédiaires et profondes présentes au niveau de ces trois sites n'a donc pas du sensiblement changer pendant cette période de temps.

$\delta^{18}\text{O}$ Cibicides wuellerstorfi (+0.64) ‰

$\delta^{18}\text{O}$ (‰)

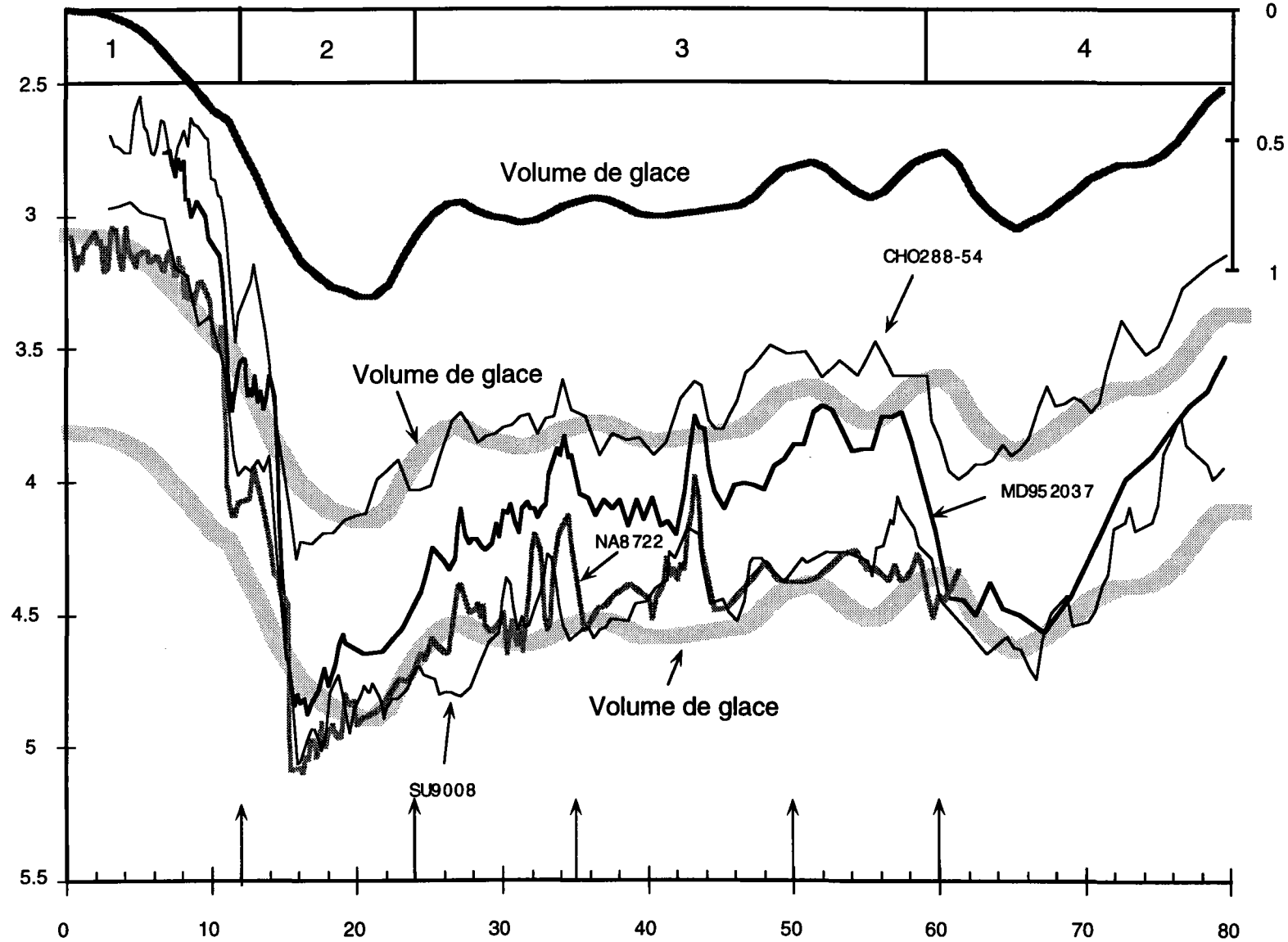


Fig. V-19 : Comparaison des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques des carottes SU9008, NA8722, MD952037 et CHO288-54 pour les stades isotopiques 2 et 3. Ces enregistrements sont comparés avec les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques correspondant aux variations du volume de glace (Labeyrie et al., 1987). Les flèches indiquent les différentes phases identifiées à partir des enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques (fig. V-17 et 18).

Les compositions $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques dans les carottes SU9008 et NA8722 sont semblables et environ 0.8‰ plus élevées lors de la dernière période glaciaire qu'actuellement, en ayant soustrait le changement du volume de glace (1.2‰). Ceci est dû à leur formation dans les hautes latitudes à partir des eaux de surface froides et à l'influence de l'eau profonde froide provenant du sud lors du stade isotopique 2. Les deux sources avaient des caractéristiques de température et de salinité similaires lors du DMG et ne peuvent pas être distinguées à base de la composition du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques [Labeyrie et al., 1992].

La composition $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques était d'environ 0.8‰ plus élevée dans la carotte CH0288-54 que dans la carotte NA8722 pendant les stades isotopiques 2 et 3. Cette différence est actuellement de 0.3‰ seulement, car ces sites sont tous deux sous influence de l'UPNADW (Eau Profonde Nord-Atlantique Supérieure). Les eaux intermédiaires des Caraïbes recevaient donc probablement une contribution d'eaux plus chaudes par échange avec les eaux de la thermocline ou par augmentation de la formation des eaux modales entre 35° et 45°N dans l'Atlantique nord-ouest, décrit précédemment [Labeyrie *et al.*, 1992; Slowley & Curry, 1992; Slowley & Curry, 1995] (paragraphe 5.2.1).

Le gradient latitudinal entre la composition $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques dans les carottes MD952037 et NA8722 était le même pendant le stade isotopique 2 qu'actuellement. Ceci indiquerait une contribution majeure des eaux formées par convection dans les hautes latitudes aux eaux intermédiaires de l'Atlantique central. Pendant le stade isotopique 3, les eaux intermédiaires de l'Atlantique central (MD952037) étaient relativement plus chaudes, considérant que la tendance des variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques observées dans la carotte NA8722 est celle du volume de glace. Une composante d'eau intermédiaire plus chaude influencerait alors l'Atlantique central et le site de la carotte MD952037. Cette eau intermédiaire plus chaude pourrait être celle qui influence les profondeurs intermédiaires de la Mer des Caraïbes.

Toutefois, l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques de la carotte MD952037, ne semble pas refléter les variations de cette contribution d'eau intermédiaire plus chaude et bien ventilée, qui porte une signature $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de 1.1 à 1.4‰ dans les Caraïbes (fig. V-6), car les eaux intermédiaires provenant des hautes latitudes ont probablement des signatures similaires.

5.3. La réponse des eaux intermédiaires aux variations rapides du climat.

Les événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger sont associés à des changements considérables dans les conditions de surface de l'Atlantique Nord (voir chapitre III). Leur relation avec des changements dans la circulation thermohaline a déjà été constatée par différents auteurs [Boyle & Keigwin, 1987; Keigwin & Lehman, 1994; Sarnthein *et al.*, 1994; Oppo & Lehman, 1995; Curry & Oppo, 1997; Vidal *et al.*, 1997a; Zahn *et al.*, 1997]. Les événements de Heinrich sont associés à une réduction de la formation des eaux profondes. Dans ce paragraphe, nous allons étudier la réponse des eaux intermédiaires à ces événements, à l'aide des enregistrements $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques dans les carottes MD952037 et SU9228. Des comparaisons sont faites avec les enregistrements des eaux de surface et des eaux profondes.

5.3.1 Variabilité des enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques en réponse aux événements de Heinrich.

SU9228 de la marge Portugaise

Les événements HL1 et HL2, identifiés par la présence d'IRD dans le sédiment et par le refroidissement et la dessalure des eaux de surface (fig. V-20), correspondent à une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ de 0.3‰ à 0.4‰, dans l'enregistrement de *Cib. pachyderma*.

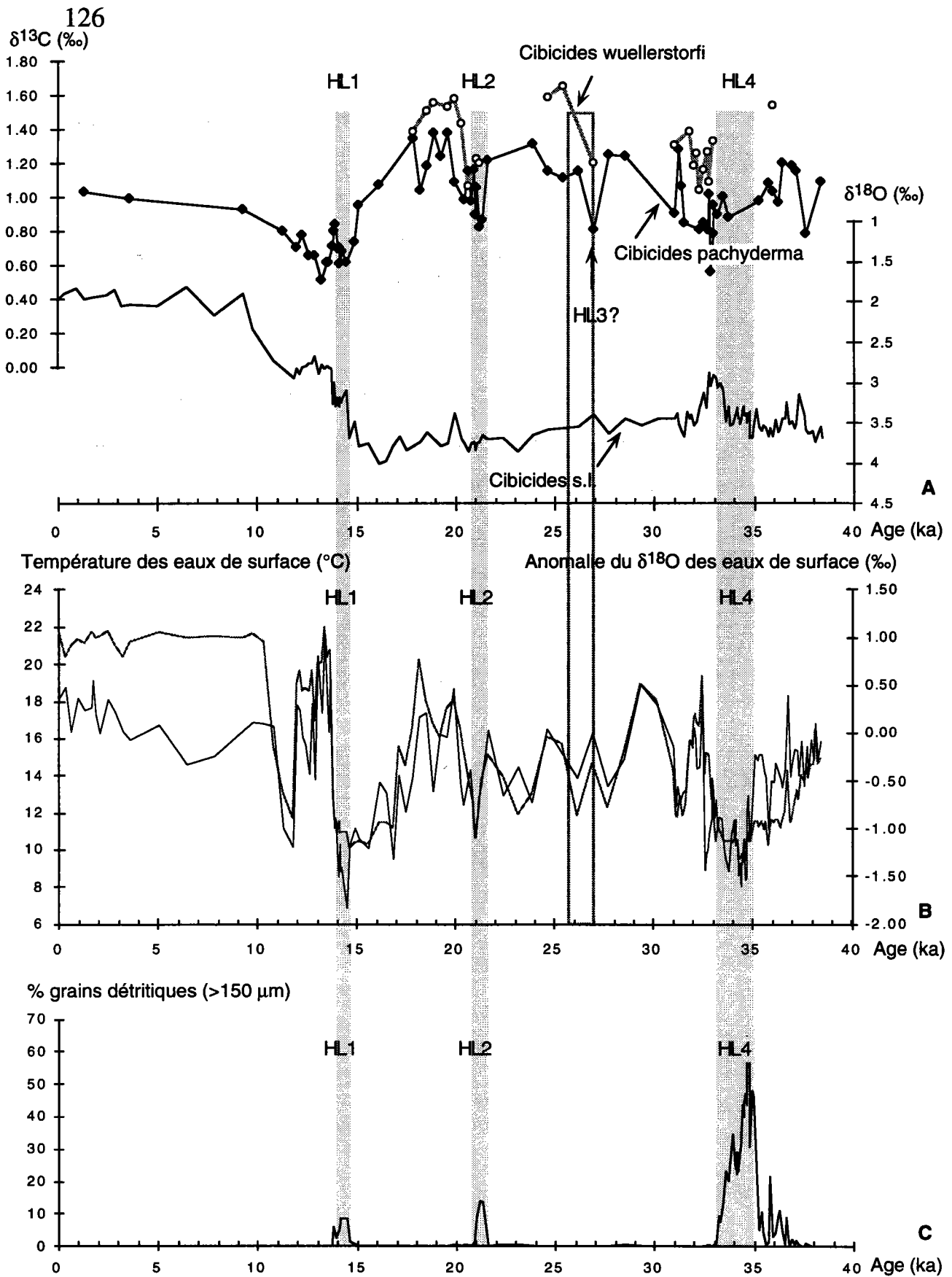


Fig. V-20: A) Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques dans la carotte SU9228 de la marge Portugaise en fonction de l'âge. B) Les variations de la température et de l'anomalie du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface dans la carotte SU9228 en fonction de l'âge. C) Les variations du pourcentage des grains détritiques dans la fraction >150 μm en fonction de l'âge. Les événements de Heinrich sont indiqués en grisé.

Vers 27 ka, une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ de 0.4‰ est également notée. Bien que les grains détritiques ne sont pas identifiés à ce niveau dans la carotte SU9228, cette diminution du $\delta^{13}\text{C}$ pourrait correspondre à l'événement de Heinrich 3, compte tenu de la corrélation des enregistrements des eaux surface de la carotte SU9228 avec les événements détritiques identifiés dans la carotte V23-81 (fig. III-15). Pour l'événement de Heinrich 4, la résolution temporelle de l'enregistrement $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques n'est pas suffisante pour identifier une baisse du $\delta^{13}\text{C}$ correspondant à l'événement détritique.

Dans le chapitre IV, nous avons démontré que les variations du $\delta^{13}\text{C}$ de *Cibicides pachyderma* de la carotte SU9228, comportent non seulement l'information sur les changements de la ventilation des eaux intermédiaires, mais également sur les variations de la paléoproduktivité. Lors de l'événement de Heinrich 2, qui se déroule pendant une phase de faible productivité au site SU9228 (chapitre IV), les foraminifères benthiques de l'espèce *Cibicides wuellerstorfi* ont enregistré une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ d'une même amplitude que celle de l'espèce *Cibicides pachyderma* avec des valeurs d'environ 0.2‰ plus élevées (V-20a). Ceci suggère que cette diminution du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrée par *Cibicides pachyderma*, expriment une baisse de la ventilation des eaux intermédiaires à 997 m sur la marge Portugaise. Dans la carotte SO7526KL de la marge Portugaise (38°N, 9°30' W, 1099 m), des baisses du $\delta^{13}\text{C}$ de 0.25‰, 0.7‰ et de 1.1‰ accompagnent également les événements de Heinrich 1, 2 et 4 [Zahn, 1997]. Ces auteurs ont analysé un mélange des foraminifères *Cibicides wuellerstorfi* et *Cibicides pachyderma* avec une prédominance de *Cibicides wuellerstorfi*. Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques devraient donc se rapprocher des variations de la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de l'eau de fond à cette profondeur.

Cette diminution de la ventilation des eaux intermédiaires vers 1000 m de profondeur sur la marge Portugaise peut avoir une origine atlantique et/ou méditerranéenne. La contribution du MOW aux eaux intermédiaires de la marge

Portugaise était de. La contribution du MOW aux eaux intermédiaires de la marge Portugaise est peu importante, 10‰ lors du DMG [Zahn, 1997; Zahn *et al.*, 1997] et cette contribution était encore plus réduite pendant l'événement de Heinrich 1 [Sarnthein *et al.*, 1994]. La suppression même complète de l'influence des Eaux méditerranéennes bien ventilées sur la marge Portugaise ($\delta^{13}\text{C}$ 1.3 à 1.7‰) lors des HL1 et HL2, ne pourra donc pas à elle seule induire la diminution du $\delta^{13}\text{C}$ de 0.4‰ enregistrée dans la carotte SU9228. Une baisse de la ventilation des eaux intermédiaires d'origine atlantique a donc du avoir lieu sur la marge Portugaise vers 1000 m de profondeur.

MD952037 de la ride médio-Atlantique (37°N).

Compte tenu de l'incertitude sur l'échelle d'âge (chapitre II), l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ de la carotte MD952037 montre une diminution rapide et une augmentation rapide, accompagnant chaque événement de Heinrich de 1 à 5, définis par correspondance avec la position des niveaux détritiques dans la carotte de référence NA8722. Sauf pour l'événement de Heinrich 2, la résolution temporelle des signaux isotopiques n'est pas suffisante pour identifier une diminution (fig. V-21). Les diminutions sont respectivement de l'ordre de 0.4‰, 0.3‰, 0.2‰ et 0.8‰ pour les événements HL5, HL4, HL3 et HL1. Ces observations indiquent que la formation des eaux intermédiaires dans l'Atlantique Nord était affectée par la présence des eaux de fonte pendant les événements de Heinrich et confirment les quelques résultats de la littérature concernant les eaux intermédiaires [Sarnthein *et al.*, 1994; Vidal *et al.*, 1997a; Zahn *et al.*, 1997]. Cette concordance avec les résultats de la littérature, consolide notre modèle stratigraphique et l'hypothèse du réchauffement des eaux de surface à cette latitude associé aux événements de fonte (chapitre III). Nos résultats montrent que la réduction de la circulation thermohaline affectait donc toute la colonne d'eau.

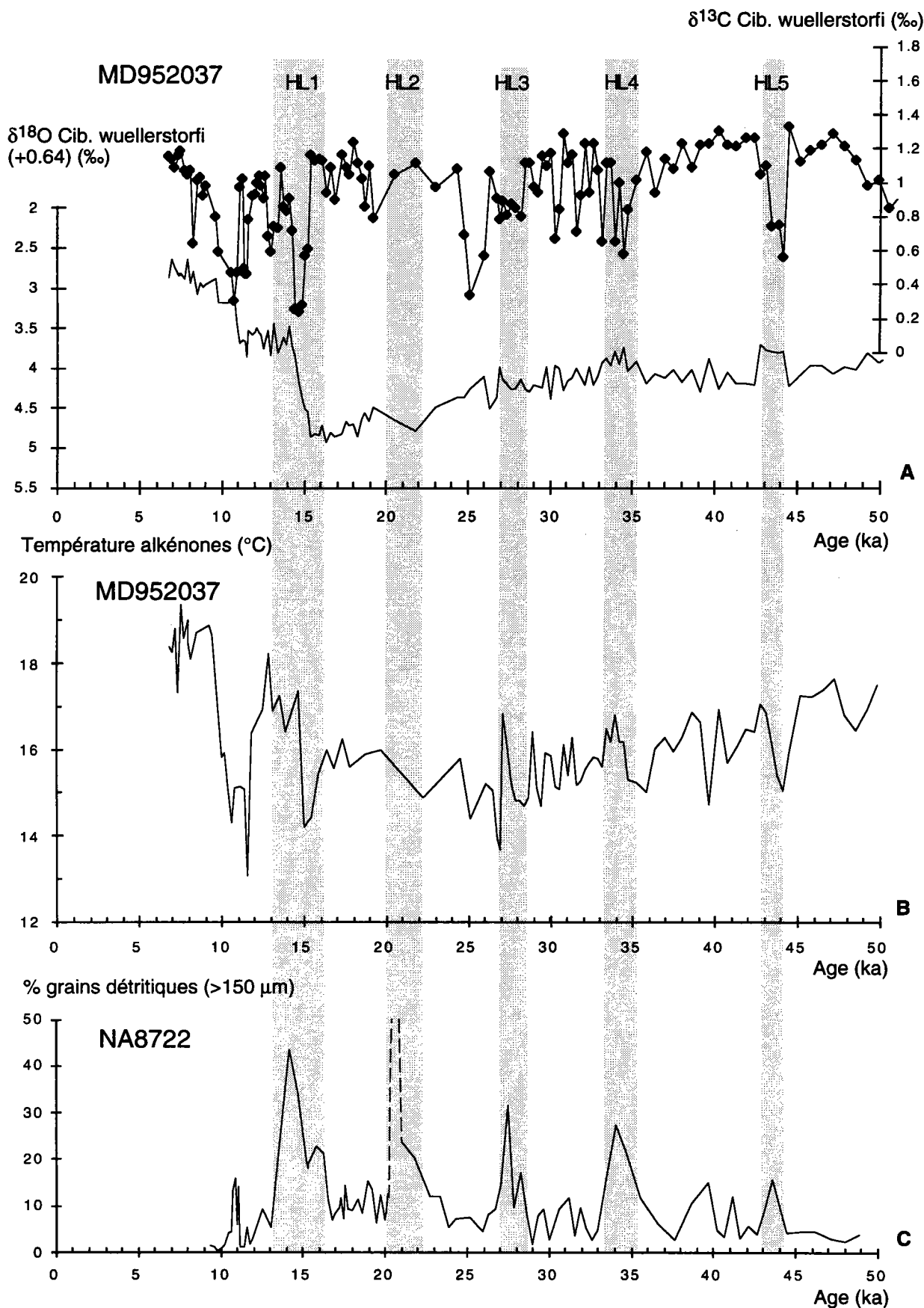


Fig. V-21: A) Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques dans la carotte MD952037 en fonction de l'âge. B) Les variations de la température des eaux de surface dans la carotte MD952037 en fonction de l'âge. C) Les variations du pourcentage des grains détritiques dans la fraction >150μm de la carotte NA8722 en fonction de l'âge. Les événements de Heinrich sont indiqués en grisé.

Ce schéma de circulation était différent de celui du dernier maximum glaciaire, caractérisé par une réduction de la ventilation des eaux profondes mais avec une bonne ventilation des eaux intermédiaires.

5.3.2. Variabilité des enregistrements du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques en réponse aux événements de Heinrich.

Les variations de grandes amplitudes dans l'enregistrement $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques sont dues aux changements du volume de glace [Labeyrie *et al.*, 1987] et de la température des eaux intermédiaires et profondes [Labeyrie *et al.*, 1992] au cours des variations glaciaires-interglaciaires (paragraphe 5.2.3). Outre ces variations lentes, les carottes MD952037 et SU9228 ont enregistré des variations rapides du signal $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques associées aux événements de Heinrich. Les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ ont une amplitude de 0.2 à 0.5‰. Une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ semble coïncider avec les HL4 et 5 et apparaît à la fin du HL3 dans la carotte MD952037 (fig. V-22), alors que dans la carotte SU9228, une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ apparaît après l'événement de Heinrich 4 (Fig. V-22)

Des diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ associées aux événements de Heinrich ont déjà été observées dans les carottes des eaux intermédiaires de l'Atlantique nord [Vidal *et al.*, soumis; Rasmussen *et al.*, 1996a]. Les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ sont le mieux marquées dans la carotte ENAM 93-21, prélevée à 1020 m de profondeur sur le seuil Wyville-Thompson à la sortie de la Mer de Norvège [Rasmussen *et al.*, 1996a]. Elles y sont de l'ordre de 1‰ (fig. V-22).

L'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte V1930 du Pacifique reflète mieux les variations globales du $\delta^{18}\text{O}$, car les eaux profondes y sont bien mélangées à cause de l'éloignement des sites de convection. Des variations rapides du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques sont également enregistrées dans cette carotte. Mais leur corrélation avec les

diminutions de $\delta^{18}\text{O}$ de l'Atlantique Nord est difficile à estimer, car l'échelle d'âge de la carotte V1930 est basée sur l'échelle astronomique (SPECMAP), qui est très imprécise pour le stade isotopique 3 (résolution ± 5000 ans) [Imbrie *et al.*, 1992]. Toutefois, l'amplitude de ces événements dans la carotte V1930 est de l'ordre de 0.15‰ seulement et les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ de l'Atlantique Nord doivent au moins partiellement être expliquées par des effets régionaux [Vidal *et al.*, soumis] de température ou autre, discutés dans les paragraphes suivants.

En Mer de Norvège, un couplage est observé entre les enregistrements du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et benthiques (fig. V-22a). Ce transfert du signal $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface vers les eaux intermédiaires est possible grâce au processus de congélation, qui n'implique aucun fractionnement isotopique [Craig & Gordon, 1965]. Ce processus, qui est un mécanisme important pour la ventilation des régions Nordiques pendant les périodes glaciaires, s'accélère pendant les stadials (événements froids dans l'enregistrement de GRIP) du fait de l'augmentation de la formation de la glace de mer (Dokken, comm. pers.). La masse d'eau formée de cette manière a contribué à la circulation des eaux intermédiaires dans l'Atlantique nord. Cette masse d'eau intermédiaire est caractérisée par une composition $\delta^{18}\text{O}$ légère pendant les événements de Heinrich, liée au transfert du signal de fonte de la surface vers le fond. Cette masse d'eau a pu être tracée à des profondeurs intermédiaires dans l'Atlantique Nord jusqu'à 2600 m et 50°N (Vidal *et al.*, 1997 soumis) (exemple NA8722 dans la fig. V-22)

Les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ dans la carotte MD952037 pendant les événements de Heinrich 4 et 5, pourraient indiquer l'extension de cette masse d'eau intermédiaire vers 2000 m de profondeur jusqu'en Atlantique central. Ceci implique que la formation des eaux intermédiaires dans les mers Nordiques pendant les événements de fonte ait plus d'importance dans la circulation des eaux intermédiaires de l'Atlantique Nord qu'estimé par Vidal *et al.* [soumis].

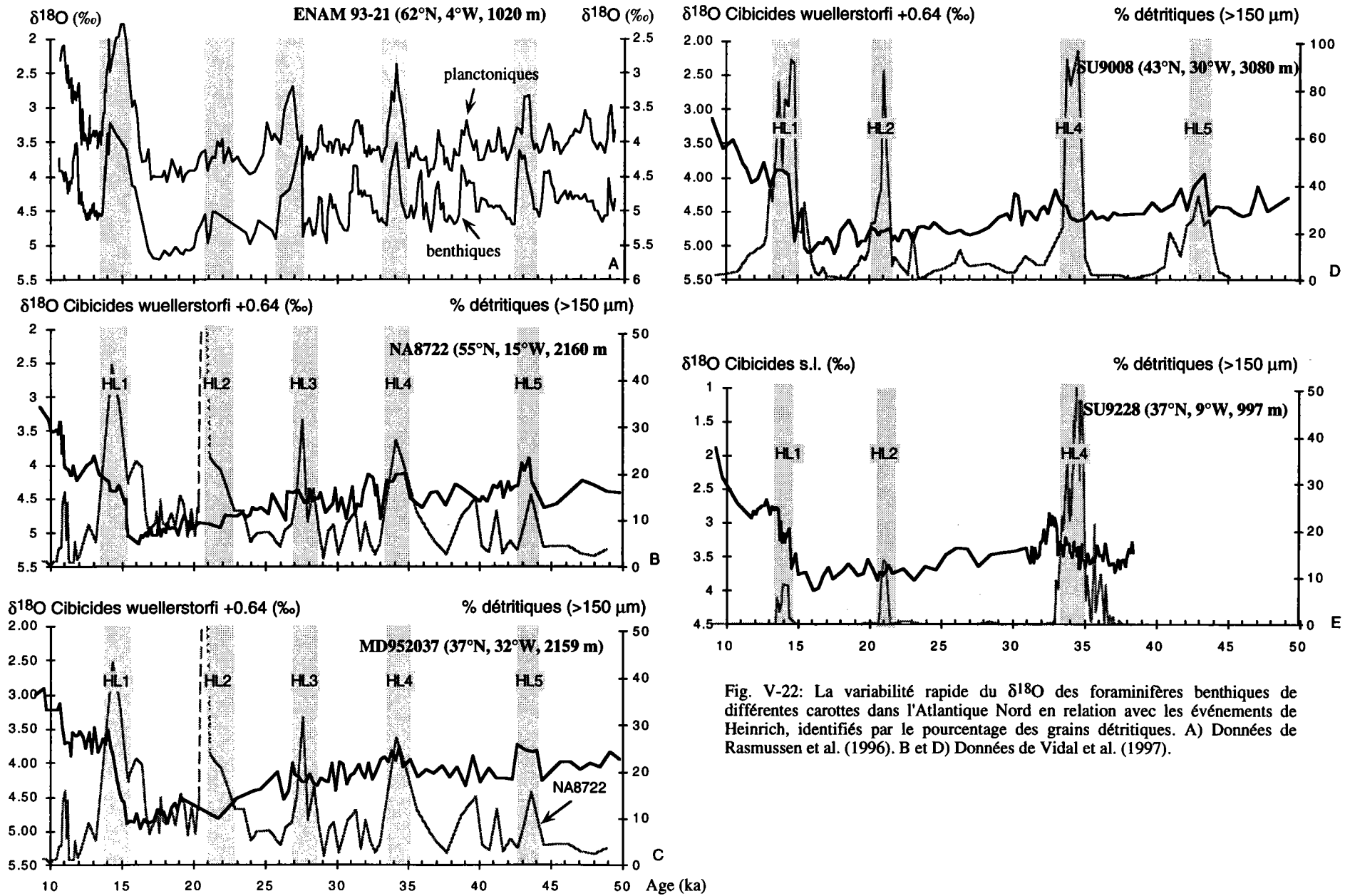


Fig. V-22: La variabilité rapide du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques de différentes carottes dans l'Atlantique Nord en relation avec les événements de Heinrich, identifiés par le pourcentage des grains détritiques. A) Données de Rasmussen et al. (1996). B et D) Données de Vidal et al. (1997).

Toutefois, les diminutions du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques de 0.25 et 0.5‰ pourrait aussi correspondre à un réchauffement des eaux intermédiaires aux moyennes latitudes. Ce réchauffement de l'ordre de 1 à 2°C maximum est expliqué dans le modèle de Paillard et Labeyrie [1994] par la formation lors des événements de fonte des eaux intermédiaires à plus basse latitude à partir des eaux de surface plus chaudes et plus salées.

Dans la carotte SU9228 (997 m), une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ succède à l'événement de Heinrich 2 et 4. Dans les carottes NA8722 (2160 m) et SU9008 (3080 m), l'événement de Heinrich 4 est également suivi par une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ [Vidal *et al.*, soumis]. Cette diminution pourrait avoir une signification plus globale en terme de changement du niveau marin, associée à la fonte des icebergs et la fonte partielle des calottes glaciaires lors du réchauffement du climat, car cette diminution du $\delta^{18}\text{O}$ est enregistrée sur toute la colonne d'eau. Nord-Atlantique après la débâcle. Une autre explication est possible. Lorsque la circulation thermohaline reprend, une grande quantité d'eau avec une composition $\delta^{18}\text{O}$ légère, présente à la surface et à des profondeurs intermédiaires dans l'Atlantique Nord, pendant l'événement de Heinrich, peut à la fin de celui-ci se dissiper dans la boucle thermohaline.

La diminution du $\delta^{18}\text{O}$ succédant HL4, dans la carotte SU9228 peut avoir une autre origine. Les eaux de surface de la Méditerranée subissent des réchauffements de l'ordre de 5°C après HL4 [Paterne *et al.*, soumis]. En conséquence, la température du MOW peut s'élever de quelques degrés. L'influence du MOW était probablement moins importante sur la marge Portugaise sous conditions glaciaires [Zahn *et al.*, 1997] et lors d'un événement de fonte [Sarnthein *et al.*, 1994] qu'à la période actuelle. Toutefois, la période post-Heinrich serait marquée par un climat sec autour de la Méditerranée [Paterne *et al.*, 1997]. Le bilan hydrologique négatif de la Méditerranée (évaporation > précipitation + run off), pourrait alors être à l'origine d'un renforcement du flux du MOW. Le retrait du front subpolaire sur la marge Portugaise après les événements de Heinrich (Chapitre III),

qui forme une barrière pour l'extension du MOW, pourrait être une autre raison pour justifier une influence accrue du MOW au site SU9228.

5.3.3. Reconstruction de la circulation des eaux intermédiaires dans l'Atlantique Nord pendant l'événement de Heinrich 4.

Pour mieux évaluer l'effet d'une débâcle d'icebergs sur la circulation thermohaline et en particulier sur la circulation des eaux intermédiaires, nous avons reconstruit la circulation des eaux intermédiaires à 37.5 ka (juste avant l'événement de Heinrich 4) et à 35 ka (pendant l'événement de Heinrich 4). Le choix des périodes de temps nous permettra de comparer nos reconstructions avec les reconstructions de la circulation des eaux profondes de Vidal (1996)[Vidal, 1996]. Le schéma de circulation actuel et celui du DMG ont été pris comme référence.

Le schéma actuel et le schéma du DMG

Les eaux intermédiaires des hautes latitudes de l'Atlantique nord-est, à la sortie de la Méditerranée et dans les Caraïbes sont en général mieux ventilées lors du DMG qu'à la période actuelle (fig. V-23, 24 et 25). Toutefois, les eaux intermédiaires des Açores portent généralement une signature $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous légèrement inférieure au DMG qu'actuellement (fig. V-23, 24 et 25). Une productivité de surface élevée pourrait être à l'origine de l'enrichissement en ^{12}C des eaux intermédiaires aux Açores par rapport aux autres régions de l'Atlantique Nord [Coppedge & Balsam, 1992; Sarnthein *et al.*, 1988].

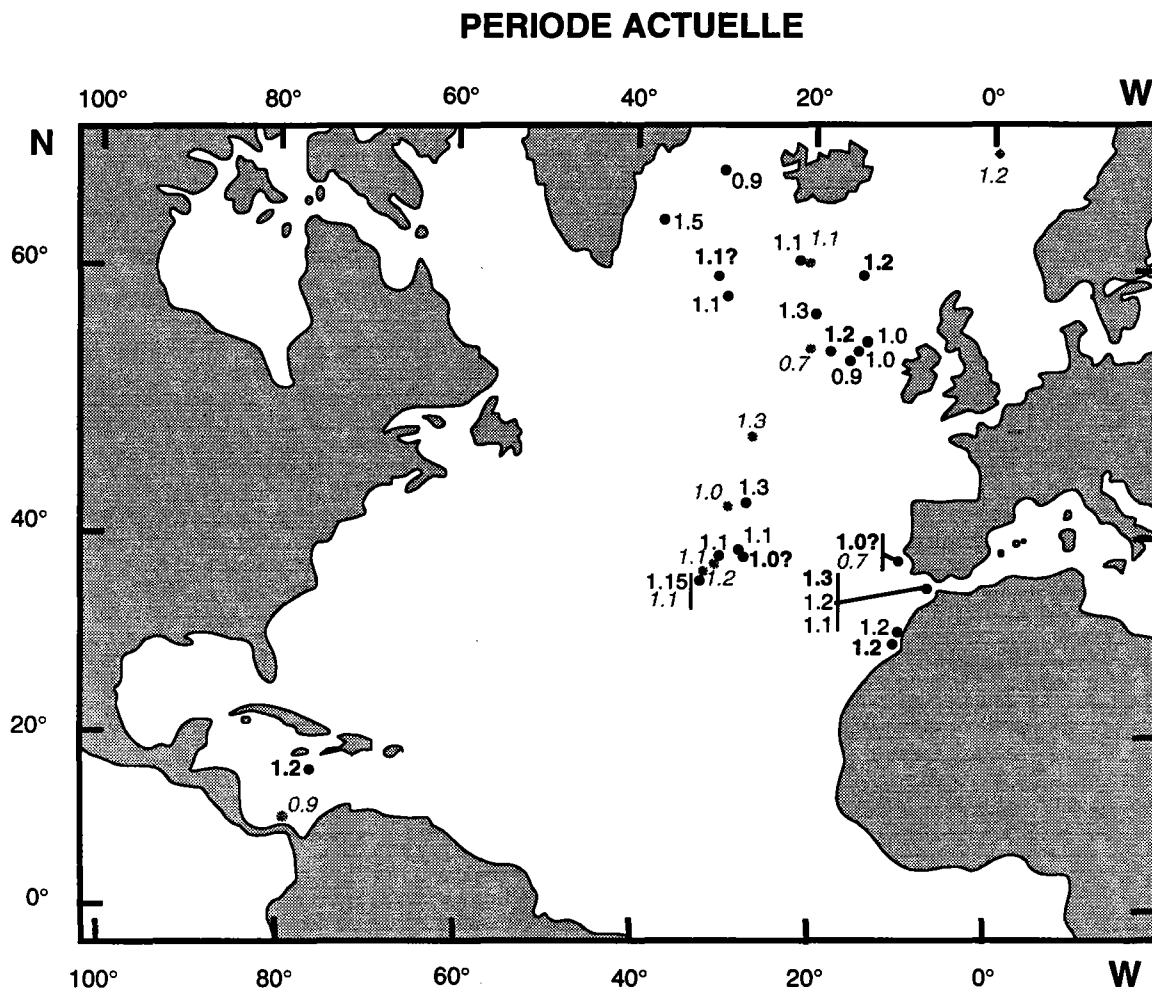


Fig. V-23: Composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des masses d'eau pour la période actuelle. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ entre 500 et 1500 m de profondeur sont indiquées en gras et les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des profondeurs supérieures à 2500 m sont indiquées en grisé et italique. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ avec un point d'interrogation sont des valeurs obtenues à partir d'un mélange de Cibicides et doivent être interprétées avec précaution.

RECONSTRUCTION POUR LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

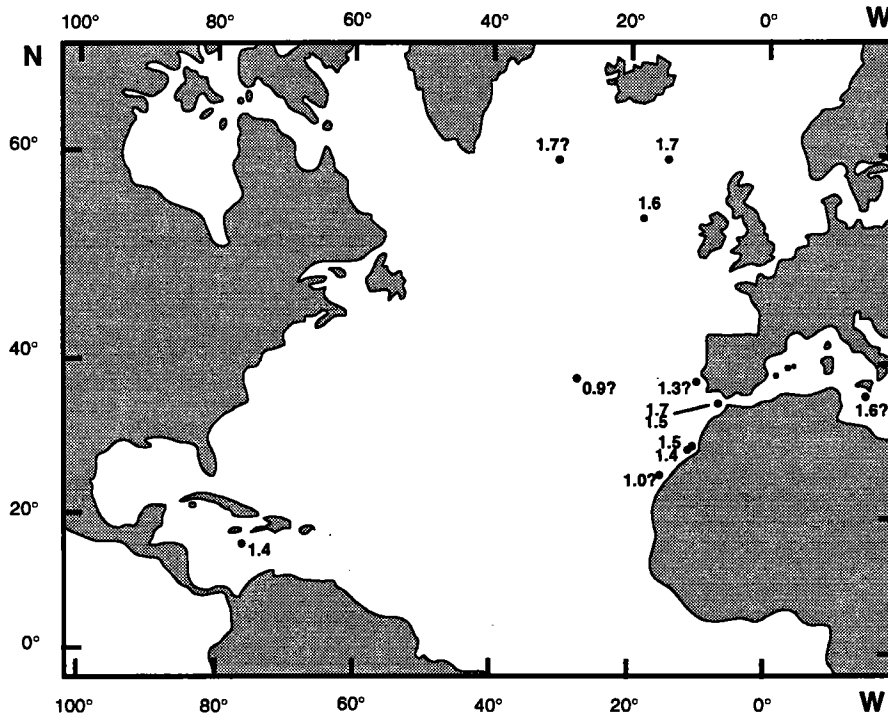


Fig. V-24: Reconstruction de la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des masses d'eau au Dernier Maximum Glaciaire entre 500 et 1500 m de profondeur. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ avec un point d'interrogation sont obtenues à partir d'un mélange de différentes espèces de Cibicides et doivent être interprétées avec précaution.

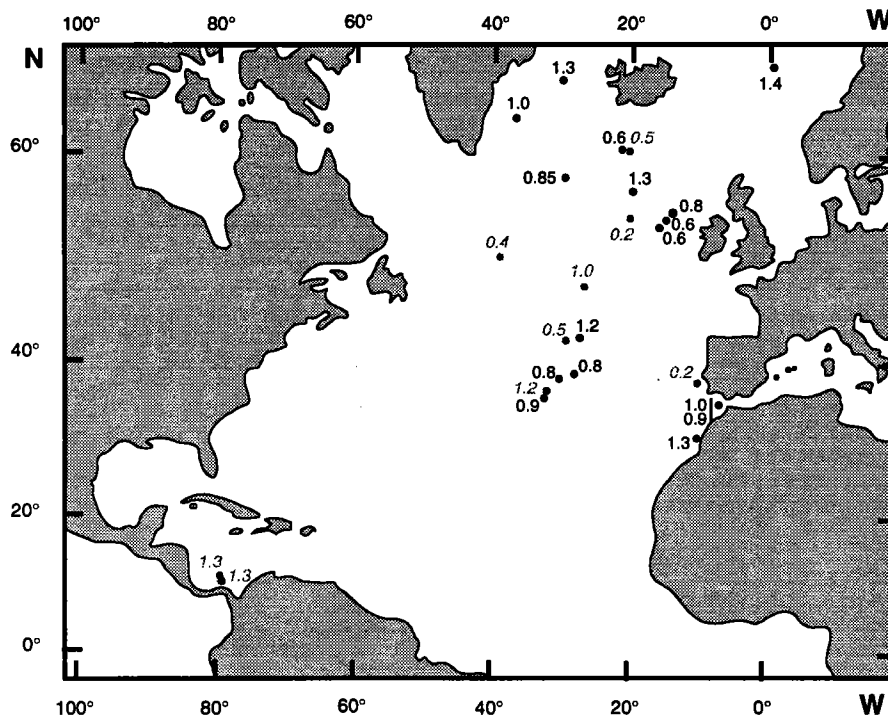


Fig. V-25: Reconstruction de la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des masses d'eau au Dernier Maximum Glaciaire à partir de 1500 m de profondeur. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des profondeurs supérieures à 2500 m sont indiquées en grisé et italique. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ avec un point d'interrogation sont obtenues à partir d'un mélange de différentes espèces de Cibicides et doivent être interprétées avec précaution.

Pendant le DMG, les eaux intermédiaires des hautes latitudes de l'Atlantique Nord étaient essentiellement ventilées par l'activité du site de convection, probablement situé vers 52°N-30°W [Labeyrie *et al.*, 1992; Duplessy *et al.*, 1991], et plus localement par formation de masses d'eau par processus de congélation dans les régions Nordiques [Veum *et al.*, 1992]. L'influence du MOW était probablement limitée (paragraphe 5.2.3). Compte tenu de la distribution du $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des eaux intermédiaires, une source de formation des eaux intermédiaires a dû exister dans le bassin ouest de l'Atlantique nord pour ventiler les eaux intermédiaires des Caraïbes (Fig. V-24 et 25). L'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques montre que cette eau intermédiaire est formée à partir des eaux de surface relativement chaudes probablement par échange avec les eaux de la thermocline [Slowley & Curry, 1992; Slowley & Curry, 1995] et/ou par augmentation de la formation des eaux modales dans l'Atlantique nord-ouest entre 35° et 45°N [Labeyrie *et al.*, 1992].

Reconstruction de la circulation des eaux intermédiaires à 37.5 ka .

A 37.5 ka (stade 3), les eaux intermédiaires de l'Atlantique nord sont bien ventilées (fig. V-26). La composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous de ces masses d'eau est comparable à celle du dernier maximum glaciaire, ce qui suggère des sources de ventilation des eaux intermédiaires comparable à celles du DMG. Les reconstructions de la position des sites de convection dans l'Atlantique nord pendant le stade 3 (paragraphe 5.2.3) montre qu'à 37.5 ka, que le site de convection était probablement positionné vers l'ouest et/ou le centre de l'Atlantique Nord (type DMG). Ceci se confirme par les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des eaux intermédiaires et profondes légèrement plus élevées dans le centre de l'Atlantique nord par rapport à l'Atlantique nord-est. Toutefois, les eaux intermédiaires des Açores comportait une composante plus importante des eaux intermédiaires relativement chaudes lors du stade isotopique 3 (paragraphe 5.2.3). Il est possible que cette composante ait la même origine que les eaux intermédiaires des Caraïbes.

RECONSTRUCTION AVANT L'EVENEMENT HL4 (37.5 ka)

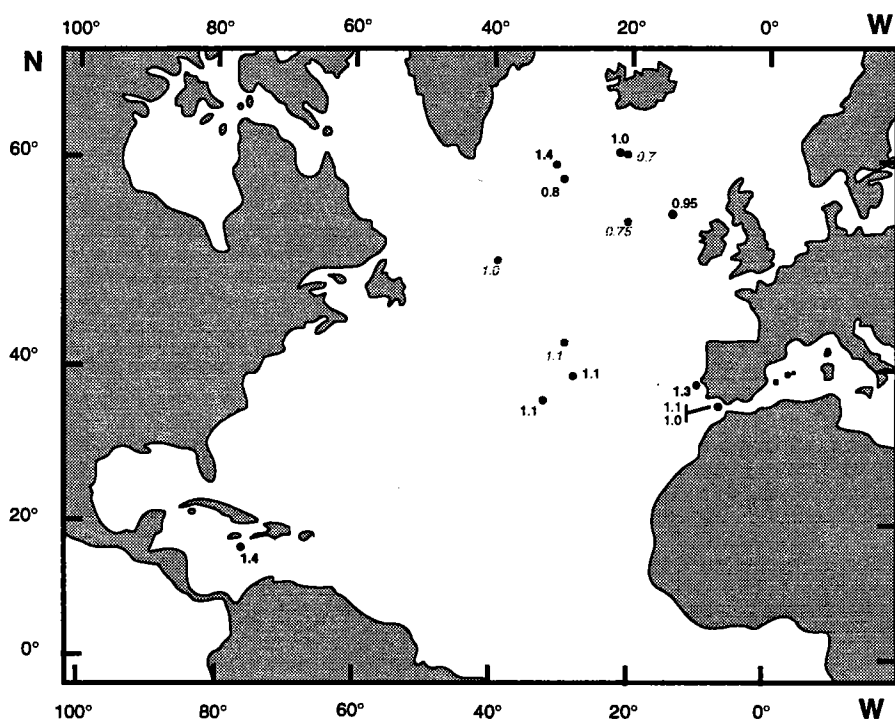


Fig. V-26: Reconstruction de la composition $\delta^{13}C$ du ΣCO_2 dissous des masses d'eau à 37.5 ± 0.5 ka, juste avant l'événement de Heinrich 4. Les valeurs en gras correspondent aux profondeurs entre 500 et 1500 m, ceux en italique et grisé correspondent à des profondeurs supérieures à 2500 m. Les autres valeurs correspondent aux profondeurs entre 1500 et 2500 m de profondeur

RECONSTRUCTION PENDANT L'EVENEMENT HL4 (35 ka)

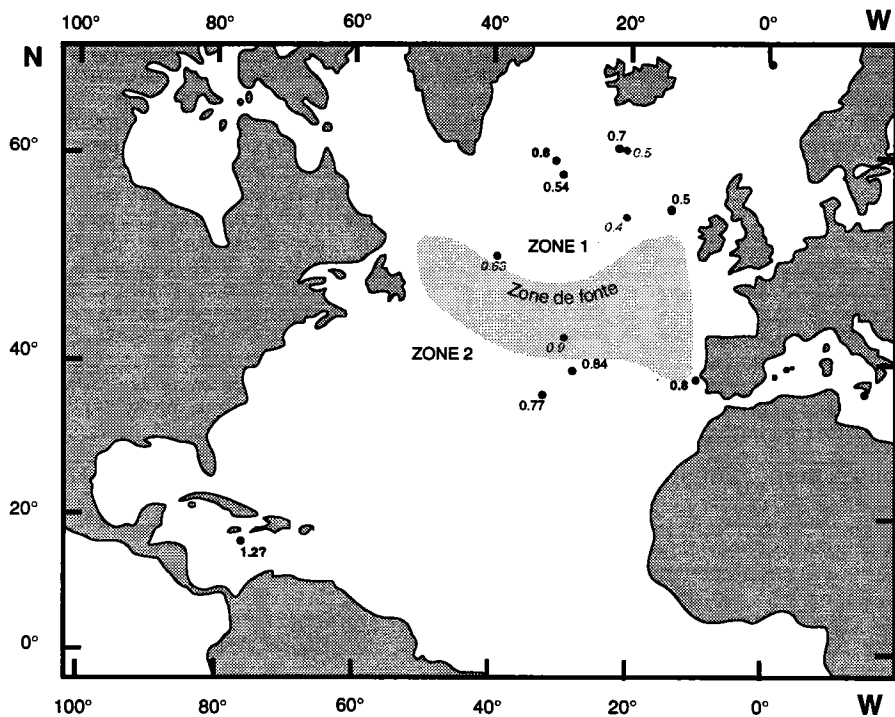


Fig. V-27: Reconstruction de la composition $\delta^{13}C$ du ΣCO_2 dissous des masses d'eau vers 35 ka, pendant l'événement de Heinrich 4. Les valeurs en gras correspondent aux profondeurs entre 500 et 1500 m, ceux en italique et en grisé correspondent à des profondeurs supérieures à 2500 m de profondeur. Les autres valeurs correspondent aux profondeurs entre 1500 et 2500 m de profondeur. La zone de fonte des icebergs a été indiquée en grisé et les zones de convection définies par Vidal (1996) avec les mentions Zone 1 et Zone 2.

Cette hypothèse pourrait expliquer la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous légèrement plus élevées des eaux intermédiaires aux Açores par rapport à celles des hautes latitudes.

Reconstruction de la circulation des eaux intermédiaires pendant HLA.

Lors de la débâcle d'icebergs vers 35 ka (fig. V-27), une diminution de la composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des masses d'eau intermédiaires et profondes est notée à toutes les profondeurs de la colonne d'eau. Cependant aux latitudes moyennes ($<50^\circ\text{N}$), la diminution de la ventilation des eaux intermédiaires est moins prononcée et les eaux intermédiaires restent relativement bien ventilées. Des conclusions similaires avait été avancées pour les eaux profondes (Vidal, 1996). Ceci suggère un déplacement des zones de convection des eaux intermédiaires et profondes vers le sud pendant la débâcle d'icebergs par rapport au stade isotopique 3.

La reconstitution de la densité des eaux de surface lors de la débâcle avait permis de définir deux zones de convection potentielle, respectivement situées au nord (zone 2) et au sud (zone 1) du panache de fonte [Vidal, 1996]. La zone 1 est la plus probable pour la formation des eaux profondes, car pendant l'hiver les eaux de surface y sont suffisamment froides et denses pour plonger jusqu'à 3000 m de profondeur et donc pour ventiler les eaux profondes de l'Atlantique central (Vidal, 1996). Dans la zone 2, les eaux de surface restent relativement chaudes et salées. L'augmentation de la production des eaux modales dans cette zone, ou les eaux de surface sont soumises à des forts refroidissements hivernaux, pourrait jouer un rôle important dans la ventilation des eaux intermédiaires de l'Atlantique nord, comme nous l'avons déjà pu le constater pendant le stade isotopique 3 [Labeyrie *et al.*, 1992].

Dans la carotte CH0288-54, la résolution temporelle des enregistrements n'est pas suffisante pour étudier en détail la réponse des eaux intermédiaires des Caraïbes aux événements de Heinrich. Toutefois, la résolution temporelle des enregistrements

d'environ 800 ans, nous aurait permis de mettre en évidence d'importants changements de la ventilation des eaux intermédiaires associées aux événements de Heinrich, si ils existaient, car ces événements ont une durée de 1000 à 2000 ans. Compte tenu des erreurs de stratigraphie, une légère diminution du $\delta^{13}\text{C}$ vers 34 ka pourrait correspondre à l'événement de Heinrich 4. Toutefois, les eaux intermédiaires des Caraïbes restent bien ventilées ($\pm 1.2\text{‰}$). Cette observation pourrait confirmer que lors de la débâcle, les processus de convection dans l'Atlantique nord-ouest vers 40°N était toujours actif.

Le déplacement des zones de convection vers le sud et une influence des eaux intermédiaires chaudes plus importantes aux latitudes moyennes, à cause de la disparition des sites de convection des hautes latitudes, est en accord avec un réchauffement des eaux intermédiaires, une des interprétations possibles pour expliquer la diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques, enregistrée dans la carotte MD952037.

Toutefois cette diminution du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée dans la carotte MD952037, pourrait provenir de la contribution d'une masse d'eau intermédiaire avec une composition $\delta^{18}\text{O}$ légère, dans les hautes latitudes de l'Atlantique Nord et formée dans les régions Nordiques en grande partie par le processus de congélation. Cette masse d'eau pourrait avoir une signature $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous relativement basse pendant les événements de Heinrich. Lors de l'événement de Heinrich 4, une composition $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous d'environ 0.6‰ est enregistrée dans les eaux profondes de la Mer de Norvège (Dokken, comm. pers.), qui contribueraient probablement à cette masse d'eau intermédiaire de l'Atlantique Nord [Vidal et al., soumis]. La signature $\delta^{13}\text{C}$ relativement légère du ΣCO_2 dissous des eaux formées par le processus de congélation, pourrait provenir du fait qu'elles se forment sur le plateau continental à partir des eaux très froides ou de l'influence des carbonates terrestres avec une composition $\delta^{13}\text{C}$ légère. Ces eaux pourraient également se former dans une polynya, à partir d'une eau d'origine plus profonde et appauvrie en ^{13}C (Dokken, comm. pers.).

La diminution de 0.3‰ du rapport isotopique $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous dans les eaux intermédiaires des Açores ($\delta^{13}\text{C}$ 0.8‰) lors de l'événement de fonte ne serait alors probablement pas entièrement due à la remontée des eaux profondes peu ventilées provenant du sud, car les eaux profondes sous-jacentes sont plus ventilées (0.9‰) à cet endroit. Mais cette ventilation des eaux profondes, enregistrée dans la carotte SU9008 (43°N), pourrait être très localisée. Il est également possible que ces eaux intermédiaires soient légèrement affectées (-0.1‰) par l'augmentation de la paléoproduktivité aux latitudes moyennes lors des événements de Heinrich (chapitre IV). Toutefois, cette diminution du $\delta^{13}\text{C}$ du ΣCO_2 dissous des eaux intermédiaires des Açores, ainsi que l'augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée par les foraminifères benthiques dans ces eaux, pourrait en partie être expliquée par une influence de cette masse d'eau d'origine nordique.

5.3.4. Variabilité du signal $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques de la carotte MD952037, en relation avec les cycles de Dansgaard-Oeschger.

Le réchauffement des eaux de surface des latitudes moyennes associé aux événements de Heinrich est compatible avec une réduction de la circulation thermohaline (Paillard & Labeyrie, 1994). Cette réduction est ressentie non seulement dans les eaux profondes, mais également dans les eaux intermédiaires, comme nous l'indiquent les baisses dans l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques de la carotte MD952037. Des baisses du $\delta^{13}\text{C}$ sont également enregistrées en dehors des événements de Heinrich (fig. V-28). Nous allons étudier leur relation avec les variations des conditions de surface et les cycles de Dansgaard-Oeschger, car eux aussi pourraient être également par des variations de la circulation thermohaline [Oppo & Lehman, 1995; Rasmussen *et al.*, 1996a].

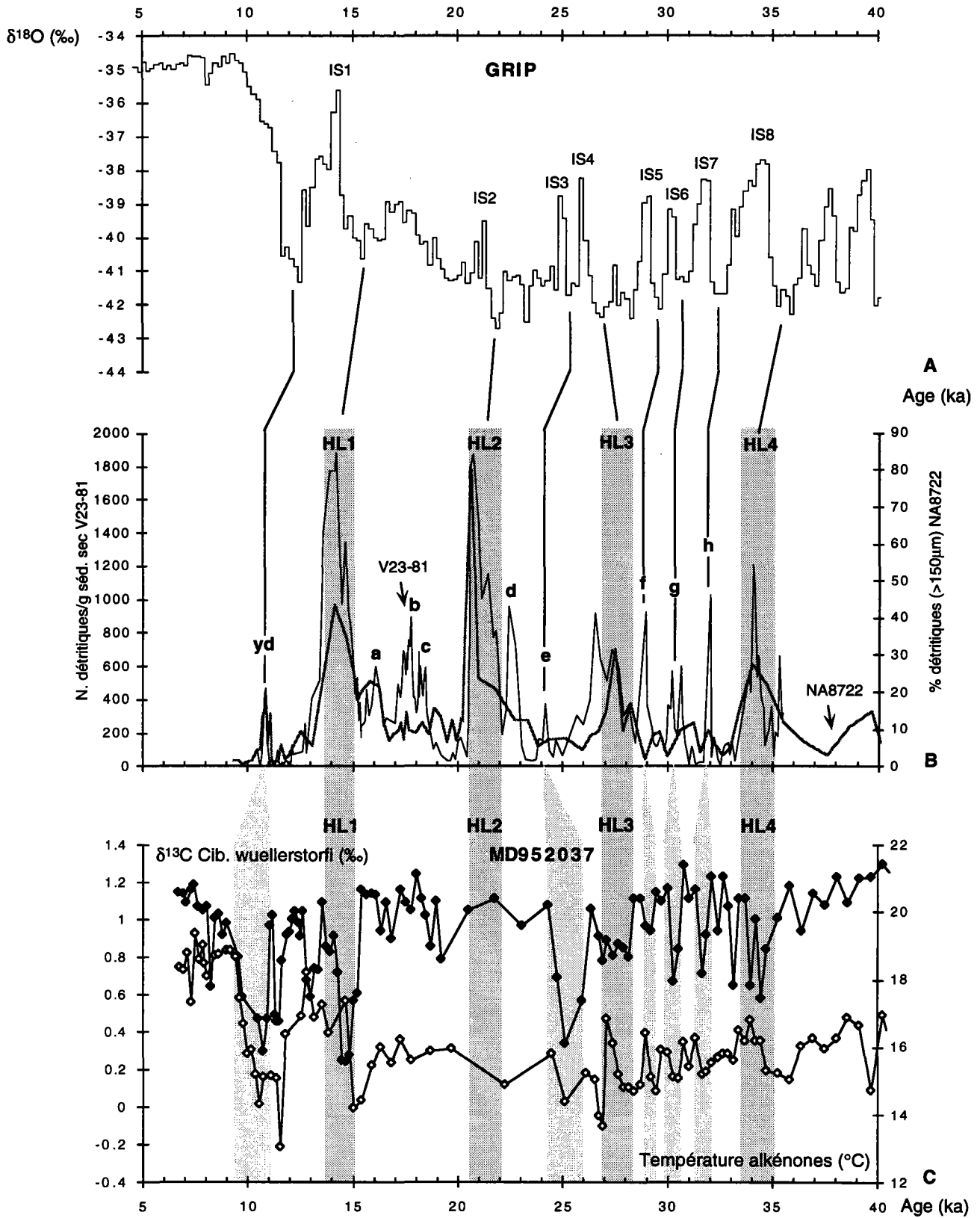


Fig. V-28: A) Variations du $\delta^{18}O$ de la carotte de glace GRIP (Dansgaard et al., 1993). B) C) Comparaison des variations du $\delta^{13}C$ des foraminifères benthiques (losanges noirs) et les variations de la température des eaux de surface (losanges blancs) de la carotte MD952037 en fonction de l'âge avec l'enregistrement de GRIP et les niveaux détritiques dans la carottes NA8722 et V23-81.

Nous constatons des variations de la température des eaux de surface aux latitudes moyennes qui pourraient être associées à chaque cycle stadial-interstadial (fig. III-28). Comme pour les événements de Heinrich, chacun des réchauffements semble correspondre à une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques. Une étude à plus haute résolution des enregistrements du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques, du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques et de la température des eaux de surface sera nécessaire pour déceler avec précision la relation exacte dans le temps entre ces différents paramètres.

5.4. Conclusion.

Les processus contribuant à une meilleure ventilation des eaux intermédiaires lors des phases glaciaires sont la convection par refroidissement hivernal et plus localement par formation de glace de mer dans les hautes latitudes. L'augmentation de la formation des eaux modales dans l'Atlantique nord-ouest vers 40°N et l'augmentation du pompage d'Ekman semblent également intervenir dans la ventilation des eaux intermédiaires à aux basses latitudes (Caraïbes). Au cours des stades isotopiques 2 et 3, différents schémas de circulation ont probablement existé avec déplacement des zones de convection aux hautes latitudes et changements dans la profondeur de convection. Ces observations mettent en avant le caractère multimodal de la circulation thermohaline. Lors du stade isotopique 3, alors que des eaux profondes étaient formées aux hautes latitudes, les eaux intermédiaires des latitudes moyennes recevaient une contribution des eaux intermédiaires relativement chaudes, qui pouvaient avoir la même origine que les eaux intermédiaires des Caraïbes. Nos résultats montrent clairement que toute la colonne d'eau était affectée par la réduction de la circulation thermohaline lors des événements de fonte. Pendant l'événement de Heinrich 4, les masses d'eau intermédiaires et profondes des latitudes moyennes semblent moins affectées, ce qui pourrait indiquer un déplacement des zones de convection vers le sud. Ce scénario favoriserait l'interprétation de la diminution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (MD952037) lors de l'événement de fonte en terme de réchauffement des eaux intermédiaires des latitudes moyennes. Toutefois, les résultats isotopiques n'excluent pas une contribution des eaux intermédiaires formées dans les régions nordiques essentiellement par les processus de congélation et ayant une composition $\delta^{18}\text{O}$ légère lors de l'événement de fonte.

Chapitre VI: Conclusion générale

Ce travail a été consacré à l'étude de la variabilité de la circulation des eaux de surface et intermédiaires aux latitudes moyennes de l'Atlantique Nord en relation avec les variations lentes et rapides du climat. Cette étude a été accomplie à partir de l'enregistrement de la composition isotopique de l'oxygène et du carbone des foraminifères planctoniques et benthiques et de la reconstitution de la température des eaux de surface dans les carottes sédimentaires. Afin de pouvoir comparer ces enregistrements dans les différentes carottes, une échelle d'âge précise et commune a été construite pour l'ensemble des carottes. Différentes difficultés ont été rencontrées pour corréler avec précision la variabilité rapide aux latitudes inférieures à 40°N avec celles des hautes latitudes dans l'Atlantique Nord. En effet, les niveaux détritiques correspondant aux événements de Heinrich, qui sont des marqueurs stratigraphiques très utiles pour la reconstruction des échelles d'âge à haute résolution, sont en général absents aux latitudes inférieures à 40°N. Les datations au carbone 14 suggèrent qu'une différence d'âge réservoir ^{14}C existait probablement pour les eaux de surface des moyennes et hautes latitudes pendant la dernière période glaciaire, du fait des changements de la circulation des eaux de surface.

Nous avons étudié les variations de la température et de la salinité des eaux de surface, car elles sont déterminantes pour la formation des masses d'eau intermédiaires et profondes. Situées à la limite des gyres subtropical et subpolaire, les eaux de surface des moyennes latitudes (37°N) sont particulièrement sensibles aux variations du système hydrologique de l'Atlantique Nord en relation avec la variabilité lente et rapide du climat. Lors des événements de Heinrich, des icebergs et des eaux de fonte froides étaient transportés vers le sud le long de la marge Portugaise. L'extension du panache de fonte dans l'Atlantique nord jusqu'au large du Portugal implique une interruption du transfert des eaux chaudes vers le nord. La mise en évidence du réchauffement des eaux de surface aux Açores (37°N) lors des événements de fonte, nous a permis de valider le modèle de

Paillard et Labeyrie (1994), qui prévoit l'accumulation de cette chaleur aux moyennes et basses latitudes. Ce même schéma pourrait s'être reproduit lors de certains stadials, mais cette question reste à préciser avec des données à plus haute résolution temporelle.

Pour l'étude de la ventilation des masses d'eau, *Cibicides wuellerstorfi* est l'espèce de foraminifères benthiques la mieux adaptée, car sa composition $\delta^{13}\text{C}$ reflète celle du ΣCO_2 dissous de l'eau de fond. Comme cette espèce n'est pas toujours présente dans la tranche d'eau comprise entre 1000 et 2000 m, nous avons choisi d'étalonner, une autre espèce épibenthique *Cibicides pachyderma*, pour étudier les eaux intermédiaires vers 1000 m de profondeur sur la marge Portugaise. Nous avons pu constater que les variations du $\delta^{13}\text{C}$, enregistrées par cette espèce, sont influencées par la décomposition de la matière organique sur le fond lors des périodes de haute productivité. Ces variations du $\delta^{13}\text{C}$ ont donc été interprétées avec un maximum de précautions en terme de ventilation.

L'étude des enregistrements isotopiques de l'oxygène et du carbone des foraminifères benthiques souligne l'importance de la variabilité des eaux intermédiaires pour la caractérisation de la circulation thermohaline lors de la dernière période glaciaire. Les résultats mettent en avant le caractère multimodal de la circulation. Les changements dans les caractéristiques des circulations intermédiaires et profondes le déplacement des sites de convection aux hautes latitudes et la contribution de sites de convection situés à plus basses latitudes (vers 40°N dans l'Atlantique nord-ouest) à la formation des eaux intermédiaires. Lors des événements de fonte, la réduction de la circulation thermohaline affecte toute la colonne d'eau. Toutefois, des sites de convection semblent toujours actifs à plus basses latitudes. Ce déplacement vers le sud des sites de convection pourrait avoir été à l'origine d'un réchauffement des eaux intermédiaires aux latitudes moyennes.

Perspectives.

Dans cette étude, nous avons montré l'importance de l'étude de la variabilité des eaux intermédiaires à haute résolution pour la compréhension du système de circulation et son rôle dans les variations climatiques rapides. Il sera nécessaire d'envisager à l'avenir la modélisation de ces variations climatiques en intégrant différents modes stables de circulation. Pour préciser le rôle de la circulation thermohaline dans la variabilité rapide du climat, l'étude à haute résolution d'autres carottes dans les eaux intermédiaires de l'Atlantique Nord (par exemple dans le bassin ouest) sera nécessaire. Des améliorations devront également être apportées pour l'établissement des échelles d'âge. Enfin, l'étude de la paléocirculation aux faibles profondeurs, implique un choix limité en site approprié, du fait des caractéristiques sédimentologiques de ces environnements, et la calibration d'autres espèces de foraminifères épibenthiques, susceptible d'avoir enregistré la variabilité de la circulation thermohaline.

Chapitre VII: Bibliographie

- Abrantes F., 1991 - Increased upwelling off Portugal during the last glaciation: Diatom evidence - *Marine Micropaleontology*, 17, pp. 285-310
- Alley R.B. & MacAyeal D.R., 1994 - Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet - *Paleoceanography*, 9, (4), pp. 503-511
- Altenbach A.V. & Sarnthein M., 1989 - Productivity record in benthic foraminifera - *in* : Productivity of the ocean: Present and Past. W. H. Berger, V. S. Smetacek and G. Wefer (Eds.). John Wiley & Sons,
- Andrews J.T. & Tedesco K., 1992 - Detrital carbonate-rich sediments, northwestern Labrador Sea: Implications for ice-sheet dynamics and iceberg rafting (Heinrich) events in the North Atlantic - *Geology*, 20, pp. 1087-1090
- Arnold A.J., 1983 - Foraminiferal thanatocenoses on the continental slope off Georgia and South Carolina - *Journal of Foraminiferal Research*, 13, (2), pp. 79-90
- Auffret G.A., Boelaert A., Vergnaud-Grazzini C., Müller C. & Kerbrat R., 1996 - Identification of Heinrich Layers in core KS01 North-Eastern Atlantic (46°N, 17°W), implications for their origin - *Marine Geology*, 131, 1/2, pp. 5-21.
- Baas J.H., Mienert J., Abrantes F. & prins M.A., 1997 - Late quaternary sedimentation on the portuguese continental margin: climate-related processes and products - *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 130, pp. 1-23
- Bard E., Arnold M., Duprat J., Moyes J. & Duplessy J.C., 1987a - Reconstruction of the last deglaciation: deconvolved records of $\delta^{18}\text{O}$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometric ^{14}C dating - *Climate Dynamics*, 1, pp. 101-112
- Bard E., Arnold M., Maurice P., Duprat J., Moyes J. & Duplessy J.-C., 1987b - Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry - *Nature*, 328, pp. 791-794
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. & Zindler A., 1990 - Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from the Barbados corals - *Nature*, 345, pp. 405-410
- Bard E., Rostek F. & Sonzogni C., 1997 - Interhemispheric synchrony of the last deglaciation inferred from alkenone palaeothermometry - *Nature*, 385, pp. 707-710
- Bard E.M., Arnold M., Mangerud J., M P., Labeyrie L., Duprat J., Melieres M.A., Sonstegaard E. & Duplessy J.C., 1994 - The North Atlantic atmosphere-sea surface ^{14}C timescale during the Younger Dryas climatic event - *Earth and Planetary Science Letters*, 126, pp. 275-287`
- Bassinot F., Labeyrie L. & scientifiques p., 1996 - IMAGES MD 101 à bord du Marion-Dufresne du 29 mai au 11 juillet 1995: Les rapports de campgnes à la mer, IFRTP, 217 p. p.
- Becker B., Kromer B. & Trimborn P., 1991 - A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary - *Nature*, 353, pp. 647-649

- Belanger P.E., Curry W.B. & Matthews R.K., 1981 - Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretations - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 33, pp. 205-220
- Berger W.H. & Heath G.R., 1968 - Vertical mixing in pelagic sediments - *Journal of Marine Research*, 36, pp. 134-143
- Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J. & Bonani G., 1993 - Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice - *Nature*, 365, pp. 143-147
- Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G. & Ivy S., 1992 - Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period - *Nature*, 360, pp. 245-249
- Bond G.C. & Lotti R., 1995 - Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scale during the last Glaciation - *Science*, 267, pp. 1005-1010
- Bouloire X., Beaufort L., Cayre O., Vicent E., Lancelot Y. & Shackleton N.J., 1996 - "Stratification of the photic zone in the North Atlantic during Heinrich Events recorded by planktonic microfossils"; *In: AGU, fall meeting, San Francisco*, pp. F21.
- Boyle E.A. & Keigwin L., 1987 - North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperatures - *Nature*, 330, pp. 35-40
- Boyle E.A. & Keigwin L.D., 1982 - Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: Geochemical evidence - *Science*, 218, pp. 784-786
- Boyle E.A. & Keigwin L.D., 1985/1986 - Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. - *Earth and Planetary Science Letters*, 76, pp. 135-150
- Broecker W., Bond G., Klas M., Clark E. & McManus J., 1992 - Origin of the Northern Atlantic's Heinrich Events - *Climate Dynamics*, 6, pp. 265-273
- Broecker W.S., 1982 - Glacial to interglacial changes in ocean chemistry - *Progress in Oceanography*, 11, pp. 151-197
- Broecker W.S., 1997 - Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system: will man-made CO₂ upset the current balance - *Science*, 278, pp. 1582-1588
- Broecker W.S., Bond G. & Klas M., 1990a - A salt oscillator in the glacial Atlantic. 1. The concept - *Paleoceanography*, 5, (4), pp. 469-477
- Broecker W.S., Klas M., Clark E., Trumbore S., Bonani W., Wölfli W. & Ivy S., 1990b - Accelerator mass spectrometry radiocarbon measurements on foraminifera shells from deep sea cores - *Radiocarbon*, 32, (2), pp. 119-133
- Broecker W.S., Oppo D., Peng T.H., Curry W., Andree M., Wolfli W. & Bonani G., 1988 - Radiocarbon-based chronology for the ¹⁸O/¹⁶O record for the last deglaciation - *Paleoceanography*, 3, (4), pp. 509-515
- Bryden H.L. & Stommel H.M., 1984 - Limiting processes that determine basic features of the circulation in the Mediterranean Sea - *Oceanologica Acta*, 7, (3), pp. 289-296

- Cayre O., 1997 - Reconstructions paléocéanographiques au Quaternaire récent à partir de l'analyse quantitative des foraminifères planctoniques dans l'océan Indien et dans l'Atlantique nord-est: *Thèse de doctorat*, l'Université d'Aix-Marseille III, p.
- Chapman M.R., Shackleton N.J., Zhao M. & Eglinton G., 1996 - Faunal and alkenone reconstructions of subtropical North Atlantic surface hydrography and paleotemperature over the last 28 kyr - *Paleoceanography*, 11, (3), pp. 343-357
- Coplen T.B., 1988 - Normalization of oxygen and hydrogen isotope data - *Chem. Geol. (isotope Geosci. Sect)*, 72, pp. 293-297
- Coppedge M.L. & Balsam W.L., 1992 - Organic carbon distribution in the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum - *Marine Geology*, 105, pp. 37-50
- Corliss B.H., 1985 - Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments - *Nature*, 314, pp. 435-438
- Corliss B.H., 1991 - Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean - *Marine Micropaleontology*, 71, pp. 195-236
- Cortijo E., 1995 - La variabilité climatique rapide dans l'Atlantique Nord depuis 128.000 ans: relations entre les carottes de glace et l'océan de surface: *Thèse de doctorat*, Université de Paris XI, p.
- Cortijo E., Labeyrie L., Vidal L., Vautravers M., Chapman M., Duplessy J.-C., Elliot M., Arnold M., Turon J.-L. & Auffret G., 1997 - Changes in sea surface hydrology associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic ocean between 40° and 60°N - *Earth and Planetary Science Letters*, 146, pp. 29-45
- Cox R.A., McCartney M.J. & Culkin F., 1970 - The specific gravity/salinity/temperature relationship in natural sea water - *Deep-Sea Research*, 17, pp. 679-689
- Craig H. & Gordon L.I., 1965 - Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere - E. Tongioli, Pisa; 9-131 p.
- Crowley T., 1981 - Temperature and circulation changes in the eastern North Atlantic during the last 150,000 years: evidence from the planktic foraminifer record - *Marine Micropaleontology*, 6, pp. 97-129
- Curry W.B. & Oppo D.W., 1997 - Synchronous, high-frequency oscillations in tropical sea surface temperatures and North Atlantic Deep Water production during the last glacial cycle. - *Paleoceanography*, 12, (1), pp. 1-14
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J. & Bond G., 1993 - Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-record - *Nature*, 364, pp. 218-220
- deMenocal P.B., Oppo D.W. & R.G. F., 1992 - Pleistocene $\delta^{13}C$ variability of North Atlantic Intermediate Water - *Paleoceanography*, 7, (2), pp. 229-250
- Denniélou B., 1997 - Dynamique sédimentaire sur le plateau des Açores pour les derniers 400ka: distribution, lithologie, flux et processus. Implications paléocéanographiques: Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, 340 p
- Dobson M. & Haynes J., 1973 - Association of foraminifera with hydroids on the deep shelf - *Micropaleontology*, 19, (78-90), pp.

- Duplessy J.-C., Labeyrie L., Arnold M., Paterne M., Duprat J. & van Weering T.C.E., 1992 - Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation - *Nature*, 358, pp. 485-487
- Duplessy J.-C., Labeyrie L., Juillet-Clerc A., Maître F., Duprat J. & Sarnthein M., 1991 - Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum - *Oceanologica Acta*, 14, (4), pp. 311-324
- Duplessy J.-C., Shackleton N.J., Matthews R.K., Prell W., Ruddiman W., Caralp M. & Héndy C.H., 1984 - 13C Record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and their impact on the global deepwater circulation - *Quaternary Research*, 3, pp. 343-360
- Duplessy J.C., Arnold M., Maurice P., Bard E., Duprat J. & Moyes J., 1986 - Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by ¹⁴C accelerator mass spectrometry - *Nature*, 320, pp. 350-352
- Duplessy J.C., Labeyrie L. & Paterne M., 1996 - North Atlantic Sea Surface conditions during the Younger Dryas cold event - in : Palaeoceanography of the North Atlantic margin. J. T. Andrews, W. E. N. Austin, H. Bergsten and A. Jennings (Eds.). pp. 167-175.
- Duplessy J.C., Shackleton N.J., Fairbanks R.G., Labeyrie L., Oppo D. & Kallel N., 1988 - Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation - *Paleoceanography*, 3, (3), pp. 343-360
- Elliot M., Labeyrie L., Bond G., Cortijo E., Turon J.-L., Tisnerat N. & Duplessy J.C., 1998 - Millennium timescale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings - (submitted to *Paleoceanography*).
- Emiliani C., 1955 - Pleistocene temperatures - *Journal of Geology*, 63, pp. 538-578
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A. & Urey H.C., 1953 - Revised carbonate-water isotopic temperature scale - *Geological Society of America Bulletin*, 64, pp. 1315-1325
- Fairbanks R.G., 1989 - A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation - *Nature*, 342, pp. 637-642
- Fairbanks R.G. & Wiebe P.H., 1980 - Foraminifera and chlorophyll maximum: vertical distribution, seasonal succession, paleoceanographic significance. - *Science*, 209, pp. 1524-1526
- Faugères J.-C., Gonthier E., Pujol C., Devaux M. & Philipps I., 1984 - La mission Faegas, IV: premiers résultats sur les sédiments profonds de la marge Ouest-Ibérique, du Golfe de Cadix et de la Mer d'Alboran. - *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, 36, pp. 67-83
- Fontugne, M & Duplessy J.-C., 1986 - Variations of the monsoon regime during the upper Quaternary: evidence from carbon isotopic record of organic matter in the north Indian Ocean sediment cores. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 56, pp. 69-88.

- Fronval T., Jansen E., Bloemendal J. & Johnsen S.J., 1995 - Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millenium timescales - *Nature*, 374, pp. 443-446
- Gooday A.J., 1988 - A benthic foraminiferal response to the deposition of phytodetritus in the deep sea - *Nature*, 322, pp. 70-73
- Gordon A.L., 1986 - Interocean exchange of thermocline water - *Journal of Geophysical Research*, 91, (C4), pp. 5037-5046
- Graham D.W. & Corliss B.H., 1981 - Carbon and oxygen isotopic disequilibria of recent deep-sea benthic foraminifera - *Marine Micropaleontology*, 6, pp. 483-497
- Grossman E.L., 1984 - Stable isotope fractionation in live benthic foraminifera from the southern California borderland. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 47, pp. 301-327
- Grousset F.E., Labeyrie L., Sinko J.A., Cremer M., Bond G., Duprat J., Cortijo E. & Huon S., 1993 - Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N) - *Paleoceanography*, 8, (2), pp. 175-192
- Haddad G.A., 1994 - Calcium carbonate dissolution patterns at intermediate water depths of the tropical oceans during the Quaternary: *pHd thesis, Unviversity of Houston, Texas*, 440 p. p.
- Haddad G.A. & Droxler A.W., 1996 - Metastable CaCO₃ dissolution at intermediate water depths of the Caribbean and western North Atlantic: Implications for intermediate water circulation during the past 200.000 years - *Paleoceanography*, 11, (6), pp. 701-716
- Hebbeln D., Dokken T., Anderson E., Hald M. & Elverhöi A.W., 1994 - Moisture supply for northern ice sheet growths during the last glacial maximum - *Nature*, 370, pp. 357-360
- Heinrich H., 1988 - Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years - *Quaternary Research*, 29, pp. 142-152
- Hut G., 1985 - "Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations"; *In: Consultant Group Meeting IAEA, Vienna*
- Imbrie J., Berger A., Boyle E.A., Clemens S.C., Duffy A., Howard W.R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Molfino B., Morley J.J., Peterson L.C., Pisias N.G. *et al.*, 1993 - On the structure and origin of major glacial cycles. 2. the 100,000-year cycle - *Paleoceanography*, 8, (6), pp. 699-735
- Imbrie J., Boyle E.A., Clemens S.C., Duffy A., Howard W.R., Kukla G., Kutzbach J., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Molfino B., Morley J.J., Peterson L.C., Pisias N.G., Prell W.L. *et al.*, 1992 - On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing - *Paleoceanography*, 7, (6), pp. 701-738
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L. & Shackleton N.J., 1984 - The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record - *in : Milankovitch and Climate, Part I*. A. L. B. e. al. (Ed.) D. Reidel Publishing Company, 126, pp. 269-305.

Kallel N., Paterne M., Duplessy J.-C., Vergnaud-Grazzini C., Pujol C., Labeyrie L., Arnold M., Fontugne M. & Pierre C., 1997 - Enhanced rainfall on the Mediterranean Region during the last Sapropel event - *Oceanologica Acta*, 20, (5), pp. 697-712

Keigwin L.D. & Boyle E.A., 1985 - Carbon isotopes in deep-sea benthic foraminifera: precession and changes in low-latitude biomass - *in* : The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to present, *Geophysical monograph*, pp. 319-328.

Keigwin L.D. & Jones G.A., 1994 - Western North Atlantic evidence for millennial-scale changes in ocean circulation and climate - *Journal of Geophysical Research*, 99, (C6), pp. 12397-12410

Keigwin L.D. & Lehman S.J., 1994 - Deep circulation change linked to Heinrich Event 1 and Younger Dryas in a middepth North Atlantic core - *Paleoceanography*, 9, (2), pp. 185-194

Kiefer T., Abrantes F., Sarnthein M., Weinelt M. & Labeyrie L., 1995 - "Prominent productivity spikes in the subtropical North Atlantic parallel Heinrich meltwater events"; *In*: 5th International Conference on Paleooceanography, Halifax, pp. 85.

Kroopnick P., 1980 - The distribution of ¹³C in the Atlantic Ocean - *Earth and Planetary Science Letters*, 49, pp. 469-484

Kroopnick P.M., 1985 - The distribution of ¹³C of ΣCO₂ in the world ocean - *Deep-Sea Research*, 32, (1), pp. 57-84

Labeyrie L., Vidal L., Cortijo E., Paterne M., Arnold M., Duplessy J.C., Vautravers M., Labracherie M., Duprat J., Turon J.L. & Grousset F., 1995 - Surface and deep hydrology of the Northern Atlantic Ocean during the last 150 ka - *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 348B, 255-264.

Labeyrie L.D., Duplessy J.-C. & Blanc P.L., 1987 - Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years - *Nature*, 327, pp. 477-482

Labeyrie L.D., Duplessy J.-C., Duprat J., Juillet-Clerc A., Moyes J., Michel E., Kallel N. & Shackleton N.J., 1992 - Changes in the vertical structure of the North Atlantic ocean between glacial and modern times - *Quaternary Science Reviews*, 11, pp. 401-413

Lamb H.H., 1971 - Climates and circulation regimes developed over the Northern hemisphere during and since the last ice age - *Paleogeography, Paleoclimatology, paleoecology*, 10, (125-162), pp.

Lebreiro S.M., Moreno J.C., Abrantes F.F. & Pflaumann U., 1997 - Productivity and paleoceanographic implications on the Tore Seamount (Iberian Margin) during the last 225 kyr: Foraminiferal evidence - *Paleoceanography*, 12, (5), pp. 718-727

Lebreiro S.M., Moreno J.C., McCave I.N. & Weaver P.P.E., 1996 - Evidence for Heinrich Layers off Portugal (Tore Seamount: 39°N 12°W) - *Marine Geology*, 131, pp. 47-56.

Leuenberger M., Siegenthaler U. & Longway C.C., 1993 - Carbon isotope composition of atmospheric CO₂ during the last ice age - *Nature*, 357, pp. 488-490

Levitus S. & Boyer T., 1994 - World Ocean Atlas. Volume 4, temperature NOAA atlas, NESDIS 4 - U.S. Department of commerce, Washington D.C.

- Linke P. & Lutze G.F., 1993 - Microhabitats preference of benthic foraminifera - A static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? - *Marine Micropaleontology*, 20, pp. 215-234
- Loncaric N., Auffret G.A., Abrantes F., Baas J.H., Gaspar L. & Pujol C., 1997 Late quaternary sedimentation patterns of the Meriadzeck Terrace, Bay of Biscay - (*submitted to Marine Geology*).
- Lutze G.F. & Coulbourn W.T., 1983/84 - Recent benthic foraminifera from the continental margin of Northwest Africa: community structure and distribution - *Marine Micropaleontology*, 8, pp. 361-401
- Lutze G.F. & Thiel H., 1989 - Epibenthic foraminifera from elevated microhabitats: *Cibicides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis* - *Journal of Foraminiferal Research*, 19, (2), pp. 153-158
- Lynch-Stieglitz J., Fairbanks R.G. & Charles C.D., 1994 - Glacial-interglacial history of Antarctic Intermediate Water: Relative strength of Antarctic versus Indian Ocean sources - *Paleoceanography*, 9, (1), pp. 7-29
- MacAyeal D.R., 1993 - Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich Events - *Paleoceanography*, 8, (6), pp. 775-784
- Mackensen A., Hubberten H.W., Bickert T., Fischer G. & Fütterer D.K., 1993 - The $\delta^{13}\text{C}$ in benthic foraminiferal tests of *Fontibiotia wuellerstorfi*(Schwager) relative to the $\delta^{13}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in southern ocean deep water: implications for glacial ocean circulation models - *Paleoceanography*, 8, (5), pp. 587-610
- Manabe S. & Stouffer R.J., 1995 - Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean - *Nature*, 378, pp. 165-167
- Marchitto T.M., Curry W.B. & W O.D., 1998 - North Atlantic gyre ventilation and intermediate water formation during the last glaciation and Younger Dryas - (*submitted to Nature*).
- Marino B.D., McElroy M.B., Salavitch R.J. & Spouling W.G., 1992 - Glacial to interglacial variations in the carbon isotope composition of atmospheric CO_2 - *Nature*, 357, (461-466), pp.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C., Jr. & Shackleton N.J., 1987 - Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy - *Quaternary Research*, 27, pp. 1-29
- Maslin M.A. & Shackleton N.J., 1995 - Surface water temperature, salinity and density changes in the northeast Atlantic during the last 45000 years: Heinrich evtns, deep water formation and climatic rebounds - *Paleoceanography*, 10, (3), pp. 527-544
- McCartney M.S. & Talley L.D., 1982 - The subpolar Mode Water of the North Atlantic Ocean - *Journal of Physical Oceanography*, 12, pp. 1169-1188
- McCorkle D.C., Keigwin L.D., Corliss B.H. & Emerson S.R., 1990 - The influence of microhabitats on the isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera - *Paleoceanography*, 5, (2), pp. 161-185

McIntyre A., Kipp N.G., Bé A.W.H., Crowley T., Kellogg T., Gardner J.V., Prell W. & Ruddiman W.F., 1976 - Glacial North Atlantic 18000 years ago: A CLIMAP reconstruction - in : Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology. R. M. Cline and J. D. Hays (Eds.). Geological Society of America, Inc., Boulder, Colorado; Memoir 145, pp. 43-76.

Mook W.G., Bommerson J.C. & Stoverman W.H., 1974 - Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide - *Earth and Planetary Science Letters*, 22, pp. 69-176

Morkhoven F., Berggren W.A. & Edwards A.S., 1986 - Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera - Elf Aquitaine, Pau;

Okada H. & McIntyre A., 1979 - Seasonal distribution of modern coccolithophores in the western North Atlantic ocean - *Mar. Biol. Berlin*, 54, (319-328), pp.

Oppo D.W. & Fairbanks R.G., 1987 - Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern ocean - *Earth and Planetary Science Letters*, 86, pp. 1-15

Oppo D.W. & Fairbanks R.G., 1990 - Atlantic ocean thermohaline circulation of the last 150,000 years: relationship to climate and atmospheric CO₂ - *Paleoceanography*, 5, (3), pp. 277-288

Oppo D.W. & Lehman S.J., 1993 - Mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic during the last Glacial Maximum - *Science*, 259, pp. 1148-1152

Oppo D.W. & Lehman S.J., 1995 - Suborbital timescale variability of North Atlantic Deep Water during the past 200.000 years - *Paleoceanography*, 10, (5), pp. 901-910

Ostlund H.G., Craig C., Broecker W.S. & Spencer D., 1987 - GEOSECS Atlantic, Pacific and Indian Ocean Expeditions. Shorebased Data and Graphics. - U.S. Government Printing Office, Washington D.C.; 200 p.

Paillard D. & Labeyrie L., 1994 - Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events - *Nature*, 372, pp. 162-164

Paillard D., Labeyrie L. & Yiou P., 1996 - "Macintosh program time-series analysis"; In: AGU, fall meeting, San Francisco, pp. 379.

Paterne M., Kallel N., Labeyrie L., Vautravers M., Duplessy J.C., Rossignol-Strick M., Cortijo E., Arnold M. & Fontugne M., 1997 - Hydrological relationship between the Atlantic ocean and the Mediterranean Sea during the past 15-75 ka (*submitted to paleoceanography*)

Pflaumann U., Duprat J., Pujol C. & Labeyrie L., 1996 - SIMMAX, a modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments - *Paleoceanography*, 11, pp. 15-35

Pickard G.L. & Emery W.J., - Descriptive physical oceanography: an introduction - Pergamon press.

Pierre C., Vergnaud-Grazzini C., Thouron D. & Saliège J.-F., 1986 - Compositions isotopiques de l'oxygène et du carbone des masses d'eau en Méditerranée - *Mem. Soc. Geol. It.*, 36, pp. 165-174

- Prahl F.G. & Wakeman S.G., 1987 - Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment - *Nature*, 330, pp. 367-369
- Prell W.L., Imbrie J., Martinson D.G., Morley J.J., Pisias N.G., Shackleton N.J. & Streeter H.F., 1986 - Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late quaternary - *Paleoceanography*, 1, (2), pp. 137-162
- Rahmstorf S., 1994 - Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model - *Nature*, 372, pp. 82-85
- Rahmstorf S., 1995 - Bifurcation of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle - *Nature*, 378, pp. 145-149
- Rasmussen T.L., 1996a - Climatic instability, ice sheets and ocean dynamics at high northern latitudes during the last glacial period (58-10 ka BP) - *Quaternary Science Reviews*, 15, pp. 1-10
- Rasmussen T.L., 1996b - High resolution stratigraphy of the Faeroe-Shetland Channel and its relation to North Atlantic paleoceanography: the last 87 kyr - *Marine Geology*, 131, pp. 75-88
- Rasmussen T.L., Thomsen E., Labeyrie L. & van Weering T.C.E., 1996a - Circulation changes in the Faeroe-Shetland channel correlating with cold events during the last glacial period (58-10 ka) - *Geology*, 24, (10), pp. 937-940
- Rasmussen T.L., Thomsen E., van Weering T.C.E. & Labeyrie L., 1996b - Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faeroe Margin during the last 58000 years - pp.
- Reid J.L., 1979 - On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea - *Deep-Sea Research*, 26A, pp. 1199-1223
- Revel M., Sinko J.A. & Grousset F.E., 1996 - Sr and Nd isotopes as tracers of North Atlantic lithic particles: Paleoclimatic implications - *Paleoceanography*, 11, (1), pp. 95-113
- Richter T., 1997 - Sedimentary fluxes at the Mid-Atlantic Ridge. Sediment sources, accumulation rates and geochemical characterisation: PhD Thesis, Christian-Albrechts-Universität, Kiel, 173 p.
- Robinson S.G., Maslin M.A. & McCave I.N., 1995 - Magnetic susceptibility variations in Upper Pleistocene deep-sea sediments of the N E Atlantic: Implications for ice-rafting and paleocirculation at the last glacial maximum. - *Paleoceanography*, 10, (2), pp. 221-250
- Rohling E.J., 1994 - Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels - *Marine Geology*, 122, pp. 1-28
- Rosignol-Strick M., 1985 - Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49, pp. 237-263
- Ruddiman W.F., 1977 - Late quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic - *Geological Society of America Bulletin*, 88, pp. 1813-1827.
- Ruddiman W.F. & Glover L.K., 1972 - Vertical mixing of ice-rafted volcanic ash in North Atlantic sediments - *Geological Society of America Bulletin*, 83, pp. 2817-2836

Sarnthein M., Jansen E., Weinelt M., Arnold M., Duplessy J.C., Erlenkeuser H., Flatoy A., Johannessen G., Johannessen T., Jung S., Koç N., Labeyrie L., Maslin M., Pflaumann U. & Schulz H., 1995 - Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-80°N: A time-slice record of the last 30.000 years - *Paleoceanography*, 10, (6), pp. 1063-1094

Sarnthein M., Winn K., Duplessy J.C. & Fontugne M.R., 1988 - Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years - *Paleoceanography*, 3, (3), pp. 361-399

Sarnthein M., Winn K., Jung S.J.A., Duplessy J.C., Labeyrie L., Erlenkeuser H. & Ganssen G., 1994 - Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions - *Paleoceanography*, 9, (2), pp. 209-267

Schönfeld J., 1997 - The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese continental margin - *Marine Micropaleontology*, 29, pp. 211-236

Seidov D., Sarnthein M., Statterger K., Prien R. & Weinelt M., 1996 - North Atlantic ocean circulation during the last glacial maximum and subsequent meltwater event: a numerical model - *Journal of Geophysical research*, 101, (C7), pp. 16305-16332

Shackleton N.J., 1974 - "Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial"; In: Colloque CNRS n°219, Paris, pp. 203-210.

Shackleton N.J., J I. & Hall M.A., 1983 - Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic - *Earth and Planetary Science Letters*, 65, pp. 233-244

Shackleton N.J. & Matthews R.K., 1977 - Oxygen isotope stratigraphy of Late Pleistocene coral terraces in Barbados - *Nature*, 268, pp. 618-620

Shackleton N.J. & Opdyke N.D., 1973 - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotopoe temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year timescale - *Quaternary Research*, 3, pp. 39-55

Sikes E.L. & Keigwin L.D., 1994 - Equatorial Atlantic sea surface temperatures for the last 30 kyr: a comparison of U^K₃₇, δ¹⁸O and foraminiferal assemblage temperature estimates - *Paleoceanography*, 9, (1), pp. 31-45

Sikes E.L. & Keigwin L.D., 1996 - A reexamination of northeast Atlantic sea surface temperature and salinity over the last 16 kyr - *Paleoceanography*, 11, (3), pp. 327-342

Slowley N.C. & Curry W.B., 1992 - Enhanced ventilation of the North Atlantic subtropical gyre thermocline during the last glaciaition - *Nature*, 358, pp. 665-668

Slowley N.C. & Curry W.B., 1995 - Glacial-interglacial differences in circulation and carbon cycling within the upper western North Atlantic - *Paleoceanography*, 10, (4), pp. 715-732

Smyte F.W., Ruddiman W.F. & Lumsden D.N., 1985 - Ice-rafted evidence of long term North Atlantic circulation - *Marine Geology*, 64, pp. 131-141

- Smythe F.W., Ruddiman W.F. & Lumsden D.N., 1985 - Ice-rafted evidence of long term North Atlantic circulation - *Marine Geology*, 64, (131-141), pp.
- Snoeckx H., Grousset F., Revel M. & Boelaert A., 1998, submitted - European contribution of ice-rafted sand to Heinrich layers H3 et H4 - (*submitted to Marine Geology*)
- Stuiver M. & Reimer P.J., 1993 - Extended ^{14}C data base and revised calib 3.0 ^{14}C age calibration program - *Radiocarbon*, 35, (1), pp. 215-230
- Sy A., 1988 - Investigation of large scale circulation patterns in the central North-Atlantic: the North Atlantic Current, the Azores Current, and the Mediterranean plume in the area of the Mid-Atlantic Ridge - *Deep-Sea research*, 35, (3), pp. 383-413
- Tchernia P., 1978 - Océanographie régionale, description physique des océans et des mers - ENSTA, 257 p.
- Toggweiler R.J., 1994 - The ocean's overturning circulation - *American Institute of physics*, pp. 45-50
- van Krefeld S.A., Knappertsbuch M., Ottens J.J., Gansen G. & 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
- Veum T., Jansen E., Arnold M., Beyer I. & Duplessy J.-C., 1992 - Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28000 years - *Nature*, 356, pp. 783-785
- Vidal L., 1996 - La variabilité de la circulation thermohaline et des caractéristiques physico-chimiques des eaux profondes en liaison avec l'hydrologie des eaux de surface aux hautes latitude Nord au cours des derniers 150.000 ans: *Thèse de doctorat*, Université de Paris, VI, p.
- Vidal L., Labeyrie L., Cortijo E., Arnold M., Duplessy J.-C., Michel E., Becqué S. & van Weering T.C.E., 1997a - Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich Events - *Earth and Planetary Science Letters*, 146, pp. 13-27
- Vidal L., Labeyrie L. & van Weering T.C.E., 1997b - Benthic $\delta^{18}\text{O}$ records in the North Atlantic over the last glacial period (60-10ka): evidence for brine formation. - (*submitted*)
- Villanueva J., Grimalt J.O., Labeyrie L., Cortijo E., Vidal L. & Turon J.L., 1997 - Precessional forcing of productivity in the North Atlantic Ocean - (*submitted to paleoceanography*)
- Wang L., Sarnthein M., Duplessy J.-C., Erlenkeuser H., Jung S. & Pflaumann U., 1995 - Paleo sea surface salinities in the low-latitude Atlantic: The $\delta^{18}\text{O}$ record of *Globigerinoides ruber* (white) - *Paleoceanography*, 10, (4), pp. 749-761
- Woodruff F., Savin S.M. & Douglas R.G., 1980 - Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by recent benthic foraminifera - *Marine micropaleontology*, 5, pp. 3-11
- Zahn R., 1997 - North Atlantic thermohaline circulation during the last glacial period: evidence for coupling between meltwater events and convective instability, *habilitation thesis*: Geomar report, Geomar, Kiel, Germany, 133 p.

Zahn R. & Sarnthein M., 1987 - Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the Late Quaternary - *Paleoceanography*, 2, (6), pp. 543-559

Zahn R., Schönfeld J., Kudrass H.-R., Pflaumann U., Sinha D.K., Park M.-H. & Erlenkeuser H., 1997 - Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: stable isotope and ice-rafted detritus records from core SO75-26KL, Portuguese margin. - *Paleoceanography*, 12, (5), pp. 696-710

Zahn R., Winn K. & Sarnthein M., 1986 - Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina perigrina* group and *Cibicides wuellerstorfi* - *Paleoceanography*, 1, pp. 27-42

Zhao M., Beveridge N.A.S., Shackleton N.J., Sarnthein M. & Eglinton G., 1995 - Molecular stratigraphy of cores off northwest Africa: Sea surface temperature history over the last 80 ka - *Paleoceanography*, 10, (3), pp. 661-675

ANNEXES:

- Tableaux avec les marqueurs stratigraphiques utilisées pour la construction des échelles d'âge.

- Tableaux et carte correspondant à la compilation de données isotopiques pour la période actuelle, le Dernier Maximum Glaciaire, 37.5 ka et 35 ka (HL4).

- Planche des foraminifères planctoniques et benthiques, utilisées au cours de ce travail.

- Correction de l'échelle de profondeur de la carotte MD952037.

- Tableaux des résultats isotopiques, de température et de comptage des détritiques pour les carottes étudiées.

- Description sommaire de la sédimentologie des sites étudiés et logs lithologiques.

- Description physique des masses d'eau de l'Atlantique Nord et caractéristiques hydrologiques des sites étudiés.

Profondeur (cm)	âge (ka)	Marqueurs stratigraphiques	Car. réf.	prof car. réf.
67,5	9,27	Fin déglaciation	NA8722	243
95	11,81	Dryas Récent	NA8722	320
105	15,40	Début déglaciation	NA8722	370
145	26,88	min $\delta 180$ (2)	NA8722	537
177,5	33,83	min $\delta 180$ (3b)	NA8722	635
202,5	43,11	min $\delta 180$ (4)	NA8722	695
225	47,98		NA8722	720
250	59,40	Transition 3/4 (4.0)	SU9008	333,5
300	71,54	Transition 4/5 (5.0)	SU9008	385,5
355	90,10	maximum $\delta 180$ (5.2)	SU9008	497
455	110,27	maximum $\delta 180$ (5.4)	SU9008	576
575	127,03	minimum $\delta 180$ (5.53)	SU9008	624,5

Tabl. II-5: Marqueurs stratigraphiques utilisés pour la construction de l'échelle d'âge de la carotte CHO288-54

Profondeur (cm)	âge (ka)	Marqueurs stratigraphiques	Car. réf.	prof car. réf.
110,00	9,27	Fin déglaciation	SU9228	85
120,00	10,79		SU9228	100
180,00	16,46	Début déglaciation	SU9228	210
320,00	21,02	detr. HL2	SU9228	276
340,00	23,14	max. $\delta 180$ benth	SU9228	290
390,00	26,91	min. $\delta 180$ benth.	SU9228	315

Tabl. II-6: Marqueurs stratigraphiques utilisés pour la construction de l'échelle d'âge de la carotte SU9226

Profondeur (cm)	âge (ka)	Marqueurs stratigraphiques	Car. réf.	prof car. réf.
42	8,22	Fin déglaciation	MD952037	54
52	14,29	Dryas récent	MD952037	244
68	15,40	Maximum glaciaire	MD952037	274
81	23,70	min. $\delta 180$ benth.	MD952037	414
124	42,54	min. $\delta 180$ (4) benth.	MD952037	649
185	59,70	Transition 3/4 (4.0)	MD952037	774
210	70,82	min $\delta 180$ planct	MD952037	834
230	74,53	Transition 4/5 (5.0)	MD952037	854
290	89,35	max. $\delta 180$ benth. (5.2)	MD952037	934
419	111,31	max. $\delta 180$ benth. (5.4)	MD952037	1074
469	114,80	Transition 5e/5d	MD952037	1094

Tabl. II-7: Marqueurs stratigraphiques utilisés pour la construction de l'échelle d'âge de la carotte 92-KS10.

Profondeur (cm)	âge (ka)	Marqueurs stratigraphiques	Car. réf.	prof car. réf.
8	6,92	Fin déglaciation	NA8722	173
166	11,39	Dryas récent	NA8722	308
274	15,4	Début de glaciation	NA8722	370
354	19,19	Minimum d180 (1)	NA8722	445
374	24,33		NA8722	520
399	26,34		NA8722	535
419	27,12	Anomalie d180 (2)	NA8722	545
564	34,72	Anomalie d180 (3b)	NA8722	635
634	42,43	Anomalie d180 (4)	NA8722	688
664	44,48		NA8722	705
769	58,77	Transition 3/4	NA8722	815

Profondeur (cm)	âge (ka)	Marqueurs stratigraphiques	Car. réf.	prof car. réf.
854	74,53	Transition 4/5 (5.0)	SU9008	403,5
924	83,27	minimum $\delta^{18}O$ (5.1)	SU9008	456
994	93,89	minimum $\delta^{18}O$ (5.31)	SU9008	514,5
1074	111,31	maximum $\delta^{18}O$ (5.4)	SU9008	578,5
1164	127,03	minimum $\delta^{18}O$ (5.53)	SU9008	624,5
1244	131,09	maximum $\delta^{18}O$ (6.2)	SU9008	633,5

1474	190	Transition 6/7 (7.0)	SPECMAP	
1609	201	maximum $\delta^{18}O$ (7.2)	SPECMAP	
1724	244	Transition 7/8 (8.0)	SPECMAP	

Tabl. II-4: Marqueurs stratigraphiques utilisés pour la construction de l'échelle d'âge de la carotte MD952037

Profondeur (cm)	âge 1 (ka)	erreur (1 sigma)	espèce	Marq. stratigr.	Car. réf.
10	5,02	±0.07	G. bulloides	14C	
30	0,94	±0.06	G. bulloides	14C	
65	3,59	±0.04	G. bulloides	14C	
85	5,66	±0.04	G. bulloides	14C	
95	9,36			Fin terminaison Ib	SU8118
105	10,50	±0.07	G. bulloides	14C	
167	12,26			Fin terminaison Ia	SU8118
182	13,36	±0.08	G. bulloides	14C	
210	14,83	±0.08	G. bulloides	14C	
276	20,53	±0.12	G. bulloides	14C	
320	26,61	±0.19	G. bulloides	14C	
340	29,94	±0.33	G. bulloides	14C	
410	31,51	±0.72	G. bulloides	14C	
420	31,21	±0.33	G. bulloides	14C	
487	33,23	±0.40	G. bulloides	14C	
520	32,57	±0.45	G. bulloides	14C	
535	34,18	±0.42	G. bulloides	14C	
610	35,29	±0.50	G. bulloides	14C	
660	35,00	±0.47	G. bulloides	14C	

Tabl. II-3a : Marqueurs stratigraphiques utilisés pour la construction du modèle d'âge 1 de la carotte SU9228. Les âges 14C sont corrigés de l'âge réservoir de 400 ans

profondeur (cm)	âge 2 (ka)	erreur (1 sigma)	espèce	Marq. stratigr.	Car. réf.	âge 1 (ka)	âge 2 - âge 1 (ka)
0	0,00				NA8722		
30	0,94	±0.06	G. bulloides	14C			
65	3,59	±0.04	G. bulloides	14C			
85	9,27			Fin déglac.	NA8722	5,66	3,61
110	11,81			Dryas Récent	NA8722	10,64	1,17
186	14,18			Max. détr. HL1	NA8722	13,57	0,61
205	16,12			Max. glaciaire	NA8722	14,57	1,55
276	21,02			Max. détr. HL2	NA8722	20,53	0,49
320	27,67	±0.19	G. bulloides	14C vieilli de 1.06 ka			
340	31,00	±0.33	G. bulloides	14C vieilli de 1.06 ka			
430	33,20			Fin détr. HL4	NA8722	31,72	1,48
510	35,10			Début détr. HL4	NA8722	33,1	2,00
moyenne							1,06

Tabl. II-3b: Marqueurs stratigraphiques utilisés pour la construction du modèle d'âge 2 de la carotte SU9228. Les âges 14C sont corrigés de l'âge réservoir de 400 ans

profondeur (cm)	âge (ka)	erreur (1 sigma)	espèce	Marq. Stratigr.	Car. réf.
30	7,5			Fin déglac.	NA8722
60	13,04	±0.11	N. pachy s.	14C	
72	14,83	±0.11	N. pachy s.	14C	
100	18,33	±0.15	N. pachy s.	14C	
120	20,7	±0.21	N. pachy s.	14C	
134	22,05	±0.2	N. pachy s.	14C	
162	27,08	±0.33	N. pachy s.	14C	
170	29,69	±0.51	N. pachy s.	14C	
192	33,45	±0.66	N. pachy s.	14C	
210	35,73	±0.88	N. pachy s.	14C	
250,5	43,41			min δ18O (4)	NA8722
271	47,11			min δ18O	NA8722
296,5	55			Niveau de cendre II	
335	59			Transition 3/4	

Tabl II-2a : Marqueurs stratigraphiques utilisés pour la construction de l'échelle d'âge préliminaire de la carotte SU9008. Les âges 14C sont corrigés de l'âge réservoir de 400 ans

profondeur (cm)	âge (ka)	erreur (1 sigma)	espèce	Marq. Stratigr.	Car. réf.
30	7,5			Fin déglac.	NA8722
58	11,81			Dryas récent	NA8722
72	14,83	±0.11	N. pachy s.	14C	
100	18,33	±0.15	N. pachy s.	14C	
120	20,7	±0.21	N. pachy s.	14C	
134	22,05	±0.2	N. pachy s.	14C	
162	27,08	±0.33	N. pachy s.	14C	
170	29,69	±0.51	N. pachy s.	14C	
192	32,53			14C - 0.92 ka	NA8722
204	34,08			Max. Détr. HL4	NA8722
208	35,1			Début Détr. HL4	NA8722
210	35,49			14C - 0.24 ka	NA8722
250,5	43,41			min δ18O (4)	NA8722
271	47,11			min δ18O	NA8722
296,5	55			Niveau de cendre II	
335	59			Transition 3/4	

Tabl II-2b : Marqueurs stratigraphiques utilisés pour la construction de l'échelle d'âge final de la carotte SU9008. Les âges 14C sont corrigés de l'âge réservoir de 400 ans

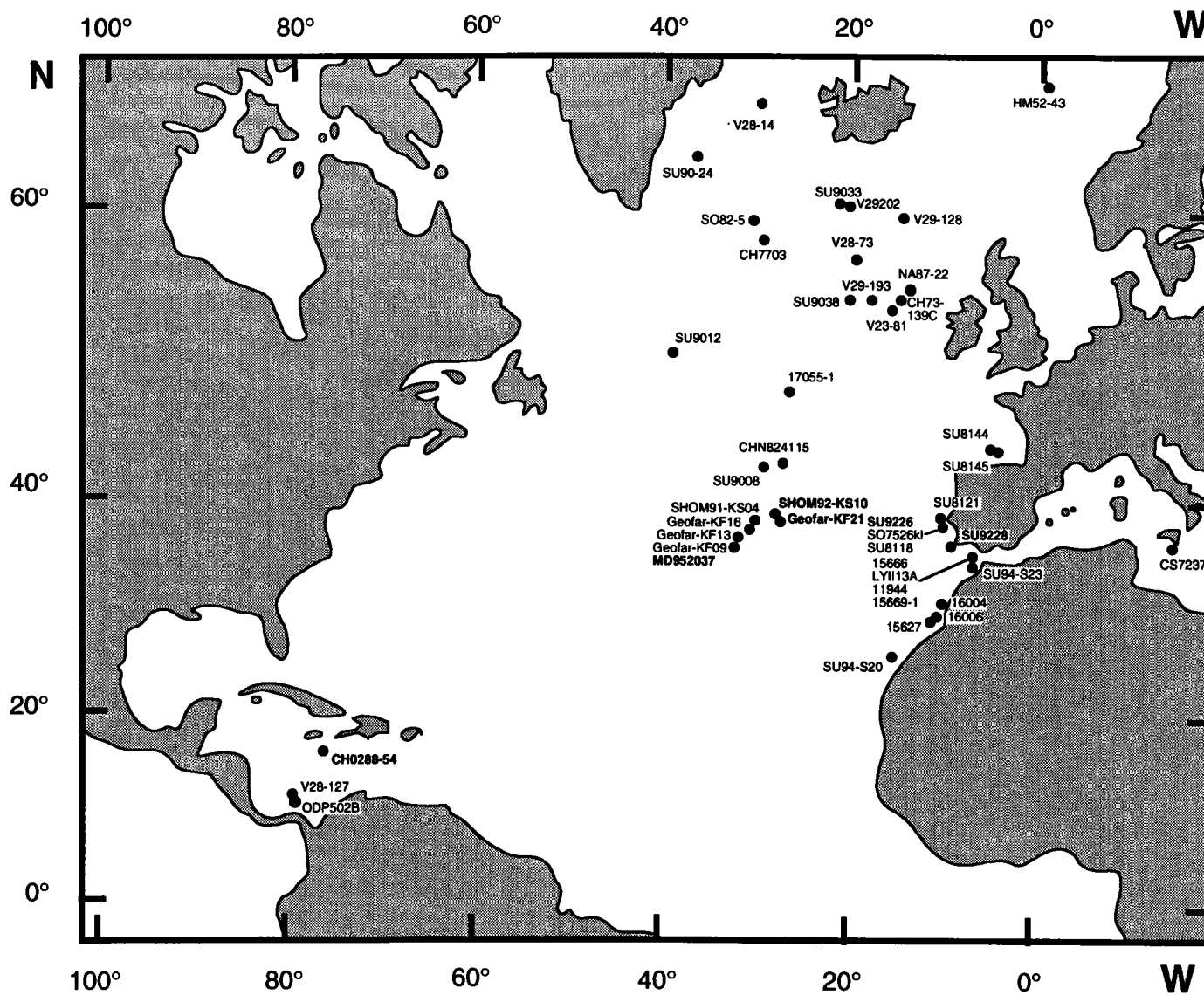


Fig. V-9: Position des carottes utilisées pour les reconstructions de la circulation des eaux intermédiaires et profondes lors du Dernier Maximum Glaciaire, à 37.5 ka et à 35 ka.

Carotte	latitude	longitude	profondeur	salinité	température	d18O for. calc	d18O for. mes	différence		Labo	Références
V2814	64,78	-29,57	1855	34,95	3,59	3,29	3,09	-0,2	Islande-Groenlande		Curry et al., 1988
HM52-43	64,52	0,73	2781	34,92	-0,95	4,54	4,00	-0,5	Mer de Norvège		Veum et al., 1992
SU9024	62,06	-37,03	2085	34,95	3,27	3,38	3,43	0,1	Irminger	Gif	Gif non publiées
V29202	60	-21	2658	34,96	3,32	3,37	3,26	-0,1	Atl Nord	Woods Hole	Oppo et al., 1995
V29-198	59	-19	1139	35,04	5,15	2,92	2,90	0,0	Plateau de Rockall		Oppo et Lehman, 1993
CH7703	57,93	-29,1	2271	34,96	3,32	3,37	3,29	-0,1	Atl. Nord	Gif	Gif non publiées
V28-73	57	-20	2063	34,92	3,82	3,22	3,29	0,1	Plateau de Rockall		Oppo et Lehman, 1993
NA8722	55,5	-14,695	2161	34,95	3,49	3,32	3,06	-0,3	Plateau de Rockall	Gif	Vidal et al., 1997
V29-193	55	-19	1326	34,99	4,25	3,13	2,89	-0,2	Plateau de Rockall		Oppo et Lehman, 1993
CH73-139C	55,63	-16,35	2209	34,95	3,48	3,32	3,31	0,0	Plateau de Rockall		Oppo et Lehman, 1993
SU9038	54,05	-21,04	2900	34,95	3,16	3,40	3,02	-0,4	Plateau de Rockall	Gif	Vidal et al., 1997
V23-81	54	-17	2393	34,95	3,47	3,32	2,92	-0,4	Plateau de Rockall		Oppo et Lehman, 1993
17055-1	48,22	-27,06	2558	34,96	3,32	3,37	3,10	-0,3	Atl. Nord	Kiel	Sarnthein et al., 1994
SU8144	44,25	-2,7	1173	35,77	9,62	2,16	2,47	0,3	Golfe de Gascogne	Gif	Duplessy et al., 1988
SU8145	44,1	-2,48	994	35,76	10,21	2,01	2,65	0,6	Golfe de Gascogne	Gif	Duplessy et al., 1988
CHN824115	43,37	-28,23	2151	34,97	3,64	3,29	3,07	-0,2	Açores		Boyle et Keigwin, 1985/1987
SU9008	43,05	-30,04	3080	35,00	2,89	3,51	3,02	-0,5	Açores	Gif	Vidal et al., 1997
SHOM92-KS10	38,58	-29,27	1900	35,02	4,31	3,13	2,91	-0,2	Açores	Gif	Cette étude
91-KS04	38,09	-30,6	2183	35,02	4,31	3,13	2,70	-0,4	Açores	Kiel	Richter, 1997
GEOF-KF21	38	-29,1	1180	35,37	7,31	2,54	2,00	-0,5	Açores	Gif	Cette étude
SU8121	38,25	-9,55	1260	36,26	10,50	2,21	2,13	-0,1	Marge Portugaise	Gif	Duplessy et al., 1988
GEOF-KF16	38	-31,13	3050	34,99	3,39	3,37	2,80	-0,6	Açores	Kiel	Richter, 1997
SO75-26KL	37,82	-9,5	1099	36,16	10,85	2,06	2,10	0,0	Marge Portugaise	Kiel	Zahn et al., 1996
SU8118	37,77	-10,18	3135	34,98	2,85	3,50	3,43	-0,1	Marge Portugaise	Gif	Bard et al., 1987
GEOF-KF13	37,58	-31,84	2690	34,99	3,39	3,37	2,98	-0,4	Açores	Kiel	Richter, 1997
GEOF-KF09	37,12	-32,28	2655	34,99	3,33	3,38	2,83	-0,6	Açores	Kiel	Richter, 1997
SU9228	37,1	-9,48	997	36,04	10,97	1,98	1,96	0,0	Marge Portugaise	Gif	Cette étude
MD952037	37,08	-32,03	2159	35,01	3,84	3,25	2,87	-0,4	Açores	Gif	Cette étude
LYII13A	35,97	-7,82	1201	36,15	10,44	2,16	2,38	0,2	Marge Africaine	Kiel	Zahn et al., 1987
11944	35,65	-8,06	1765	35,38	5,77	2,94	2,79	-0,1	Marge Africaine	Kiel	Zahn et al., 1987
15666	34,96	-7,12	803	35,70	10,57	1,90	2,23	0,3	Marge Africaine	Kiel	Zahn et al., 1987
15669-1	34,89	-7,81	2022	35,21	4,54	3,18	3,10	-0,1	Marge Africaine	Kiel	Zahn et al., 1987
SU94-S23	34,33	-7	730	35,63	10,91	1,78	1,74	0,0	Marge Africaine	Gif	Gif-Bordeaux non publiées
16004	29,98	-29,65	1512	35,27	5,81	2,87	2,80	-0,1	Marge Africaine	Kiel	Zahn et al., 1987
16006	29,25	-11,5	796	35,43	10,14	1,86	2,31	0,5	Marge Africaine	Kiel	Zahn et al., 1987
CH0288-54	17,43	-77,65	1020	34,92	5,18	2,85	2,72	-0,1	Caraïbes	Gif	Gif non publiées
ODP502B	11	-80	3051	34,96	4,10	3,16	2,96	-0,2	Caraïbes		demenocal et al., 1992

Tabl. V-1: Comparaison de la composition d18O, mesurée sur les foraminifères benthiques au sommet de la carotte avec la composition d18O calculée à partir des données de salinité et température au site de carottage (Levitus et Boyer, 1994). La méthode de calcul est expliquée dans la légende de la figure V-5.

Carotte	latitude (N)	longitude	profondeur	cadre geogr.	VALEURS HOLOCENES			VALEURS DU LGM			Laboratoire	Références
					δ180 en eq	espèce	δ13C en eq.	δ180 en eq	espèce	δ13C en eq.		
V2814	64°47'	29°34'	1855	Islande-Groenlande	3,09	wuell.	0,91	4,95	wuell.	1,22		Curry et al, 1988
HM52-43	64°31'	-00°44'	2781	Mer de Norvège	±4*	wuell.	±1.2*	±4.8*	wuell.	±1.4*		Yeum et al., 1992
SU9024	62°04'	37°02'	2085	Imringer	3,43	wuell.	1,51	5,17	wuell.	1,16	Gif	Gif non publiées
SU9033	60.34°	22.05°	2400	Atl. Nord	3,44	wuell.	1,16	4,91	wuell.	0,61	Gif	Gif non publiées
V29202	60°	21°	2658	Atl. Nord	3,26	wuell.	1,07	4,83	wuell.	0,51	Woods Hole	Oppo et Lehman, 1995
SO82-5	59°11.3'	30°54.5'	1416	Atl. Nord	±3.0*	cib. s.l.	± 1.1*	±5.0*	cib. s.l.	± 1.7*	Kiel	Zahn et al., 1997
V29-198	59°	15°	1139	Plateau de Rockall	2,90	kull.	1,16	4,93	wuell.	1,62		Oppo et Lehman, 1993
CH7703	57°56'	29°06'	2271	Atl. Nord	3,29	wuell.	1,11	4,80	wuell.	0,85	Gif	Gif non publiées
V28-73	57°	20°	2063	Plateau de Rockall	3,29	wuell.	1,33	5,03	wuell.	1,26		Oppo et Lehman, 1993
NA8722	55°29.8'	14°41.7'	2161	Plateau de Rockall	3,06	wuell.	1,02	5,16	wuell.	0,80	Gif	Vidal et al., 1997
V29-193	55°	19°	1326	Plateau de Rockall	2,89	kull.	1,23	4,45	wuell.	1,50		Oppo et Lehman, 1993
CH73-139C	54°38.2'	16°21.3'	2209	Plateau de Rockall	3,31	wuell.	0,96	5,45	wuell.	0,61		Oppo et Lehman, 1993
SU9038	54.05°	21.04°	2900		3,02	wuell.	0,74	4,91	wuell.	0,20	Gif	Gif non publiées
V23-81	54°	17°	2393	Plateau de Rockall	2,92	wuell.	0,88	5,03	wuell.	0,60		Oppo et Lehman, 1993
SU9012	51.52°	39.47°	2950	Atl. Nord				5,37	wuell.	0,40	Gif	Gif non publiées
17055-1	48.22°	27.06°	2558	Atl. Nord	±3.1*	wuell.	±1.3*	±5.1*	pachy.	±1*	Kiel	Samthein et al, 1994
SU8144	44°15'	2°42'	1173	Golfe de Gascogne	2,47	uvig.		4,79	pachy	1,05	Gif	Duplessy et al., 1988
SU8145	44°06'	2°29'	994	Golfe de Gascogne	2,65	uvig.		4,63	pachy	1,21	Gif	Duplessy et al., 1988
CHN824115	43°22.3'	28°13.9'	2151	Açores	3,07	wuell.	1,28	4,58	wuell.	1,22		Boyle et Keigwin, 1987
SU9008	43°03.1'	30°02.5'	3080	Açores	3,02	wuell.	1,05	5,05	wuell.	0,53	Gif	Vidal et al., 1997
SHOM92-KS10	38°35'	29°16'	1900	Açores	2,91	wuell.	1,10	4,69	wuell.	0,82	Gif	Cette étude
91-KS04	38°05.45'	30°35.8'	2183	Açores	2,70	wuell.	1,07	4,53	wuell.	0,78	Kiel	Richter, 1997
GEOFAR-KF21	38°	29°06'	1180	Açores	2,00	cib. s.l.	1,01	4,36	cib. s.l.	0,87	Gif	Cette étude
SU8121	38°15'	9°33'	1260	Marge Portugaise	2,13	uvig.		4,34	pachy	0,98	Gif	Duplessy et al., 1988
GEOFAR-KF16	37°60'	31°08'	3050	Açores	2,80	wuell.	1,13				Kiel	Richter, 1997
SU9226	37°52.7'	9°29.6'	1150	Marge Portugaise				4,03	pachy+wuell	1,07	Gif	Cette étude
SO75-26KL	37°49.3'	9°30.2'	1099	Marge Portugaise	±2.1*	pachy+wuell	±1.0*	±4.2*	pachy+wuell	±1.3*	Kiel	Zahn et al., 1997
SU8118	37°46'	10°11'	3135	Marge Portugaise	3,43	wuell.	0,72	5,18	wuell.	0,19	Gif	Bard et al 1987
GEOFAR-KF13	37°34.70'	31°50.5'	2690	Açores	2,98	wuell.	1,17	4,91	wuell.	1,16	Kiel	Richter, 1997
GEOFAR-KF09	37°07'	32°17'	2655	Açores	2,83	wuell.	1,08				Kiel	Richter, 1997
SU9228	37°06'	9°29'	997	Marge Portugaise	1,96	pachy.	1,03	4,01	pachy	1,08	Gif	Cette étude
MD952037	37°05'	32°02'	2159	Açores	2,87	wuell.	1,15	4,94	wuell.	0,94	Gif	Cette étude
CS7237	36°41'3	-12°17'	1304	Méditerranée				4,37	pachy	1,58	Gif	Gif non publiées
LY1113A	35,97	07.82°	1201	Marge Africaine	2,38	uvig.		4,25	wuell.	1,50	Kiel	Zahn et al., 1987
11944	35°39.1'	8°03.7	1765	Marge Africaine	2,79	wuell.	1,18	4,70	wuell.	1,05	Kiel	Zahn et al., 1987
15666	34°57.6'	7°07.1'	803	Marge Africaine	2,23	arim.	1,27	3,69	wuell.	1,74	Kiel	Zahn et al., 1987
15669-1	34°53.5'	7°48'9	2022	Marge Africaine	3,10	wuell.	1,09	5,02	wuell.	0,91	Kiel	Zahn et al., 1987
SU94-S23	34°19.79'	7°0.1,3	730	Marge Africaine	1,74	uvig.		3,65	uvig.		Gif	Gif-Bordeaux non publiées
16004	29°58'7	10°38'8	1512	Marge Africaine	2,80	wuell.	1,20	4,68	wuell.	1,27	Kiel	Zahn et al., 1987
16006	29°14'8	11°29'8	796	Marge Africaine	2,31	wuell.	1,17	3,93	wuell.	1,48	Kiel	Zahn et al., 1987
15627	29°10	12°05'2	1021	Marge Africaine				4,31	wuell.	1,43	Kiel	Zahn et al., 1987
SU94-S20	25°02'	16°39'	1445	Marge Africaine				4,46	cib s.l.	1,00	Gif	Gif-Bordeaux non publiées
CH0288-54	17°26'	77°39'	1020	Caraïbes	2,72	wuell.	1,16	4,30	wuell.	1,39	Gif	Gif non publiées
V28-127	11°40'	80°08'	3237	Caraïbes				4,72	wuell.	1,27		Oppo and Fairbanks, 1990
ODP502B	11°	80°	3051	Caraïbes	2,96	wuell.	0,87	4,49	wuell.	1,29		demenocal et al., 1992

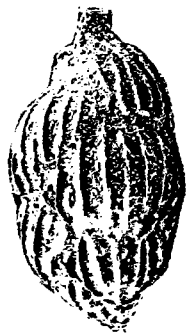
Tabl. V-2: Données δ180 et δ13C des foraminifères benthiques des carottes utilisées pour les reconstructions de la période actuelle et du DMG. Les analyses ont été effectuées sur différentes espèces. wuell. = Cibicides wuellerstorfi, kull. = cibicides kullenbergi, pachy. = cibicides pachyderma, arim. = Planulina Ariminensis, uvig. = Uvigerina et cib s.l. = espèce de Cibicides non spécifiées. Toutes les valeurs δ180 et δ13C sont exprimées à l'équilibre avec l'eau de mer. En gras, les nouvelles données apportées par cette étude.*Données approximatives, dérivées de graphiques

carotte		latitude (N)	longitude	profondeur	37.5±0.5 ka		Evénement de fonte (HL4)		Laboratoire	Référence
					d18O en eq.	d13C en eq.	d18O en eq.	d13C en eq.		
SU9033	E	60.34°	22.05° (W)	2400	4,54	1	4,35	0,74	Gif	Vidal, 1996
V29202	E	60°	21°	2658	4,58	0,73	4,38	0,51	Woods Hole	In Vidal (1996), data from Oppo et Lehman (1995)
SO82-5	W	59°11.3'	30°54.5'	1416		±1.4*		±0.8*	Kiel	In Zahn et al. (1997), data from Jung (1996)
CH7703	E	57°56'	29°06'	2271	4,28	0,83	4,37	0,54	Gif	Vidal, 1996
NA8722	E	55°29.8'	14°41.7'	2161	4,51	0,95	4,15	0,5	Gif	Vidal, 1996
SU9038	E	54.05°	21.04°	2900	4,50	0,75	4,39	0,43	Gif	Vidal, 1996
SU9012	W	51.52°	39.47°	2950	4,50	0,98	4,37	0,63	Gif	Vidal, 1996
SU9008	W	43°03.1'	30°02.5'	3080	4,55	1,13	4,62	0,9	Gif	Vidal, 1996
92-KS10	C	38°34.60'	29°15.66'	1900	4,29	1,10	4,01	0,84	Gif	Cette étude
SO7526ki	E	37°49.3'	09.30.2'	1099		±1.3*		±0.8*	Kiel	Zahn et al., 1997
MD952037	C	37°05.23'	32°01.87'	2159	4,08	1,11	3,88	0,77	Gif	Cette étude
M11-944	E	35.65°	8.06°	1765	4,38	1,08			Kiel	Vidal (1996), data from Zahn et al. (1987)
M15-669	E	34°53'5	7°48'9	2022	4,53	1,04			Kiel	Vidal (1996), data from Zahn et al. (1987)
CHO288-54	w	17°26'	77°39'	1020	3,88	1,38	3,59	1.23?	Gif	Cette étude

Tabl. V-3: Valeurs d18O et d13C des foraminifères benthiques utilisées pour les reconstructions de la circulation des masses d'eau avant (37.5±0.5 ka) et pendant l'événement de fonte.

Toutes les valeurs isotopiques sont mesurées sur Cibicides wuellerstorfi, sauf pour SO82-5 sur Cibicides s.l. et pour SO7526ki sur un mélange Cib pachyderme et wuellerstorfi (italique)

* Données approximatives, dérivées de graphiques



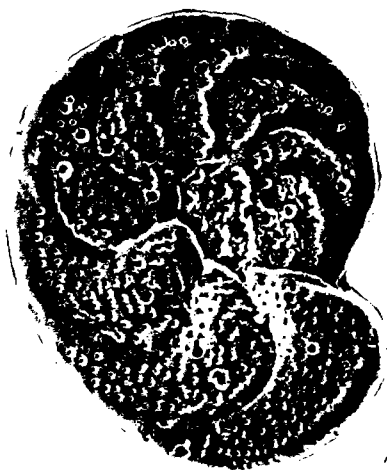
1



2a



2b



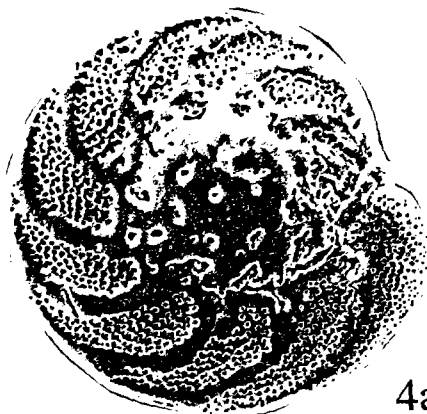
3a



3b



3c



4a



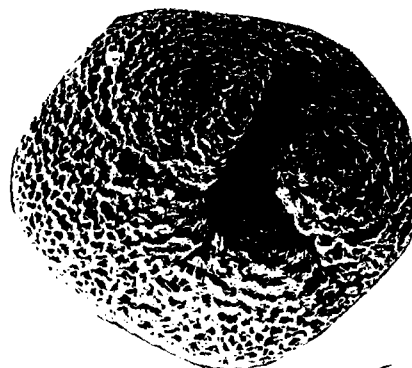
4b



4c



5



6

Planche I :

- 1) *Uvigerina perigrina* (x 123)
- 2a et b) *Uvigerina mediterranea* (x 100),
- 3a, b et c) *Cibicides wuellerstorfi* (x 90)
- 4a, b et c) *Cibicides pachyderma* (a, b, c resp. x 96, x 95, x 94)
- 5) *Globigerina bulloides* (x 200)
- 6) *Neogloboquadrina pachyderma* sen. (x 250)

Correction de l'échelle de profondeur de la carotte MD952037.

Introduction.

Une stratigraphie préliminaire de la carotte MD952037 révèle des taux de sédimentation élevés de 30 cm/1000 ans dans les 4 premiers mètres de la carotte, par rapport à un taux de sédimentation d'environ 10cm/1000ans dans le reste de la carotte. Les 4 premiers mètres de la carotte MD952037 correspondent à la période de la déglaciation, la partie Holocène n'ayant pas été prélevée dans cette carotte. Le taux de sédimentation glaciaire est d'environ 10 cm/1000 ans. Une augmentation du taux de sédimentation de cet ordre de grandeur a déjà été observée pendant cette période de temps dans d'autres carottes prélevées dans les bassins de la ride médio-Atlantique [Richter, 1996], cependant cette augmentation semble plutôt être associée au début de la déglaciation (terminaison Ia) et au stade isotopique 2 (fig. 1).

Par ailleurs, une augmentation artificielle du taux de sédimentation a été observée dans la partie supérieure de certaines carottes, prélevées par le carottier calypso du N/O Marion Dufresne. Cet artefact est d'ordre technique (Comm. pers. F. Bassinot). Lors de la chute libre du carottier le câble qui relie le piston dans le carottier se détend. Au moment du déclenchement, lorsque le carottier commence à pénétrer dans le sédiment, le piston est tiré violemment vers le haut par un rebond élastique. A cause de ce rebond, du sédiment excédentaire est prélevé latéralement. Chaque niveau carotte est ainsi gonflé artificiellement. La longueur affectée est variable mais peut atteindre 10 m. Dans cette partie superficielle affectée, la stratigraphie n'est pas perturbée, car le sédiment excédentaire provient de la périphérie de l'ogive du carottier. Seule des études de la fabrique magnétique du sédiment peuvent détecter ce type d'artefact, ainsi que cela a pu être montré sur les carottes de la marge Portugaise (N. Thouveny). Le phénomène cesse lorsque le piston n'est plus rappelé vers le haut et que le carottier s'enfonce normalement.

Dans la carotte MD952037, le taux de sédimentation est triplé dans les 4 premiers mètres. Afin de s'affranchir de ce possible artefact, propre au carottier géant, nous avons comparé les enregistrements de la réflectance et de densité de la carotte MD952037 avec ceux d'une carotte Küllenberg de 4.5 m de long (GEOFAR KF08), prélevée au même endroit .

	latitude	longitude	profondeur	longueur
MD952037	37°05.23'N	32°01.87'W	2159 m	35.81 m
GEOF-KF08	37°05.22'N	31°59.66'W	2120 m	4.50 m

Les données de réflectance des carottes MD952037 et GEOF-KF08

Les profils de réflectance du sédiment traduisent les variations du taux de carbonates dans le sédiment [Denniélou, 1997][Cortijo, 1995]. Pour cette raison, l'analyse des profils de la réflectance dans les carottes est une méthode précise et rapide pour la corrélation des carottes au niveau régional.

Les courbes de la réflectance des deux carottes considérées sont obtenues par des méthodes différentes. La courbe de la réflectance de la carotte MD952037 a été obtenue par mesures directes sur le sédiment à l'aide d'un spectrophotomètre Minolta CM-2002 [Bassinot *et al.*, 1996]. Une mesure a été réalisée toutes les 2 à 5 cm. Le signal enregistré dans la bande de fréquence 510 nm, correspondant à la couleur verte, a été utilisé pour la corrélation, car les variations de la réflectance dans cette bande de fréquence sont bien corrélées avec le taux de carbonate [Cortijo, 1995].

Le profil de la réflectance pour la carotte GEOF-KF08 est obtenu par l'extraction du profil des niveaux de gris à partir de photographie numérisée à l'aide d'un logiciel de traitement d'images (Image1.41). Avec cette technique une résolution de 3 mm est atteinte. Il a également été montré que les variations du niveau de gris du sédiment reflètent également le taux de carbonates dans le sédiment [Denniélou, 1997].

Taux de sédimentation (cm/ka)

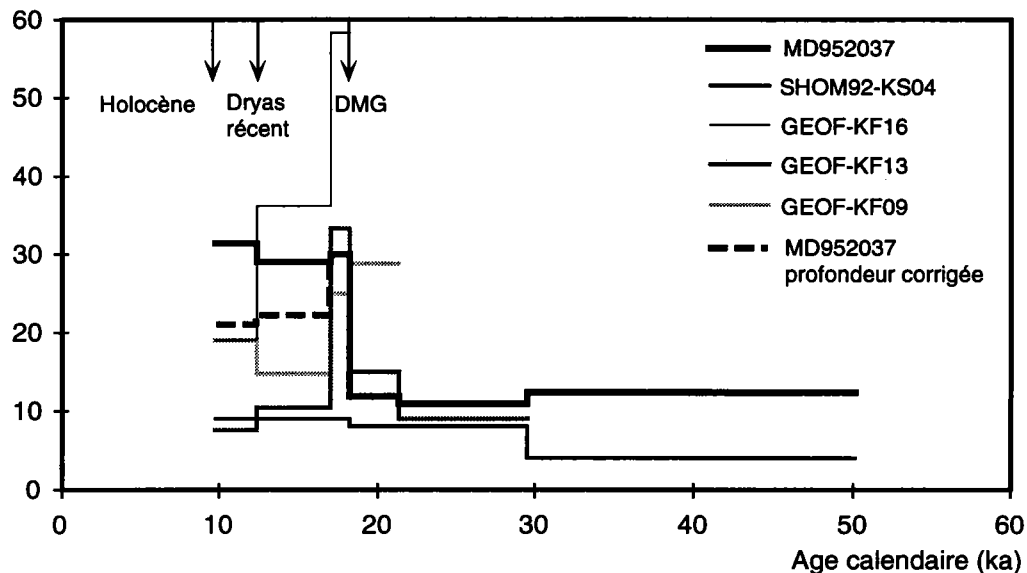
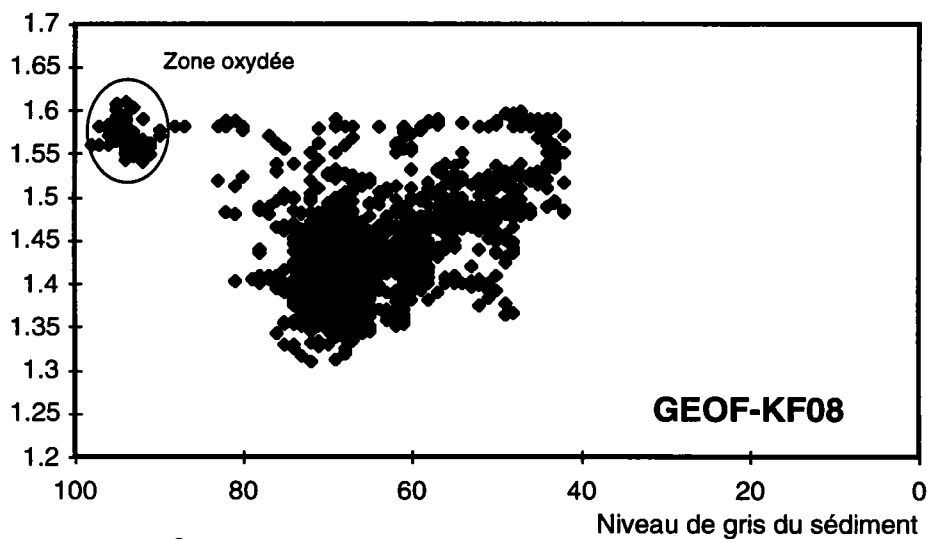


Fig. 1: Le taux de sédimentation de différentes carottes dans la région des Açores, étudiée par Richter (1997)

Densité (g/cm³)



Densité (g/cm³)

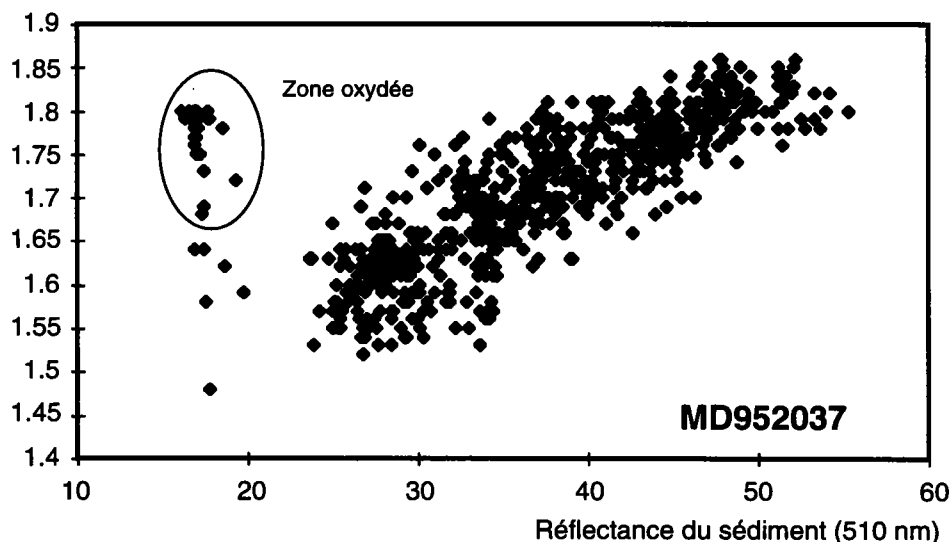


Fig. 2: Relation entre la densité et la réflectance des sédiments des carottes MD952037 et GEOFAR-KF08

Les données de la densité

Les mesures de densité pour les carottes MD952037 et GEOF-KF08 ont également été effectuées à l'aide d'instruments différents, respectivement par le banc MST de GEOTEK [Bassinot *et al.*, 1996] et le banc Morgan d'IFREMER. Une intercalibration des deux bancs de mesure a montré des écarts importants entre valeurs de densité obtenus pour une même carotte. Cet écart est probablement lié aux différences de géométrie du dispositif de mesure, des caractéristiques de la source et du protocole d'étalonnage. Bien que les valeurs de densité soient différentes, les variations de densité mesurées dans une carotte par les deux bancs sont identiques. Ceci justifie la corrélation des courbes de densité des carottes MD952037 et GEOF-KF08.

Corrélation des carottes MD952037 et GEOF-KF08

Pour les deux carottes, il existe une relation entre couleur du sédiment et donc le taux de carbonates et la densité du sédiment (fig. 2). Plus le sédiment est clair, plus il contient des carbonates et plus il est dense. La haute densité des sédiments riche en carbonates est lié à l'abondance des nanfossiles, qui rend le sédiment plus compact.

Nous avons établi la meilleure corrélation entre les profils de densité et de la réflectance des deux carottes à l'aide du Logiciel ANALYSERIES [Paillard *et al.*, 1996] (fig 3). Le premier point de corrélation correspond à la base de l'Holocène, identifiée à l'aide de la stratigraphie isotopique pour la carotte MD952037 et de la biostratigraphie des nanfossiles pour la carotte GEOF-KF08 (comm. pers. C. Müller). Les points de corrélation sont indiqués dans le tableau ci-dessous.

Profondeur (cm)	
GEOF-KFO8	MD952037
32	80
128	310
266	515
352	668
411	760

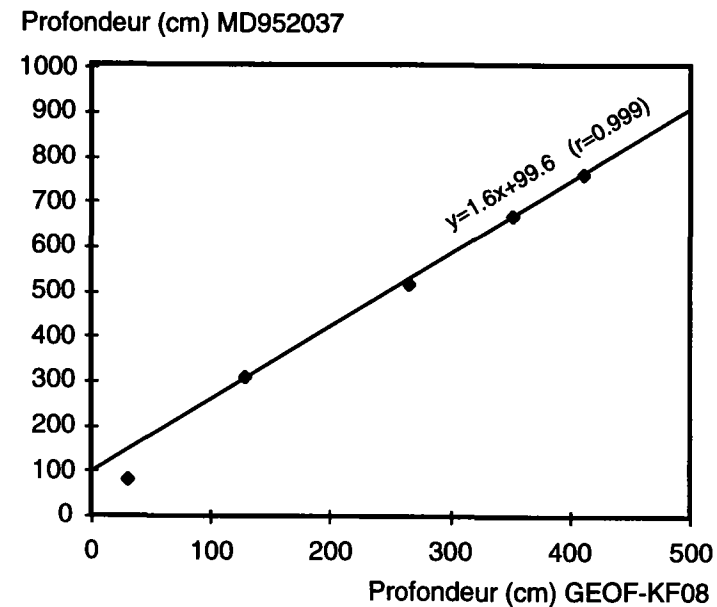
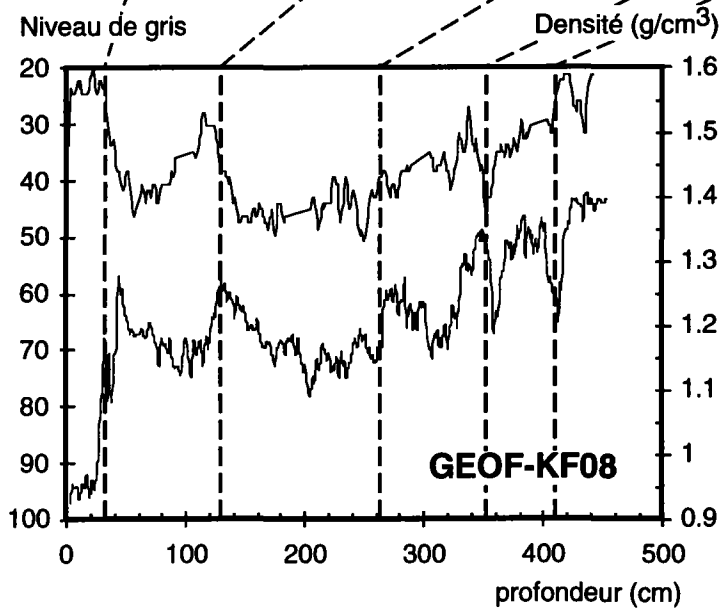
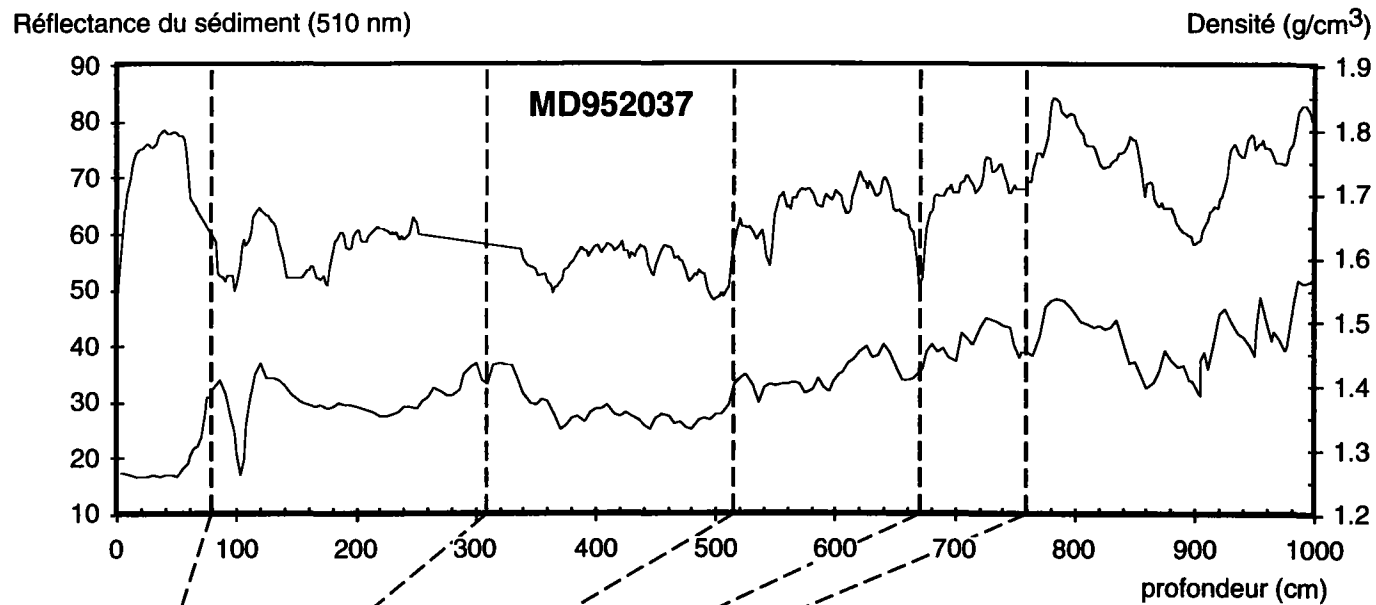


Fig. 3: Corrélation des variations de couleur et de densité pour les carottes MD952037 et GEOFAR-KF08

Fig. 4: Relation entre les profondeurs des points de corrélation utilisés pour les corrélation de la fig. 4 dans les carottes MD952037 et GEOFAR-KF08.

La relation entre la profondeur dans la carotte MD952037 et la profondeur dans la carotte GEOF-KF08, des 4 derniers points de corrélation est linéaire avec une équation $y = 1.6x + 99.6$ ($r = 0.999$) (fig. 4). Ceci montre que le rapport des taux de sédimentation est constant dans cette partie des deux carottes. Cependant, le taux de sédimentation de la carotte MD952037 est 1.6 fois plus élevé que celui de la carotte GEOF-KF08. La morphologie accidentée de la ride médio-atlantique rend de telles différences de taux de sédimentation sur de si courtes distances possible [Denniélou, 1997]. MD952037 est prélevée légèrement à l'ouest de GEOFAR KF08 dans un bassin transformant, c'est à dire plus près de l'axe de la dorsale où les apports latéraux deviennent plus important [Denniélou, 1997]. L'écartement du premier point de corrélation de la droite de corrélation témoignent de l'artefact lié au prélèvement dans la partie supérieure de la carotte MD952037 (entre 0 et 310 cm).

Correction de l'échelle de profondeur de la carotte MD952037

Une première correction de l'échelle de profondeur a été appliquée entre 1710 et 1790 cm. Cette tranche de la carotte MD952037 correspond à un vide, lié à une cassure du sédiment dans le tube PVC lors du carottage. Afin de s'affranchir de l'interruption dans les courbes isotopiques. Le point de mesure avec une profondeur de 1795 cm est ramené à une profondeur de 1715 cm et ainsi sont corrigés tous les points de mesures suivants.

La deuxième modification consiste à corriger le signal isotopique des trois premiers mètres du sédiment. Nous avons calculé la profondeur corrigée des points de mesures de la carotte MD952037 à partir des profondeurs correspondantes dans la carotte GEOF-KF08 au moyen de la relation linéaire entre les profondeurs des deux carottes, établie pour la partie non perturbée de la carotte MD952037 (fig. 4).

Après cette correction, le premier point de mesure de la carotte MD952037 (1 cm) correspond maintenant à une profondeur de 97 cm. L'écart entre la profondeur initiale et

la profondeur corrigée s'annule vers 3 m de profondeur. Nous en concluons que les trois premiers mètres de la carotte MD952037 contiennent environ 1 mètre de sédiment excédentaire. Le premier point de mesure (1 cm), maintenant correspondant à 97 cm, est à nouveau ramené à 1 cm en soustrayant 96 cm à la profondeur de tous les niveaux de la carotte. L'échelle de profondeur finale est indiquée sous l'intitulé profondeur corrigée dans les tableaux de données.

Prof. (cm)	G. bullo. d18O (‰)	Prof. (cm)	G. bullo. d18O (‰)	Prof. (cm)	G. bullo. d18O (‰)	Valeurs écartées		Prof. (cm)	N. pachy sen. d18O (‰)
						Prof. (cm)	G. bullo. d18O (‰)		
0	0.10	245	1.37	455	1.75			425	2.23
10	0.54	250	2.13	460	2.13			430	2.27
20	-0.07	255	1.78	465	2.28			435	2.20
30	0.20	260	2.21	466	2.13			440	2.14
35	0.10	265	1.55	468	2.12			445	1.80
39	-0.01	267	1.56	470	1.98	105	1.61	450	1.88
40	0.27	270	2.51	472	2.00	130	0.61	455	1.83
42	0.00	272	2.41	474	1.86	170	0.99	460	2.11
45	-0.24	274	2.20	476	1.87	185	1.62	465	1.92
50	0.04	275	2.24	478	1.97	355	1.36	466	2.06
55	0.09	276	2.24	480	1.70	379	2.08	468	1.83
60	0.04	277	2.46	482	1.89	400	1.45	470	1.98
65	-0.20	278	2.13	484	1.98	412	1.54	472	1.99
70	-0.11	280	2.35	486	1.98	429	1.62	474	1.74
75	-0.43	285	1.91	488	2.13	520	3.27	476	1.91
80	-0.36	287	1.97	490	1.78	520	2.06	478	1.90
85	-0.06	290	2.66	492	1.80	525	1.94	480	1.87
90	-0.03	295	1.98	494	2.22	585	2.20	482	1.40
95	0.07	300	1.99	496	2.27			482	1.26
100	1.40	305	1.78	498	1.93			484	1.87
105	1.26	310	2.41	500	2.01			486	1.97
110	1.45	315	2.13	505	2.28			488	1.89
115	1.25	320	2.10	510	2.55			490	1.97
120	1.06	325	1.61	515	2.53			490	1.62
125	1.04	330	1.58	520	2.68			492	1.75
130	0.95	335	1.57	525	2.62			494	1.88
135	0.69	340	2.01	530	2.56			496	1.96
140	1.12	345	2.00	535	2.44			498	1.69
145	0.84	350	2.23	540	2.23			500	1.86
150	1.40	355	1.82	545	2.41			505	2.09
155	0.85	360	2.16	550	2.44			515	2.20
160	1.40	365	2.05	555	2.61				
165	1.18	370	2.08	560	2.53				
167	0.85	375	1.78	565	2.53				
170	1.51	379	1.69	570	2.36				
173	1.98	380	1.79	575	2.41				
175	2.07	382	1.65	580	2.66				
177	2.22	385	1.48	585	2.45				
180	2.07	390	1.28	590	2.51				
182	1.69	395	1.35	595	2.45				
184	2.00	400	1.50	600	2.27				
185	1.88	405	0.89	605	2.15				
186	1.92	409	0.79	610	2.19				
189	1.50	410	1.40	615	1.80				
190	2.38	412	0.82	620	2.05				
193	2.50	415	1.02	625	1.91				
195	2.37	419	1.75	630	2.09				
200	2.32	420	2.08	635	1.86				
205	2.74	422	1.93	640	1.81				
210	2.64	425	2.09	645	1.86				
215	2.05	429	2.48	650	1.98				
220	1.92	430	2.03						
225	1.77	435	2.09						
230	1.66	440	2.19						
235	1.46	445	1.94						
240	1.97	450	1.89						

Valeur écartée	
488	1.67

Tabl. 4: Résultats des mesures isotopiques effectuées sur les foraminifères planctoniques de la carotte SU9228

Prof. (cm)	coeff. Diss.	Temp. été(°C)	1 sigma (°C)	detr. %	Prof. (cm)	coeff. Diss.	Temp. été(°C)	1 sigma (°C)	detr. %	Prof. (cm)	coeff. Diss.	Temp. été(°C)	1 sigma (°C)	detr. %
0	0.18	21.8	1.4	0	235	0.17	20.2	1.3	0	450	0.1	10.4	2.1	20
10	0.19	20.4	0.6	0	240	0.23	18.0	1.7	0	455	0.11	10.4	2.1	25
20	0.17	21.0	1.3	0	245	0.19	16.8	2.1	0	460	0.11	10.4	2.1	35
30	0.16	21.3	1.5	0	250	0.14	16.1	1.1	0	465	0.1	10.4	2.1	24
35	0.15	21.1	1.2	0	255	0.24	17.6	1.5	0	466	0.11	10.4	1.9	28
39	0.16	21.7	1.2	0	260	0.23	18.0	1.5	0	468	0.1	11.0	1.5	22
40	0.13	21.7	1.3	0	265	0.18	16.5	1.5	0	470	0.09	10.4	2.1	29
42	0.17	21.4	1.5	0	267	0.13	15.5	1.3	0	472	0.12	10.5	2.1	23
45	0.16	21.5	1.4	0	272	0.14	13.4	1.4	0	474	0.1	10.5	2.1	29
50	0.16	21.8	1.3	0	273	0.1	12.9	1.3	0	476	0.12	9.5	1.5	32
55	0.17	21.0	1.2	0	274	0.12	12.6	1.4	1	478	0.11	9.6	1.6	34
60	0.15	20.4	1.1	0	275	0.12	11.1	1.1	7	480	0.11	9.6	1.6	44
65	0.17	21.2	1.3	0	276	0.12	11.1	1.1	10	482	0.1	9.5	1.5	40
70	0.14	21.7	1.5	0	277	0.15	11.8	1.6	14	484	0.1	9.8	1.4	45
75	0.14	21.4	1.3	0	278	0.15	13.7	2.1	13	486	0.11	9.6	1.6	47
80	0.15	21.5	1.6	0	279	0.15	15.3	1.3	2	488	0.09	9.3	1.4	44
85	0.15	21.4	1.4	0	280	0.13	15.1	1.1	0	490	0.11	9.4	1.5	65
90	0.14	21.7	1.5	0	285	0.07	13.9	0.9	1	492	0.11	9.4	1.5	63
95	0.14	21.2	1.3	0	290	0.17	11.9	1.2	1	494	0.1	10.3	2.1	58
100	0.15	15.6	2.6	0	295	0.1	13.0	1.3	0	496	0.11	10.9	1.5	31
105	0.13	13.0	1.5	0	300	0.14	16.1	1.2	0	498	0.12	10.4	2.1	39
110	0.13	11.7	1.5	0	305	0.14	15.7	1.4	0	500	0.1	10.4	2.1	48
115	0.14	19.0	1.7	0	310	0.1	11.8	1.7	0	505	0.12	11.6	1.6	46
120	0.12	19.7	1.9	0	315	0.05	14.7	1.3	0	515	0.12	11.5	1.6	5
125	0.1	18.6	1.8	0	320	0.09	12.2	1.4	0	520	0.12	11.2	1.5	11
130	0.1	18.7	1.9	0	325	0.09	15.3	1.4	1	525	0.13	11.6	1.6	4
135	0.15	18.5	2.2	0	330	0.09	18.9	2.0	0	530	0.11	11.1	1.1	1
140	0.17	19.7	1.8	0	335	0.15	18.0	2.1	0	535	0.09	11.5	1.6	1
145	0.18	17.0	1.7	0	340	0.1	14.3	1.5	0	540	0.11	10.2	1.8	21
150	0.18	20.0	1.8	0	345	0.08	11.8	1.5	0	545	0.15	11.6	1.6	3
155	0.17	20.1	1.9	0	350	0.1	11.7	1.4	0	550	0.13	11.5	1.3	4
160	0.18	22.0	0.7	0	355	0.09	12.9	1.5	0	555	0.12	11.6	1.6	9
165	0.18	20.4	1.7	0	360	0.13	11.8	1.5	0	560	0.1	11.6	1.6	11
167	0.17	20.7	1.8	0	365	0.11	12.4	1.4	0	565	0.16	11.2	1.1	5
170	0.14	20.8	1.1	0	370	0.09	13.4	1.7	0	570	0.14	11.5	1.1	0
173	0.11	13.1	2.0	6	375	0.14	15.8	1.9	0	575	0.14	12.1	1.4	9
175	0.14	11.8	1.2	4	379	0.14	15.9	2.2	0	580	0.14	14.2	2.1	0
177	0.13	11.6	1.6	3	380	0.1	15.8	1.9	0	585	0.12	11.5	1.3	2
180	0.1	10.8	1.6	4	382	0.14	17.0	1.8	0	590	0.11	11.6	1.0	0
182	0.1	11.4	1.8	5	385	0.18	17.3	2.3	0	595	0.13	12.5	1.6	2
183	0.11	11.5	1.6	6	390	0.14	16.9	1.6	0	600	0.13	13.2	1.9	0
184	0.11	11.5	1.6	7	395	0.12	16.6	2.1	0	605	0.16	12.7	1.5	0
185	0.09	10.9	1.6	8	400	0.12	19.3	1.7	0	610	0.18	14.1	1.3	0
186	0.09	10.9	1.6	9	405	0.12	14.1	1.8	0	615	0.18	13.8	1.4	1
187	0.1	10.6	1.9	13	409	0.1	15.2	1.8	0	620	0.18	14.5	1.7	0
189	0.08	10.9	1.5	9	412	0.09	15.2	1.7	0	625	0.16	13.9	1.6	0
190	0.05	10.0	1.0	1	415	0.13	15.1	1.5	0	630	0.14	14.6	1.7	0
193	0.06	10.4	0.4	0	419	0.1	12.7	1.4	0	635	0.19	14.6	1.2	0
195	0.07	10.4	0.6	0	420	0.07	13.1	1.4	0	640	0.23	16.5	1.9	0
200	0.06	10.3	0.5	0	422	0.06	13.1	1.3	0	645	0.2	14.6	1.2	0
205	0.16	11.5	1.6	0	425	0.09	11.3	1.2	1	650	0.26	14.9	2.1	0
210	0.08	11.5	1.6	0	429	0.08	10.5	0.5	5	655	0.18	15.4	2.3	0
215	0.11	11.2	1.0	0	430	0.1	10.9	1.5	9	660	0.19	14.8	1.5	0
220	0.17	15.6	1.2	0	435	0.14	11.2	1.5	8	665	0.24	15.6	1.9	1
225	0.11	14.5	0.9	0	440	0.08	10.8	1.5	13					
230	0.18	16.5	1.1	0	445	0.09	10.4	2.1	23					

Tabl. 5 : Résultats des paléotempératures et des comptages de détritiques dans la carotte SU9228 (obtenus par N. Kallel).

Prof. (cm)	Cib. wuell. d18O (‰)	Cib. wuell. d13C (‰)	Prof. (cm)	Cib. wuell. d18O (‰)	Cib. wuell. d13C (‰)	Prof. (cm)	G. bullo. d18O (‰)	Prof. (cm)	G. bullo. d18O (‰)
31	2.27	1.10	205	3.49	0.60	31	0.36	194	2.38
33	2.07	1.06	210	3.70	0.97	33	0.02	199	2.43
36	2.13	1.11	215	3.69	0.94	36	0.16	205	1.87
39	2.21	1.06	220	3.19	0.56	39	0.51	210	1.77
42	2.31	1.10	225	3.30	1.26	42	0.32	215	2.00
46	2.27	0.99	230	3.03	0.99	44	1.23	220	1.88
48	2.63	1.12	235	2.98	1.04	46	1.26	225	1.02
51	2.99	0.98	240	2.97	1.06	48	1.42	230	0.95
52	2.96	1.02	245	2.98	1.34	51	1.54	235	1.71
54	3.53	0.49	250	2.98	1.27	52	1.33	240	1.49
61	3.69	0.92	260	2.75	1.17	54	1.26	245	1.48
63	3.78	0.85	270	2.68	1.30	56	1.29	250	0.90
64	3.79	0.76	280	2.57	0.92	58	1.54	260	1.01
66	3.98	0.82	290	3.52	1.41	61	2.04	270	0.83
68	4.12	0.53	301	2.92	1.27	63	2.28	280	1.28
71	4.00	0.93	311	2.91	1.15	64	2.24	290	1.39
73	4.03	1.00	321	2.77	1.04	66	2.21	301	0.63
74	3.76	0.98	331	2.65	1.15	68	2.04	311	0.72
76	3.98	0.74	341	2.65	0.91	71	2.12	321	0.77
78	3.86	0.90	351	2.61	1.15	73	2.06	331	1.04
81	3.35	0.79	361	2.75	1.08	74	2.25	341	0.49
83	3.87	1.19	371	2.73	1.12	76	1.99	351	0.66
84	3.48	0.96	381	3.07	1.03	78	2.08	361	0.46
86	3.60	1.03	391	2.90	0.78	81	1.86	371	0.98
88	3.26	1.06	401	3.03	0.70	83	2.06	381	1.03
90	3.61	0.91	409	3.00	0.99	84	2.23	391	1.39
91	3.45	0.89	419	3.15	0.99	86	2.28	401	1.69
92	3.65	1.28	429	3.03	1.13	88	2.14	409	1.39
94	3.33	1.05	439	2.94	0.82	90	2.21	419	0.67
96	3.55	1.23	449	2.86	1.05	91	2.08	429	0.83
98	3.30	0.83	459	2.88	1.05	92	2.23	439	0.77
99	3.50	1.09	469	2.51	0.99	94	2.31	449	0.55
104	3.37	0.84	479	2.71	0.84	96	2.03	459	0.51
107	3.44	0.77	489	2.69	0.95	98	2.04	469	0.52
110	3.65	1.10	499	2.67	0.82	99	2.05	479	0.85
114	3.54	0.81	509	2.34	0.85	104	2.20	489	0.77
118	3.58	1.35	519	2.48	0.82	107	2.25	499	0.38
121	3.50	1.23	527	2.36	0.72	110	2.04	509	0.43
124	3.20	0.69				114	1.86	519	0.57
128	3.19	1.19				118	2.07	527	0.65
131	3.35	1.20				121	2.07		
134	3.33	1.26	valeurs écartées			128	1.47		
138	3.36	1.08	44	3.40	1.36	131	1.62		
141	3.51	1.11	56	4.13	0.93	134	1.79		
144	3.23	1.15	58	3.01	0.81	138	1.47		
148	3.31	1.01	58	3.93	0.61	141	1.26	Valeurs écartées	
154	3.14	1.12	91	4.10	0.92	144	1.42	31	0.60
159	3.10	1.10	91	3.38	0.64	148	1.25	39	0.07
164	3.23	1.00	107	3.62	1.26	154	1.49	68	1.48
169	3.25	0.89	280	2.82	1.06	159	1.49	83	2.37
174	3.16	1.06	290	3.29	0.94	164	1.67	84	1.90
177	3.10	0.60	371	2.67	0.84	169	1.23	131	2.26
181	3.09	0.65	401	3.02	0.27	177	1.89	141	1.83
185	3.35	0.76	409	3.08	0.59	181	1.91	159	1.98
189	3.55	0.87	429	2.69	0.63	185	2.52	210	1.26
194	3.83	0.78	459	2.39	1.05	189	2.51	220	1.59
199	3.69	1.00	469	2.70	0.54				

Tabl. 6: Résultats des mesures isotopiques sur les foraminifères planctoniques et benthiques de la carotte SHOM 92-KS10

Prof. (cm)	Cib. s.l. d18O (‰)	Cib. s.l. d13C (‰)
100	2.19	1.00
110	1.99	0.83
120	2.43	0.78
130	2.39	0.70
140	2.57	0.51
150	2.43	0.38
170	3.15	0.59
180	3.41	0.92
190	3.20	0.83
200	3.38	1.19
210	3.25	1.00
220	3.43	0.87
230	3.35	1.27
240	3.20	1.14
250	3.29	1.39
260	3.23	1.21
270	3.29	1.00
280	3.21	1.12
290	3.07	1.20
300	3.18	1.23
310	3.04	1.21
320	3.14	1.36
330	3.19	1.24
340	3.32	0.82
350	3.33	1.29
360	3.10	1.13
370	3.00	1.23
380	3.01	1.04
390	2.89	1.28
400	3.12	1.13

Prof. (cm)	G. bullo. d18O (‰)
100	0.21
110	0.34
120	1.54
130	1.50
140	1.81
150	1.87
160	2.17
170	2.50
180	2.60
190	2.38
200	2.45
210	2.27
220	2.21
230	2.21
240	2.33
260	2.22
270	2.23
280	2.37
290	2.19
300	1.85
310	2.27
320	2.33
330	2.35
340	2.64
350	2.29
360	2.18
370	2.14
380	2.01
390	2.32
400	2.70
Valeurs écartées	
250	1.98
260	1.76

Tabl. 7 : Résultats des mesures isotopiques sur les foraminifères planctoniques et benthiques de la carotte SU9226

Description sommaire de la sédimentologie des sites étudiées.

Le plateau des Açores.

La caractérisation de la sédimentation sur le plateau des Açores a été l'objet d'une étude détaillée [Denniélou, 1997]. La sédimentation est essentiellement pélagique. Le sédiment est constitué de boues à foraminifères et nannofossiles avec une moyenne de 75% de carbonates. Le taux de sédimentation pélagique moyen dans la zone est de 1.6 cm/ka. Toutefois, différents types d'environnements sédimentaires y sont présents avec des taux d'accumulation très variable. Les conditions particulières dans ces différents environnements résultent des interactions entre la morphologie accidentée de la ride les courants de fond.

Les carottes ont été sélectionnées en fonction de leur environnement sédimentaire et de la stratigraphie préliminaire, pour répondre aux critères suivants: un taux de sédimentation minimum de 3 cm/1000ans et une profondeur de prélèvement de 1000 à 2500m.

Dans la zone des Açores, l'action des courants de fond contrôle étroitement le dépôt des sédiments à une faible profondeur d'eau (<1500 m) [Denniélou, 1997]. Les analyses texturales montrent systématiquement un déficit en particules fines. Les particules fines sont emportées (vannées) par les courants de fond et le sédiment résiduel est enrichi en foraminifères (sables à foraminifères). Dans ces conditions, les sédiments sont sableux et les taux de sédimentation inférieures à la moyenne régionale (1cm/ka). Les carottes prélevées dans ces contextes ne sont pas adaptées à une étude de la variabilité climatique à haute résolution.

Dans la région des Açores, l'action des courants de fond se manifeste également par l'édification d'une mini-ride sédimentaire (la ride sédimentaire de Faial) dans une dépression allongée ouest-est, incisant la plate-forme au sud de Faial [Denniélou, 1997 #324] (Annexes). La carotte GEOFAR KF21, a été prélevée dans cette ride à 1100 m de

profondeur d'eau lors de la campagne GEOFAR (N/O Le Noroît, 1993). L'accumulation de sédiments sous forme d'une ride sédimentaire y a pour conséquence un taux de sédimentation élevé (en moyenne 6cm/1000 ans) [Denniélou, 1997].

Dans la même zone, d'autres environnements sédimentaires sont constitués par les bassins transformants de la ride médio-Atlantique. Ces bassins fonctionnent comme pièges à sédiments. Cette caractéristique se traduit par des taux de sédimentation environ 10 fois supérieur à ceux observés hors axe [Denniélou, 1997]. La forte rugosité du relief sur la ride médio-Atlantique y privilégie les apports latéraux de particules fines issues des pentes vers le milieu des bassins transformants. Ces apports latéraux sont quasiment continu dans le temps et n'influence pas la continuité de l'enregistrement sédimentaire [Richter, 1996] [Denniélou, 1997]. La carotte MD952037, longue de 35.8 m de long, a été prélevée dans un tel contexte lors de la campagne MD101-IMAGES (N/O Marion Dufresne, 1995).

La carotte SHOM 92-KS10 a été prélevée par 1900 m de profondeur d'eau lors de la campagne Açores 92 (N/O Entrecasteau, 1992) dans un contexte de sédimentation pélagique "normal".

La marge Portugaise.

Les carottes SU9226 et SU9228 ont été prélevées sur la marge Portugaise respectivement au large de Sines à 1150 m de profondeur et au large du cap Saint-Vincent à 997 m de profondeur lors de la campagne PALEOCINAT II (N/O Le Suroît). La sédimentation hémipélagique sur le haut de la pente continentale (500 et 1500 m) y est actuellement sous influencé des courants de fond, lié au flux d'Eau Méditerranéenne, qui atteignent une vitesse de 10 à 20 cm/s au Cap Saint Vincent. Les sédiments sont des vases homogènes silto-argileuses plus au moins carbonatées avec des faciès de contourites intercalés [Faugères *et al.*, 1984]. Les taux d'accumulation dans cette zone sont très variables dans

l'espace et dans le temps (entre 5 et 20 cm/1000 ans), en relation avec l'action hydrologique et le contexte morphologique [Faugères *et al.*, 1984].

Les logs lithologiques des carottes SHM 92-KS10 et MD952037 sont représentés dans les figures 5 et 6.

Carotte 92-KS10

Longueur: 528 cm
Profondeur: 1900 m

Position: 38°34,60'N
29°15,66'W

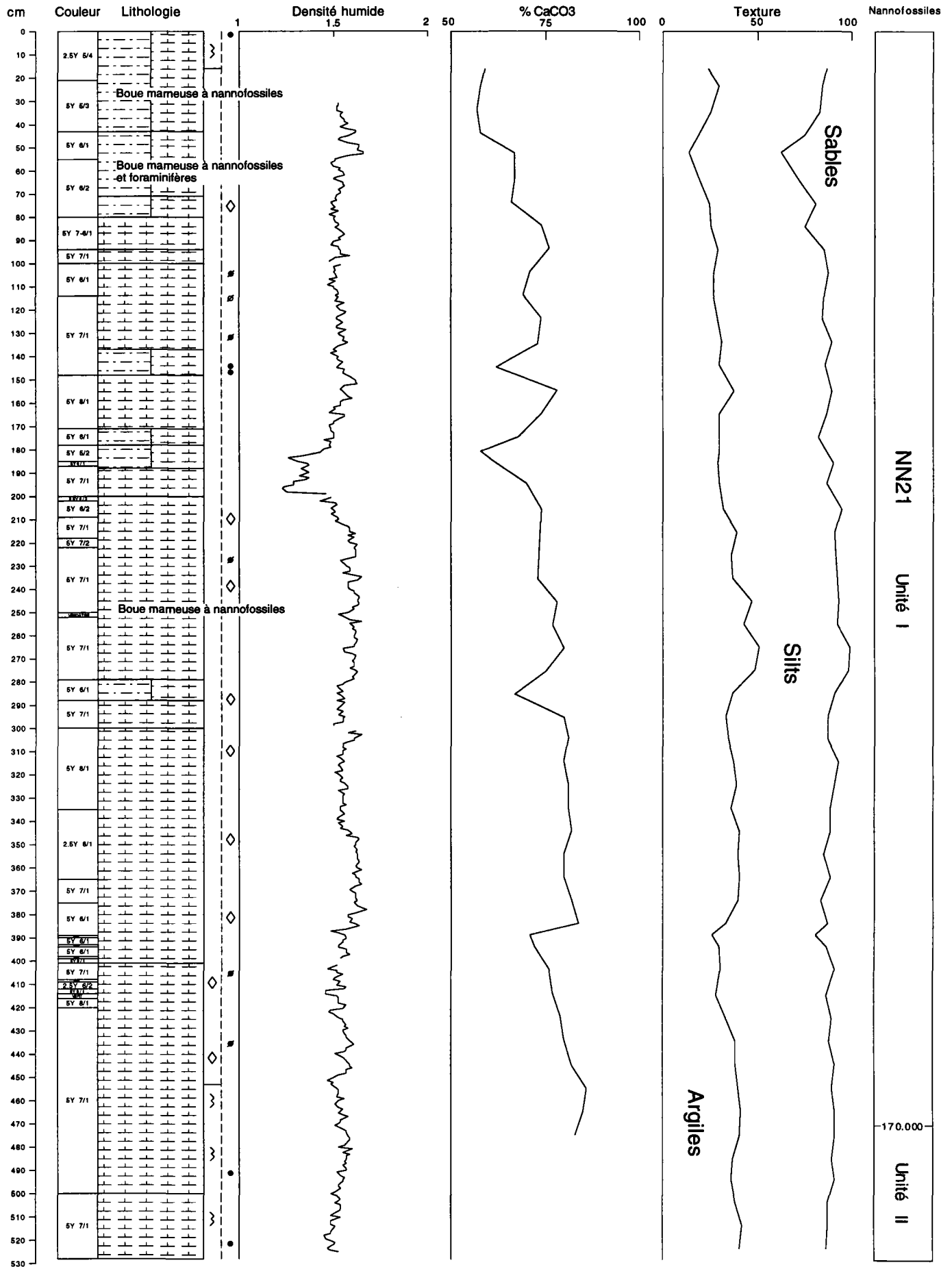
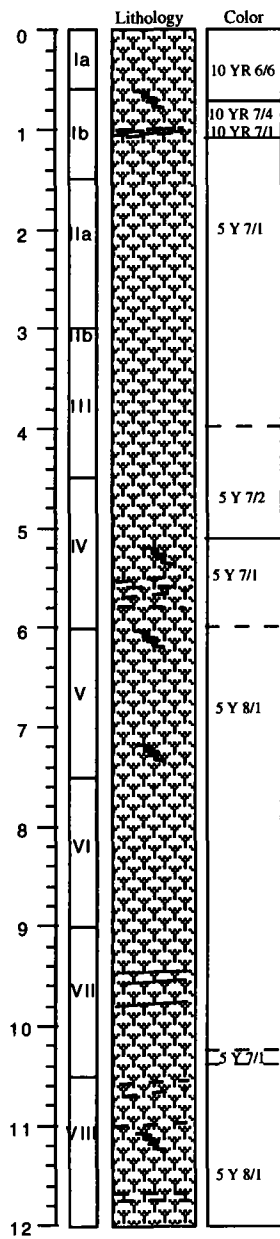


Fig. 5: Log lithologique de la carotte SHOM 92-KS10 (dessin Denniélou, 1997)



MD952037

large black patches

Nannofossil ooze
with green and black spots

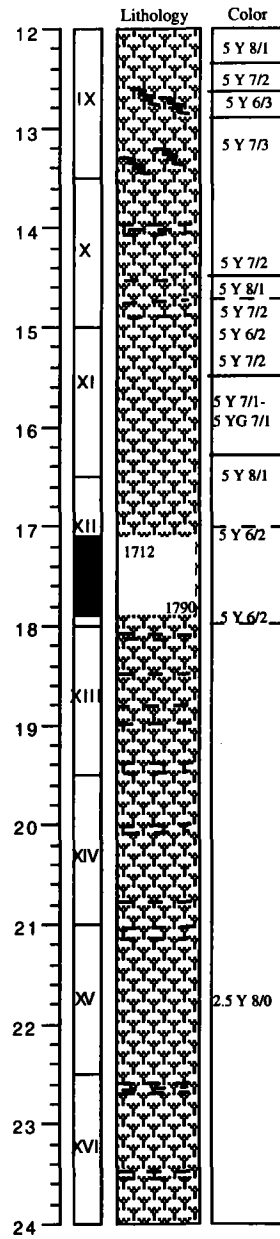
green layers

greenish laminations

green layers

detrital carbonates

succession of thin green layers



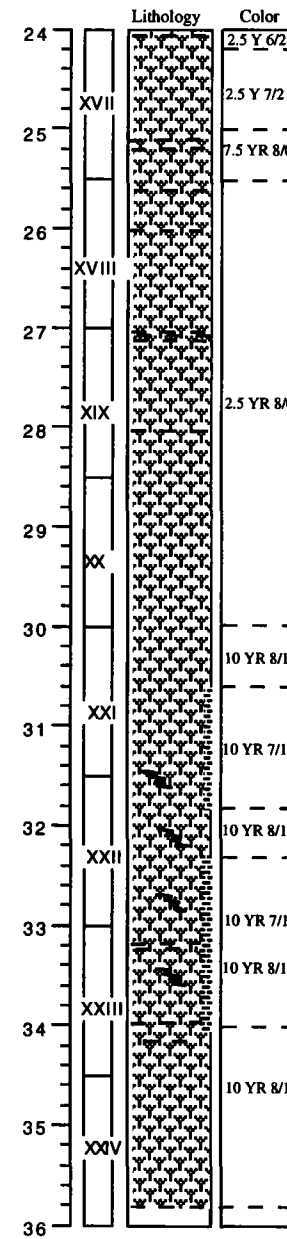
Huge green burrows

thin color banding

detrital bearing nannofossil ooze
green layers 5 Y 7/8

Uniform nannofossil ooze

with few forams, sponge spicules
numerous green layers 5 Y 7/8



green layers 5 Y 7/8

Nannofossil ooze
with few forams, radiolarians, diatoms
and sponge spicules

numerous FeS dots
some volcanic glasses

pyritized burrows

interbedded pure and clayey
nannofossil ooze

3581 cm

Fig. 6: Log lithologique de la carotte MD952037 (Bassinot et al., 1996).

Description physique des masses d'eau.

Les masses d'eau superficielles.

Les eaux centrales.

Dans la boucle anticyclonique (gyre subtropical), les eaux de surface sont déviées vers la droite sous l'effet de la force de Coriolis et convergent vers le centre du gyre (le pompage d'Ekman). Le gradient de pression horizontal ainsi créé contrebalance la force de Coriolis. La convergence des eaux superficielles donne lieu à la formation des Eaux Centrales Nord Atlantique. Cette masse d'eau avec une température de 8 à 19°C et une salinité de 35,10 à 36,70‰ atteint une épaisseur de 400 m à la périphérie jusqu'à 1100 m au centre du gyre. La thermocline permanente, caractérisée par un fort gradient de température et de salinité, est positionnée dans la partie inférieure des Eaux Centrales. Cette barrière permanente de densité empêche l'apport de nutriments depuis les eaux profondes vers la surface. En conséquence, la productivité dans le gyre subtropical est extrêmement faible.

En revanche dans le gyre subpolaire, les eaux de surface divergent vers la périphérie du gyre sous l'effet de la force de Coriolis. Par ailleurs, la suppression de la thermocline dans les hautes latitudes lors du refroidissement hivernal des eaux de surface, donne lieu à un brassage de la colonne d'eau jusqu'à plus de 1000 m de profondeur. La convection hivernale est facilitée par la divergence au centre du gyre subpolaire et est à l'origine d'un apport important de nutriments en surface et en conséquence d'une forte productivité.

Les eaux de la thermocline.

Les eaux de la thermocline sont caractérisées par un fort gradient de température et salinité et donc de densité. Les isolignes de profondeur atteignent une profondeur maximale au centre du gyre subtropical et affleurent plus au nord. Les eaux de la thermocline supérieure se forment dans le gyre subtropical. Le pompage d'Ekman, qui force les eaux

de surfaces à pénétrer la thermocline le long des isolignes de densité, assure un renouvellement rapide et une bonne oxygénation de cette partie de la thermocline [Slowley et al., 1992, 1995].

Les eaux de la thermocline inférieure se forment dans le gyre subpolaire. Lors du refroidissement hivernal, les isolignes de densité appartenant à la partie inférieure de la thermocline affleurent à la surface de l'océan subpolaire. Ces eaux de surface peuvent ainsi périodiquement alimenter la partie inférieure de la thermocline. Dans ce contexte se forment les eaux modales subpolaires, de grandes volumes d'eau avec une densité homogène [McCartney & Talley, 1982].

La circulation thermohaline.

La circulation thermohaline est induit par l'augmentation de la densité des eaux de surface. A l'exception de l'eau méditerranéenne, les eaux intermédiaires et profondes se forment dans les régions subpolaires et polaires par les processus de convection hivernale et de congélation. Depuis sa source, chaque masse d'eau porte sa propre signature de température, de salinité et de teneur en oxygène spécifique.

Dans l'Atlantique Nord moderne, les eaux intermédiaires sont constituées de trois composantes principales: le MOW (Eau Méditerranéenne), la LSW (l'Eau du Labrador) et l'AAIW (Eau Antarctique Intermédiaire).

L'Eau Profonde Nord-Atlantique Supérieure (UNAWD)

L'UNADW, présent dans l'Atlantique Nord depuis la base de la thermocline jusqu'à 2500 m, est essentiellement issues d'un mélange de la MOW et de la LSW dans sa partie supérieure. Sa partie la plus dense comporte une composante provenant de l'écoulement des eaux profondes des mers nordiques dans l'Atlantique Nord.

L'Eau du Labrador

L'Eau du Labrador est formée par convection dans la Mer du Labrador pendant l'hiver, sous un régime climatique continental sec et froid [McCartney & Talley, 1982]. L'Eau du Labrador est caractérisée par une faible salinité ($<34.9\text{‰}$), car cette région reçoit un excès de pluviosité. Sa température est de 3 à 4°C et sa teneur en oxygène est élevée (280 $\mu\text{M/kg}$) [Kroopnick, 1985]. L'Eau du Labrador s'étend entre 1000 et 2000 m de profondeur dans l'Atlantique nord, où elle forme un des principaux constituants de l'Eau Profonde Nord-Atlantique.

L'Eau Méditerranéenne

Le flux d'Eau Méditerranéenne (MOW) vers l'océan Atlantique est la conséquence de l'excès d'évaporation dans le bassin Méditerranéen. Le bilan en sel de la Méditerranée est maintenu par un système de flux opposé au niveau du seuil de Gibraltar (284 m). A la surface, une couche d'eau superficielle Atlantique pénètre dans la Méditerranée et est entraînée vers l'est par les courants de surface. Du fait d'une forte évaporation des eaux superficielles, leurs salinité et la température augmentent lors de leur progression vers l'est. Pendant l'hiver, le refroidissement des eaux de surface salées donne lieu à un brassage de la colonne d'eau et à la formation de masses d'eau intermédiaires et profondes en différents sites des bassins méditerranéens est et ouest

Au niveau du seuil de Gibraltar, les Eaux Profondes du bassin Méditerranéen occidental cascade vers l'Atlantique. Près de sa source, le flux d'Eau Méditerranéenne est caractérisé par une température de 11°C et une salinité de 36,5‰. Ce maximum de salinité peut être suivi dans l'Atlantique nord-est et ouest entre 800 et 1500 m de profondeur. L'Eau Méditerranéenne se propage dans l'Atlantique Nord selon trois directions. Une branche se propage vers l'ouest et traverse la ride médio-Atlantique au niveau des Açores. Une deuxième branche longe la côte Africaine jusqu'à 20°N. Une troisième branche s'étend vers le nord le long des marges européennes jusqu'en mer de Norvège, où elle contribuerait à la formation de l'Eau Profonde Nord-Atlantique [Reid, 1979]. Le courant

Nord-Atlantique forme une barrière pour l'extension de cette masse d'eau vers le nord-ouest [Sy, 1988]. L'Eau Méditerranéenne joue ainsi un rôle important dans le bilan thermique et en sel de l'Atlantique.

L'Eau Antarctique Intermédiaire

L'Eau Antarctique Intermédiaire (AAIW) se forme au niveau de la convergence Antarctique vers 50°S. A cet endroit les eaux de surface subtropicales et subpolaires convergent et plongent pour former l'Eau Antarctique Intermédiaire (AAIW). Elle est caractérisée par une faible salinité (environ 34.2 ‰), car elle est formée dans une région subpolaire excès de précipitation. Sa température est comprise entre 2 et 4°C. Ce minimum de salinité est décelable dans l'océan Atlantique sud et central entre 800 et 1100 m à la base de la thermocline. Les dernières traces sont décelées dans les Caraïbes à 20°N. Initialement bien oxygéné (250 µM/kg), l'AAIW s'appauvrit en oxygène lorsqu'elle traverse la divergence équatoriale [Kroopnick, 1985].

L'Eau Profonde Nord-Atlantique

Sous les masses d'eaux intermédiaires, l'Eau Profonde Nord-Atlantique (NADW) s'étend dans le bassin Atlantique jusqu'à 4500 m de profondeur. La principale source de l'Eau Profonde Nord Atlantique (EPNA) est le déversement de l'eau profonde de la Mer de Norvège dans l'Atlantique. L'Eau Profonde de la mer de Norvège se forme par convection hivernale, à partir des eaux de surface chaudes et salées de la dérive Nord-Atlantique. D'autres composantes contribuent à la formation de la NADW, telles que l'Eau du Labrador et l'Eau Méditerranéenne. L'NADW est une masse d'eau très homogène, caractérisée par une température de 2°C et une salinité de 34.9‰. La teneur élevée en oxygène (260 µM/kg) trouve son origine dans la contribution importante des eaux de surfaces, qui lors de leur trajet à travers l'Atlantique se sont enrichies en oxygène.

L'Eau de Fond Antarctique.

l'Eau Antarctique de Fond (AABW) est formée dans les hautes latitudes de l'hémisphère sud. En Mer de Weddell et de Ross, le mélange des Eaux Circumpolaires Antarctiques et des eaux superficielles, soumises en hiver au processus de congélation, donne lieu à la formation de la masse d'eau la plus dense des océans. L'AABW occupe le fond des bassins océaniques. Dans l'océan Atlantique, elle apparaît d'une façon diluée aux grandes profondeurs (>4500 m) jusqu'à 40°N. L'AABW a une température variable entre 0 et 0.7°C, une salinité de 34.7‰. Sa teneur en oxygène est faible (200µM/kg), car elle est en partie issue d'une remontée des eaux profondes. Ces eaux profondes ne restent pas suffisamment longtemps au contact de l'atmosphère pour s'enrichir en oxygène avant de replonger.

Un résumé des caractéristiques hydrologiques des différents sites étudiés lors de cette étude est donné dans la fig.7.

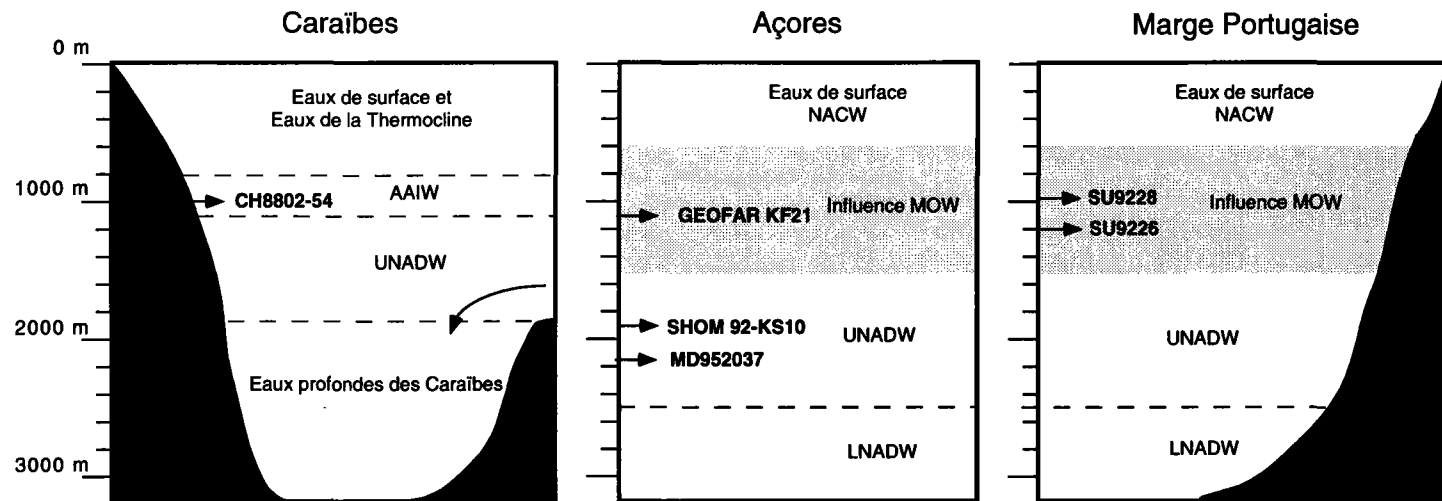


Fig. 7: Coupe hydrologique dans la mer des Caraïbes, au niveau du plateau des Açores et la marge Portugaise avec les profils de température et salinité correspondants (Fuglister, 1976). Identification des différentes masses d'eau et position des carottes étudiées.

NACW = Eaux Centrales Nord-Atlantique
MOW = Eaux Méditerranéenne
AAIW = Eau Antarctique Intermédiaire
UNADW = Eau Profonde Nord-Atlantique supérieure
LNADW = Eau Profonde Nord-Atlantique inférieure

